PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

Revue polonaise de Géographie

ORGAN POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOGRAFICZNEGO
REDAKTOR

ORGANE DE LA SOCIÉTÉ POLONAISE DE GÉOGRAPHIE
SOUS LA DIRECTION DE

EUGENIUSZ ROMER

TOM XXI. ZESZ. 1—2.

TREŚĆ

ARTYKUŁY — Str.

A. Jahn: Przyczynek do znajomości stożków usypiskowych w krajach polarnych 1
J. Kondracki: Z morfogenezy doliny dolnego Niemna 11
S. Majdanowski: Rozmieszczenie, gęstość i kierunki rynien jeziornych na Niżu Polskim 37
R. Galon: Tymczasowe uwagi dotyczące zasad ustalania obszaru ciążenia gospodarczego w stosunku do rzek 71
Ch. F. Lapworth: Parowanie na powierzchni wody 77
W. Okołowicz: Rekonstrukcja klimatu i jego zmian na podstawie morfologii terenu 83
E. Romer: Niektóre zagadnienia z morfologii pleistocenu 93
E. Romer: O współczesnej oceanizacji klimatu europejskiego 103
H. Steinhaus: O wskaźniku stromości przeciętnej 107
H. Steinhaus: O wskaźniku zagęszczenia i rozproszenia 109
H. Steinhaus O wskaźniku ukształtowania pionowego 113
KRONIKA 117
STATUT POLSKIEGO TOW. GEOGRAFICZNEGO 137

SOMMAIRE

ARTICLES — Pages

A. Jahn: Note of the Talus in the Polar Regions 9
J. Kondracki: Sur la morphogenèse de la vallée du Niemen inferieur 33
S. Majdanowski: Distribution, density and directions of lake-channels of the Polish Lowlands . . 63
R. Galon: Note preliminaire concernant les principes de l'étude des zones de gravitation économique par rapport aux rivières . . . 75
Ch. F. Lapworth: Evaporation on the water surface 77
W. Okołowicz: The climates reconstruction based on geomorphology 90
E. Romer: Some morphological problems of glaciation 97
E. Romer: On the recent growing oceanic influence on the climate of Europe 104
H. Steinhaus: L'indice de la declivité 107
H. Steinhaus: L'indice de la condensation 109
H. Steinhaus: L'indice de la sculpture 113
CHRONIQUE 117
STATUT DE LA SOCIÉTÉ POLONAISE DE GÉOGRAPHIE . . 137

WARSZAWA
Z ZASIŁKU WYDZIAŁU NAUKI MIN. OŚWIATY
SKŁAD GŁÓWNY: TRZASKA, EVERT I MICHALSKI, MARSZAŁKOWSKA 51.
1947

Sekretarz Redakcji: Dr Jerzy Kondracki
Warszawa, Wilcza 22 m. 6.

PWZG Warszawa Tamka 3. 1.500. Zam. 1805 XII.47. B—42522.

http://rcin.org.pl

KOŁO GEOGRAFÓW I GEOLOGÓW
Stud. Uniwersytetu Warszawskiego

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

Revue polonaise de Géographie

ORGAN POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOGRAFICZNEGO
REDAKTOR

ORGANE DE LA SOCIÉTÉ POLONAISE DE GÉOGRAPHIE
SOUS LA DIRECTION DE

EUGENIUSZ ROMER

TOM XXI. — 1947.

z 31 figurami w tekście
2 tablice

WARSZAWA
Z ZASIŁKU WYDZIAŁU NAUKI MIN. OŚWIATY
SKŁAD GŁÓWNY: TRZASKA, EVERT I MICHALSKI, MARSZAŁKOWSKA 51.
1948

http://rcin.org.pl

Sekretarz Redakcji: Dr Jerzy Kondracki
Warszawa Wilcza 22 m. 6

Druk PWZG Warszawa, Tamka 3. 1.500. Zam. 3433. XII.47. B-61089.

http://rcin.org.pl

SPIS RZECZY

(*Table des matières*)

ARTYKUŁY (*ARTICLES*) *Str.*

Dobrowolska Maria. Dynamika krajobrazu kulturalnego (*Le dynamisme du paysage culturel*) 151

Galon Rajmund. Tymczasowe uwagi dotyczące zasad ustalania obszaru ciążenia gospodarczego w stosunku do rzek (*Note preliminaire concernant les principes de l'étude des zones de gravitation économique par rapport aux rivières*) . . . 71

Jahn Alfred. Przyczynek do znajomości stożków usypiskowych w krajach polarnych (*Note of the Talus in the Polar Regions*) 1

Kondracki Jerzy. Z morfogenezy doliny dolnego Niemna (*Sur la morphogenèse de la Vallée du Niemen inferieur*) 11

Lapworth Ch. F. Parowanie na powierzchni wody (*Evaporation on the water surface*) 77

Majdanowski Stefan. Rozmieszczenie, gęstość i kierunki rynien jeziornych na Niżu Polskim (*Distribution, density and directions of lake-channels of the Polish Lowlands*) 37

Okołowicz Wincenty. Rekonstrukcja klimatu i jego zmian na podstawie morfologii terenu (*The climates reconstruction based on geomorphology*) 83

Okołowicz Wincenty. Z zagadnień zmian klimatu (*About climatic changes*) 205

Romer Eugeniusz. Niektóre zagadnienia z morfologii pleistocenu (*Some morphological problems of glaciation*) 93

Romer Eugeniusz. O współczesnej oceanizacji klimatu europejskiego (*On the recent growing oceanic influence on the climate of Europe*) 103

Steinhaus Hugo. O wskaźniku stromości przeciętnej (*L'indice de la declivité*) . . 107

Steinhaus Hugo. O wskaźniku zagęszczenia i rozproszenia (*L'indice de la condensation*) 109

Steinhaus Hugo. O wskaźniku ukształtowania pionowego (*L'indice de la sculpture*) 113

Walczak Wojciech. Gleby strukturalne w Karkonoszach (*Structural soils in the Karkonosze*) 227

NOTATKI (*NOTES*)

Bromek Karol. Układ przestrzenny ośrodków usługowych w Polsce ze szczególnym uwzględnieniem woj. krakowskiego (*The system of service centers in Poland with special consideration of the Kraków Voivodship*) 287

http://rcin.org.pl

SPIS RZECZY

Str.

Kondracki Jerzy. Katalog jezior dorzecza Wisły (*Catalogue des lacs du bassin de la Vistule*) 243

Mikołajski Józef. Z morfologii wybrzeża wyspy Wolin (*Sur la morphologie des côtes de l'île de Wolin*) 251

Milata Władysław. Klimat Arktyki kanadyjskiej (*The climate of the Canadian Arctic*) 259

Moniak Jan. Znaczenie klimatu delty Wisły dla zagadnień gospodarczych (*Importance du climat du delta de la Vistule pour les problèmes économiques*) . . . 267

Passendorfer Edward. Zdjęcia geologiczne okolic Torunia (*Sur le levé géologique des environs de Toruń*) 253

Schmuck Adam. Klimat regionu wałbrzyskiego (*The climate of Wałbrzych*) . . . 257

Świderski Bolesław. Wpływ form terenu na położenie osiedli wiejskich w Polsce (*L'influence des formes du terrain sur la situation de l'habitat rural en Pologne*) 275

SPRAWOZDANIA (COMPTES-RENDUS)

Kiełpiński Jan. Ankaizina 293

Piątkowski Felicjan. Sprawozdanie z Kongresu Kartografii we Florencji (*Compte-rendu du Congrès de Cartographie à Florence*) 315

Zaremba Józef. Rola geografii w planowaniu (*The Rôle of Geography in Physical Planning*) 334

KRONIKA (CHRONIQUE)

† Karol Bohdanowicz (*H. Świdziński*) 341

† Mieczysław Limanowski (*Br. Halicki*) 348

† Aleksander Janowski (*J. Kołodziejczyk*) 351

† Sir Halford Mackinder (*J. G.*) 352

Z Instytutu i Obserwatorium Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu i Politechniki we Wrocławiu (*A. Kosiba*) 353

Narodowy Instytut Geograficzny w Paryżu (*F. Osowski*) 355

Geografia w Bułgarii (*J. K.*) 350

Geografia w Szwajcarii (*St. W. Berezowski*) 359

Geografia w Niemczech (*J. Cz.*) 361

Zjazd Polskiego Towarzystwa Geograficznego w Toruniu i Szczecinie w dniach 25—29 maja 1947 roku (*J. K.*) 361

Konferencja w sprawie organizacji służby gleboznawczej w skali ogólnopaństwowej (*J. K.*) 366

Prace geograficzne w planowaniu przestrzennym (*St. W. Berezowski*) 368

Wschodnia granica Polski (*St. Pietkiewicz*) 369

Nowy lot do bieguna północnego (*J. Czaplicka*) 373

Przejście północno-zachodnie (*J. G.*) 374

Nowe czasopisma (*J. K.*) 375

Wznowienie wydawnictwa „Meteorological Magazine" (*J. K.*) 376

Kartograficky Přehled (*J. Różycki*) 376

Mapy (*J. K.*) 376

Książki nadesłane (*J. K.*) 378

SPRAWY POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOGRAFICZNEGO 381
(ACTES DE LA SOCIÉTÉ POLONAISE DE GÉOGRAPHIE)

Statut P.T.G. 157

http://rcin.org.pl

KOŁO GEOGRAFÓW I GEOLOGÓW
Stud. Uniwersytetu Warszawskiego

SPIS RZECZY

Str.

KRONIKA (CHRONIQUE) c. d. (zesz. 1 — 2)
† Adam Łuniewski *(R. K.)* 117
† Albert Demangeon *(W. Richling-Kondracka)* 118
† Sir Hopwood Jeans *(W. Richling-Kondracka)* 119
Lew S. Berg *(Paweł Ordyński)* 119
Stulecie Towarzystwa Geograficznego Z. S. S. R. *(St. Pietkiewicz)* 120
Geografia we Francji podczas wojny *(W. Richling-Kondracka)* 126
Geografia w Stanach Zjednoczonych podczas wojny *(W. Mioduszewska)* . . 128
Pierwsza polska wyprawa w Himalaje w 1939 r. *(S. Klarner)* 129
Teberdyński wąwóz jako obiekt badań radzieckich uczonych 130
Wielkość i zaludnienie Czechosłowacji *(J. K.)* 132
Nowe granice lądowe Włoch *(W. Mioduszewska)* 133
Książki nadesłane *(J. K.)* 135

STATUT P. T. G. 137

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

Nr. 310
KOŁO GEOGRAFÓW i GEOLOGÓW
Stud. Uniwersytetu Warszawskiego

ALFRED JAHN

Przyczynek do znajomości stożków usypiskowych w krajach polarnych.

(*Note of the Talus in the Polar Regions*)

Od czasu ukazania się (1914 r.) znanej rozprawy Bertila Högboma (*3*), omawiającej wszechstronnie działalność mrozu w krajach polarnych i gromadzącej w jednym z rozdziałów wnikliwie przemyślany materiał obserwacyj nad stożkami usypiskowymi Spitsbergenu, stan naszych wiadomości o akumulacyjnych efektach wietrzenia mechanicznego — owej wszechpotężnej siły, która na ziemiach podbiegunowych jest zasadniczym czynnikiem niszczenia niepokrytej lodem powierzchni skalnej — nie wiele posunął się naprzód. Głównym powodem tego stanu rzeczy jest fakt, iż mylnie utożsamia się stożki usypiskowe krajów polarnych ze stożkami gór wysokich umiarkowanej strefy klimatycznej. Stąd też wyniki spostrzeżeń nad stożkami usypiskowymi np. Alp są uznawane często za wystarczające dla wytłumaczenia podobnych zjawisk krajów polarnych. Podstawowe studium Piwowara (*7*), dające bardzo dobrą charakterystykę morfograficzną stożków alpejskich, oraz teoretyczne rozważania Lehmana (*4*) i Gerbera (*2*) nie wyczerpują tematu w sensie ogólnym, właśnie przez niewłączenie do analizy tych momentów, które są właściwą cechą procesu formowania się, rozwoju i zaniku stożków usypiskowych klimatów polarnych.

Stożki usypiskowe są zjawiskiem efemerycznym, zależnym od dwu czynników: a) od postępu wietrzenia mechanicznego, przygotowującego gruz skalny, b) od szybkości, z jaką gruz ten jest usuwany przez wodę lub lód. Jeżeli produkty wietrzenia gromadzą się u stóp ściany lub

http://rcin.org.pl

stromego zbocza skalnego, fakt ten jest sam w sobie dowodem przewagi czynnika pierwszego nad drugim. Stożek usypiskowy może zatem powstać tylko wówczas, gdy ilość gruzu odprowadzonego przez czynniki transportu jest mniejsza od ilości odłamków skalnych, działaniem wietrzenia oderwanych od litej skały, a działaniem siły ciężkości nagromadzonych u stóp zboczy.

Powyższe uwagi dotyczą stożków usypiskowych, formujących się wzdłuż zboczy, a uzależnionych w rozwoju od siły nośnej tego czynnika, któremu dolina zawdzięcza swoje istnienie. (Potok, rzeka, lodowiec). Do tego typu można zaliczyć niemal wszystkie stożki alpejskie[1]).

Jako drugi typ stożków usypiskowych wyróżniamy zboczowe nagromadzenia gruzu skalnego, przy którego uprzątywaniu czynniki transportu nie uczestniczą. Będą to formy, które rozwijają się i zanikają wyłącznie przy współudziale siły ciężkości (ruchy masowe zwietrzelisk). Ten typ stożków spotykamy np. u stóp zboczy odosobnionych masywów górskich, u stóp krawędzi wyżyn, wznoszących się ponad równinami, wreszcie u stóp stoków szerokich dolin, w których strugi wodne nie sięgają po linię usypisk zboczowych.

Gruz skalny, swobodnie nagromadzony (nie scementowany) podlega spełzywaniu pod działaniem siły ciężkości już z racji fizycznych właściwości luźno spojonej masy. Ruch ten zależy od nachylenia powierzchni zbocza, od bryłowatości, czyli stopnia otoczenia odłamów skalnych (tarcie wewnętrzne), oraz od wielkości spełzającej masy. Znaczenie zjawiska niewątpliwie przeceniał W. Penck (*6*), wyznaczając mu rolę olbrzymią, uważając ruchy masowe zwietrzelisk nietylko za czynnik transportu, lecz również erozji. Określony przez Pencka najmniejszy kąt nachylenia powierzchni (*2 - 3*^{0}), przy którym już odbywa się ruch zwietrzelisk, wydaje się stanowczo za mały.

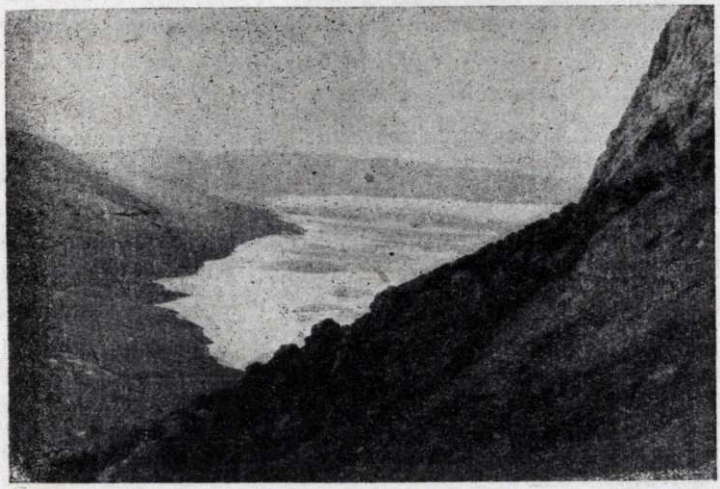
Usypiskowe stożki krain polarnych należą do obu wyżej wyróżnionych typów. Typ pierwszy niczym się nie różni od stożków górskich klimatu umiarkowanego. Typ drugi natomiast posiada swoiste cechy charakterystyczne, wynikające z oddziaływania klimatu polarnego na glebę i podłoże skalne. Ten rodzaj stożków będzie przedmiotem poniższych rozważań. Materiał obserwacyjny zebrałem, uczestnicząc w pracach polskiej wyprawy naukowej do Grenlandii Zachodniej w 1937 r.

---

[1]) Z własnych obserwacyj, poczynionych w masywie Wysokich Taurów oraz w suchych, wapiennych dolinach Karawanek, wnoszę, że potoki wód deszczowych, uprzątające gruz, który przedostał się ze zboczowych stożków na linię działalności wód, są wystarczającym czynnikiem regulacji wielkości stożków.

http://rcin.org.pl

Terenem moich spostrzeżeń był obszar wnętrza lądu nad fiordem Arfersiorfik (szer. geogr. *68*⁰) oraz odcinki wybrzeża w okolicy Egedesminde (*69*⁰), i Faeringehavn (*64*⁰).



Fot. Autora.

Fig. 1. Część górna (wypukła) stożka w dolinie Flory
The upper (convex) part of talus

W górzystym krajobrazie obszaru po obu brzegach fiordu Arfersiorfik stożki usypiskowe są częstym zjawiskiem na zboczach szerokich, polodowcowych dolin i kotlin. Archaiczne skały (łupki krystaliczne, gnejsy z wkładkami pegmatytów), z których jest zbudowany ten teren, wietrzeją na zboczach dolin bardzo intensywnie, w czym bez wątpienia poważną rolę odgrywa gęsta sieć spękań tektonicznych.[1])

Badając stożki usypiskowe stwierdziłem, że większość z nich nie da się włączyć w klasyczne ramy morfograficzne, ustalone dla stożków alpejskich przez Piwowara (7). Badacz ów przez zestawienie swoich licznych pomiarów maksymalnie nachylonej powierzchni stożków (Maximalböschung) dochodzi do wniosku, że w niewielu wypadkach owo nachylenie schodzi poniżej 30⁰, nigdy zaś w skałach krystalicznych takich, jak gnejs lub granit. W granitowych stożkach mierzył Piwowar upad powierzchni średni 36⁰, maksymalny 43⁰.

Również Högbom (3), charakteryzując profile stożków spitsbergeńskich, poprzestaje na lakonicznej uwadze: „Zbocza stożków wy-

[1]) Szczegółowsze w tym względzie wiadomości podaje moja praca p. t. „Studia nad spękaniami skał i mikroreliefem glacjalnym w Zachodniej Grenlandii", która wkrótce ukaże się drukiem.

http://rcin.org.pl

kazują kąt nachylenia odpowiednio do materiału, a więc między 30 a 40 stopniami" (str. 284). Nagromadzony gruz pokrywa całe zbocza, zagrzebuje wzgórza aż po ich wierzchołki. W tym swobodnym układaniu się zwietrzelisk widzi Högbom przyczynę i wytłumaczenie owych charakterystycznych dla krajobrazu niektórych okolic Spitsbergenu wzgórz (np. zatoka Van Mijens), w kształcie piramid, o zboczach równych, opadających pod kątem 30—40°.

Wiele stożków grenlandzkich, jak wspomniałem, zachowuje się nieco odmiennie. Rozpiętość nachylenia ich powierzchni jest znacznie większa, a upady poniżej 30° nie należą do rzadkości. Przekonałem się, że stożki wykazujące duże wahania kąta nachylenia powierzchni należą do wyżej wyróżnionego typu drugiego. Pokrywają one dolne części zboczy i wsparte są podstawą o szerokie, denne tarasy akumulacyjne. Posiadają zarysy powierzchni w postaci krzywej wklęsłej lub wypukłej, której nachylenie na długości całego profilu zmienia się w dość szerokich granicach. Jako przykład takiej formy niech posłuży załączony opis i rysunek stożka z doliny Flory (przedpole lądolodu na południe od Arfersiorfik).

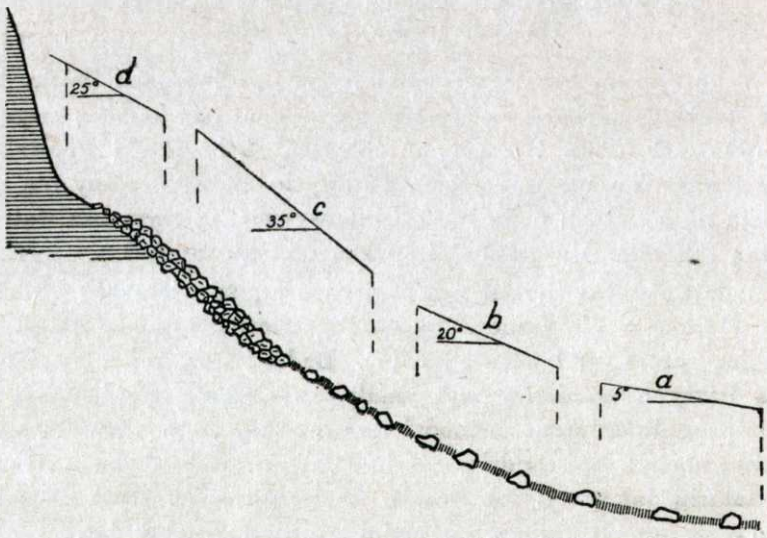


Fig. 2. Profil stożka usypiskowego z doliny Flory.
The profile of a talus from Flora-Valley.

Stożek pokrywa część stromego zbocza skalnego, wygina się ku dołowi, rozpłaszcza się i przechodzi łagodnie w prawie równinne dno doliny polodowcowej, pokrytej obecnie „morzem głazów".

http://rcin.org.pl

Odcinek „a" jest powierzchnią podmokłą, porośniętą bujną trawą. Nachylenie jej jest mniejsze od 15°, najdłuższa część odcinka o spadku 6—7°. Duże, odosobnione głazy wykazują znamiona ruchu w postaci darni zepchniętej i stłoczonej poniżej głazów oraz zagłębienia powyżej głazów. W podłożu tundry znajduje się zmarzlina, której płytko zalegająca powierzchnia (0,5 *m*) jest przyczyną podmokłości.

Odcinek „b", podobnie jak poprzedni, jest pokryty roślinnością. Kąt nachylenia waha się około 15°. Gęstość głazów jest większa. Ślady ruchu głazów bardzo silnie zaakcentowane.

Odcinek „b" przez dość gwałtowne zwiększanie swego nachylenia przechodzi w odcinek „c". Jest to świeże usypisko gruzu, o nieprzekraczalnym dla tego typu piarżysk nachyleniu powierzchni 30—35°. (Ryc. 2).

W odcinku „d" wielkość głazów jest mniejsza, aniżeli w odcinku poprzednim, kąt nachylenia powierzchni spada do 25°.

Ta najwyższa część powierzchni stożka przechodzi w litą skałę o tej samej pochyłości. Powyżej stroma, prawie pionowa ściana skalna.

Za składowe części stożka uważam wszystkie odcinki a nie tylko zbocze „c", które wprawdzie jako jedyne odpowiada tutaj pojęciom powierzchni usypiskowej Piwowara i Högboma, lecz równocześnie stanowi tylko element pośredni, powiązany w całości profilu z odcinkami „b" i „d".

Na szczególną uwagę zasługuje odcinek „b", będący powierzchnią typową dla wszystkich stożków usypiskowych, których materiał nie podlega bezpośredniemu transportowi wodno-lodowcowemu. Tę część powierzchni stożka morfologicznie wyróżnił również Högbom (3) nazywając ją formą pośrednią (Übergangsform), nie przypisując jej poza tym szczególniejszego znaczenia. Warto wspomnieć, że Passarge (5) w swojej systematyce form rzeźby dolinnej z naciskiem podkreśla owe dolne człony zboczy (Übergangsböschung), będące pochyłością przejściową między zboczem a dnem doliny.

Genezę odcinka „b" nie trudno wyjaśnić. Wody deszczowe w lecie, a zwłaszcza wody tających na wiosnę śniegów łatwo przenikają w głąb luźno usypanego gruzu, przemywają go, unosząc ze sobą pył skalny, piasek, a nawet drobne głazy. Materiał ten zostanie złożony oczywiście u stóp stożka, w miejscu, w którym strome zbocze przechodzi gwałtownym załamaniem w poziomą powierzchnię denną. Jest rzeczą jasną że wody deszczowe lub roztopowe poza dokonaniem pewnej segregacji materiału stożka, oraz uformowaniem pochyłości przejściowej, nie są w stanie doprowadzić do większego ubytku masy gruzu. Siła nośna wód poniżej stożka (i jego powierzchni przejściowej) jest minimalna.

http://rcin.org.pl

Pośród wielu pomierzonych w Alpach stożków usypiskowych znajdujemy w zestawieniu Piwowara (7) jedynie dwa stożki (z doliny Lugnez), których pochyłość jest wyjątkowo mała (18—22°). Piwowar wyjaśnia, że materiał stożków był tu nasiąknięty wodą — a ponieważ woda wewnątrz stożków wydatnie zmniejsza tarcie gruzu, stąd słuszny wniosek, że powierzchnia usypisk wilgotnych musi posiadać nachylenie mniejsze, aniżeli powierzchnia usypisk suchych.

Przykłady z doliny Lugnez, które zresztą Piwowar opisuje jako stożki nietypowe, jako formy wtórnej i szczególnej modyfikacji, tłumaczą już w dostatecznej mierze mały spadek dolnej części stożków, która z reguły jest silniej przepojona wodą, aniżeli część górna.

Jeżeli formy przejściowe (nasz odcinek „b") usypiskowych stożków alpejskich nie zwracają szczególniejszej uwagi, to znaczenie tychże form dla budowy i rozwoju stożków klimatów polarnych jest bez porównania ważniejsze. Istotna różnica warunków klimatycznych Alp i strefy polarnej wyraża się tym, że w Alpach brak jest zmarzliny (8), a więc czynnika, który na ziemiach podbiegunowych jest podłożem wszelkich zjawisk glebowo-morfologicznych.

Zmarzlina zachowuje się jak skała nieprzepuszczalna dla wód. Płytko odmarznięta gleba jest zazwyczaj silnie wilgotna, z wiosną nawet przybiera stan pół-płynnej masy. Na podłożu zmarzliny, w oparciu o ślizgową powierzchnię zlodniałej gleby, rozwijają się procesy soliflukcji, a w tym spełzywanie głazów. Ruch głazów, których potencjał dynamiczny nie wyładowuje się w tarciu wewnętrznym, jest szybszy, aniżeli ruch gleby, co uwidacznia się w postaci wałów stłoczonej darni, u czoła głazów.

Po pochyłości przejściowej stożków, jak po równi ślizgowej, zesuwają się głazy w dół. Odcinek „b" staje się dla stożków polarnych warunkiem ubytku masy gruzowej. Powierzchnia przejściowa ściśle przylega do podstawy usypiska oraz — co jest nie mniej ważne — przedłuża się pod stożek gruzowy. Przez usuwanie się głazów stożek jest od dołu stale podkopywany, a cała budowa luźno ułożonego gruzu osiada. Gdyby ustał dopływ materiału z wietrzejącej ściany skalnej, usypisko rychło straciłoby swój kształt stożka, a jego pozostałością byłaby conajwyżej niegruba warstwa głazów, bezpośrednio powlekająca zbocze skalne. Warunkiem istnienia stożków, u stóp których doszło do wytworzenia się powierzchni przejściowej, jest intensywne wietrzenie mechaniczne. Dopływ gruzu u wierzchołka i pobocznicy stożka musi być conajmniej równy ubytkom u podstawy. Wbrew sądom Högboma (3) wszelkiego typu stożki usypiskowe w krajach polarnych należy uznać za formy efemeryczne, przejściowe, będące pewną

http://rcin.org.pl

odmianą ruchów masowych zwietrzelisk. Opinia powyższa dotychczas wypowiadana odnośnie stożków, których gruz jest bezpośrednio odprowadzany przez wodę lub lód, zdaniem naszym jest również słuszna, gdy idzie o stożki z pozoru martwe, wsparte o poziome lub prawie poziome powierzchnie denudacyjne. Zjawiskiem, przeciwdziałającym stagnacji, jest samoczynne uformowanie się pochyłości przejściowej, która jako miejsce ruchów soliflukcyjnych staje się początkiem zaniku stożka.

Jest rzeczą wiadomą jak raźnie w krajach polarnych postępuje niszcząca działalność wietrzenia mechanicznego zwłaszcza przy udziale wód, zamarzających w szczelinach skał. Ilość zwietrzelisk i szybkość ich akumulacji u stóp zbocza zależy nie tylko od fizycznych warunków wietrzenia, lecz również od wielkości powierzchni skalnej, wystawionej na wietrzenie. Wielkość tej powierzchni maleje z postępem wietrzenia przez zasypywanie dolnej części ściany gruzem skalnym, co oczywiście prowadzi do odizolowania zasypanej powierzchni od wpływów zewnętrznych i jej konserwacji. Badacze stożków usypiskowych (*3*, *2*) zgodnie twierdzą, że owa powierzchnia skalna, przykryta gruzem, posiada nachylenie niewiele różne od pochyłości stożka. Górna część ściany wietrzejącej powiększa eksponowaną na wpływy temperatury i wilgoci powierzchnię, przez tworzenie się półkolistych lub klinowych nisz wietrzeniowych, wżerających się coraz intensywniej w ścianę w miarę swego rozrostu[1]).

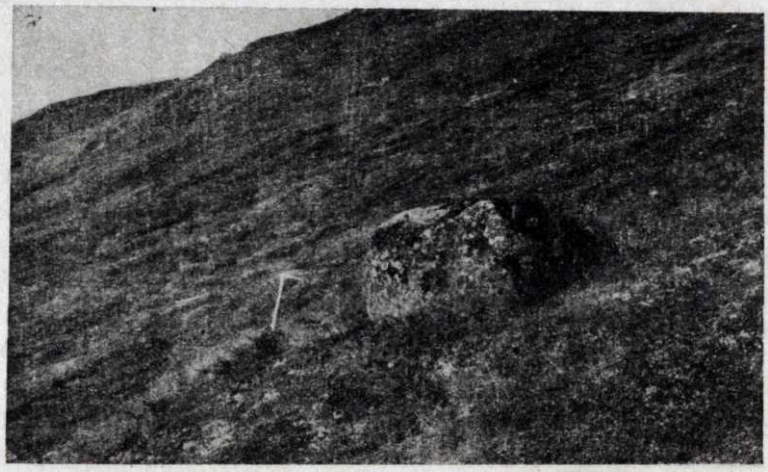
Jeżeli klimatyczne warunki wietrzenia są niezmienne, wówczas szybkość narastania stożka usypiskowego wzmaga się tak długo, dopóki rozwijające się nisze zdecydowanie powiększają powierzchnię wietrzenia. Następuje moment zwrotny, gdy ustaje rozrost nisz, a powierzchnia wietrzeniowa maleje. Tempo procesu akumulacji gruzów słabnie również. W międzyczasie przygotowuje się u dołu pochyłość przejściowa, następuje odpływanie gruzu, wzmagające się w miarę rozrostu stożka. Malejący dopływ i wzrastający odpływ gruzu prowadzą do stanu równowagi, który wywołuje czasową stabilizację wielkości stożka. Przewaga odpływu powoduje umniejszanie się objętości stożka, osiadanie gruzu, obniżanie wierzchołka stożka. Stożek w dolinie Flory, którego profil zamieszczono wyżej, znajduje się w tym właśnie stadium swego zaniku. Odsłonięta u wierzchołka stożka powierzchnia skalna, zapadająca równomiernie pod gruz, jest zboczem, na którym spoczywał niegdyś stożek. Obsunięcie się gruzu jako skutek osiadania stożka, wyjaśnia dzisiejszy stan rzeczy.

---

[1]) Olbrzymie znaczenie owych wcięć wietrzeniowych w morfologii gór krajów polarnych i subpolarnych opisuje W. Wrak, *(9)*, proponując nazywać je wg. szwedzkiej nazwy ludowej „rasskars".

http://rcin.org.pl

Rozwój pochyłości przejściowej, która charakteryzuje się tym, iż posiada zawsze kąt mniejszy od 30°, może mieć miejsce jedynie przy równoczesnej redukcji właściwego zbocza stożka, wykazującego wprawdzie nachylenie zmienne, zależnie od typu skały i grubości gruzu, lecz bezwzględnie większe od 30°. W starzejących się więc stożkach usypiskowych pochyłość przejściowa staje się dominującym elementem w profilu całego zbocza. W końcowym stadium, gdy zniknie zupełnie powierzchnia maksymalnego nachylenia (30—35°), pochyłość przejściowa zajmuje jej miejsce. Jest zrozumiałe, że nachylenie powierzchni takiego stożka znacznie odbiega od kątowych wartości granicznych, wyznaczonych stosunkiem siły ciężkości i tarcia w swobodnie układającym się, suchym gruzie skalnym. Büdel (1) podaje, że powierzchnia dyluwialnych zwietrzelisk Gór Kruszcowych i Karkonoszy posiada nachylenie 12—17°, (maksymalna granica 27) współcześnie zaś tworzące się świeże stożki usypiskowe w tych obszarach mierzą 28—30°. Obserwacje powyższe uzupełniają nasz materiał spostrzeżeń z Grenlandii i potwierdzają słuszność tezy o rozpłaszczaniu się i zaniku starych stożków usypiskowych.



Fot. autora.

Fig. 3. Wędrujący głaz na zboczach fiordu Arfersiorfik
The down creeping boulder of the slope of Arfersiorfik fiord.

Nasuwa się pytanie, co jest ostatecznym wynikiem masowych ruchów zwietrzelisk obszarów polarnych — ruchów wyrażonych w cyklicznym łańcuchu zjawisk, którego jednym z ogniw są stożki usypiskowe. Odpowiedź jest prosta, bo faktów oczywistych dostarcza niemal każda dolina, kotlina, lub wierzchowinowe spłaszczenie górskiego krajobrazu Grenlandii Zachodniej. Zjawiskiem powszechnym

http://rcin.org.pl

są tam obszerne pola głazów — słabo nachylone powierzchnie, pokryte rumowiskiem małych, częściej zaś wielkich bloków kamiennych. W kierunku takiego zbiorowiska bloków kierują się głazy na pochyłości przejściowej opisanych stożków usypiskowych doliny Flory. „Morza głazów" są właśnie dlatego tak częstym zjawiskiem w krajobrazie krajów polarnych, ponieważ stanowią tu końcowy etap wędrówki wszelkiego typu bloków skalnych (zwietrzeliskowych, morenowych). (Ryc. 3). One są zbiornikami, ku którym dążą strumienie gruzów. W nich zamyka się i wygasa cykl wietrzeniowy krajobrazu polarnego.

Z Zakładu Geografii Uniwersytetu M.C.S. w Lublinie.

LITERATURA.

1. Büdel J. Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung in ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. Pet. Mitt. 1937 Erg. 229.
2. Gerber E. Zur Morphologie wachsender Wände. Zeit. f. Gletscherk 1. VIII. Leipzig 1934.
3. Högbom B. Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. of the Geol. Inst. Upsala 1914.
4. Lehmann O. Morphologische Theorie der Verwitterung von Steinschlagwänden. Vierteljahrschr. d. Naturforsch. Ges. Zürich 1933.
5. Passarge S. Physiologische Morphologie. Hamburg 1912.
6. Penck W. Die morphologische Analyse. Georg. Abhandl. Stuttgart 1924.
7. Piwowar A. Über Maximalböschungen trockener Schuttkegel und Schutthalden. Diss. Zürich 1903.
8. Poser H. Beiträge zur Kenntnis der arktischen Bodenformen. Geol. Rundschau B. 22. 1931.
9. Wrak W. Sur quelques „Rasskars" (couloirs d'eboulis) dans les escarpements des vallées glaciaires en Norvege. Bull. of the Geol. Inst. Upsala 1916.

SUMMARY

The chief subject of this contribution is the comparison of polar (arctic) talus, which has been investigated by the author in West - Greenland, with the same forms of the higher mountains of lower latitudes (Alps).

It is known, that frost and frequent repetition of the temperature from above to below the freezing point are the agents of the formation of talus in the both regions. Besides this resemblance it seems to be also some differences in the other climate conditions. The permanent frozen ground, being the substratum of soil and debris movement in the polar regions, has been not found (according to Poser [*8*]) in Alps.

http://rcin.org.pl

The author investigated some talus of the arctic type in West - Greenland (The Polish Greenland Expedition 1937). The profile of one of these talus (from Flora - valley, by Arfersiorfik - fiord) is given as an example on Fig. 1.

It may be distinguished the following four parts of talus slope: a) base surface with an inclination below 15°, b) medial slope (german „Uebergangsboeschung") with an incl. about 15°, c) the essential part of the talus, the scree (incl. 30 — 35°), d) the summit of the scree (incl. 25°).

The known investigations of the talus in Alps (Piwowar [7]) and in the polar region (Högbom [3]) give the peculiar attention to one part of talus - slope. The both consider the scree surface with the greatest inclination (Maximal Boeschung) as the talus slope.

The author assumes that the four above mentioned parts of the talus - slope represnt one form in full connexion. Each of the surfaces depends in its position and inclination on the development of the part, which is situated below.

The medial slope being a product of rain or snow - thawing water deposition (sand and grit) at the foot of the scree („b" in Fig. 1.) has a great importance for the changes of the polar talus - shape, much greater, than in talus of temperate regions. Frozen ground is the cause of the peculiar conditions. The boulders and debris in the half - fluid, with water saturated mass of soil creep easy downhill on this impervious ice - substratum in the summer season (solifluction). The medial surface develops uphill, cutting off the steep slope of the talus. In the old talus the medial surface becomes slowly - simultaneously with the diminishing and flattering of the scree- the essential part of the talus. The final result shall be the complete replacing the initial, steep slope by the medial surface.

The Pleistocene talus in Sudeten Mountains- according to Büdel (*1*) — indicates the inclination 12° — 17°, while the recent talus in this region have the normal angle of the dip (28 — 30°).

Summarising the whole cited arguments the author cames to the conclusion, that the arctic talus should be considered as one of the stage in the cycle of the mass - movement of debris and soil. The final stage of these transformation are boulder fields on the flat bottoms of the valleys.

http://rcin.org.pl

JERZY KONDRACKI

Z morfogenezy doliny dolnego Niemna

(*Sur la morphogenèse de la vallée du Niemen inferieur*)

Wstęp.

Studia nad tarasami rzecznymi są jednym z najważniejszych sposobów odcyfrowania genezy współczesnego krajobrazu morfologicznego i najmłodszych ruchów skorupy ziemskiej. W odniesieniu do południowych wybrzeży Bałtyku może pozwolą one nam poznać polodowcowe ruchy izostatyczne i wyjaśnić różnice krajobrazowe, zarysowujące się pomiędzy dolinami Niemna, Dźwiny, Odry i Wisły. Różnice i podobieństwa pomiędzy dolinami Dźwiny i Wisły próbowałem już zanalizować na kongresie geograficznym w Amsterdamie w referacie o tarasach Dźwiny, jednak trudno jest zestawiać te dwie oddalone od siebie rzeki główne bez znajomości, jak się przedstawiają tarasy na terenie, położonym pomiędzy nimi. Wprawdzie znaczna część biegu Niemna znajdowała się przed rokiem 1939 w granicach Polski, ale ważniejszy z punktu widzenia morfologicznego jest jego bieg przełomowy i dolny, mieszczący się wówczas w granicach Litwy. Podróż, odbyta latem 1939 roku, pozwoliła zorientować się ogólnie w morfologii mało zbadanego dotychczas odcinka biegu Niemna od dawnej granicy polskiej około Merecza do dawnej granicy niemieckiej pod Jurborkiem. Obszar deltowy Niemna jest już lepiej znany z literatury niemieckiej (*1*, *4*, *5*, *7*, *9*, *17*, *26*, *28*).

Na znaczenie doliny Niemna jako klucza do zrozumienia genezy rzeźby krain nadbałtyckich pierwszy zwrócił uwagę Ludomir Sawicki (*25*) przed

http://rcin.org.pl

laty 38-iu. Wypowiedziane wówczas przez niego uwagi do dziś nie straciły aktualności. Podkreślił on, że formy erozyjne na nizinie środkowo-europejskiej, gdzie badania dyluwialistyczne były najbardziej zaawansowane, są mało wyraziste lub „tak zasypane młodszymi utworami, że trudno je poznać pod grubym płaszczem zasypów". Z drugiej strony zajmowali się tymi zagadnieniami prawie wyłącznie geologowie, którzy w tym terenie metodami morfologicznymi na ogół się nie posługiwali, tego też problemu w swych badaniach nie poruszyli.

Bieg Niemna (podobnie zresztą jak bieg jego głównego dopływu Wilii oraz bieg Dźwiny) odznacza się osobliwym rozwojem morfologicznym. W górnej części spadek rzeki jest mały, dolina szeroka, dno zabagnione, stoki łagodne, w dolnym zaś biegu rzeka ma spadek większy, dolinę wąską, a zbocza strome. Niemen wkracza w swój pierwszy przełom w okolicach Grodna. Przełom ten z punktu widzenia morfologicznego opisany był przez W. Rewieńską (*23*). Wyróżniła ona tutaj 4 tarasy: 1) zalewowy, 2) dolny o wysokości 5—8 *m*, 3) środkowy o wysokości 13—17 *m* oraz 4) górny o wysokości 24—32 *m*, przy czym dwa dolne są erozyjno-akumulacyjne a dwa górne erozyjne. Dolina w tym przełomie zwęża się do 500—700 *m*, wysokość zboczy dochodzi do 40 *m*, a spadek wzrasta od 0,085‰ do 0,233‰. Wcięcie doliny zachowuje się, aczkolwiek jest nieco mniejsze a dolina staje się szersza, również poniżej Grodna, gdzie Niemen porzuca płat morenowej wysoczyzny grodzieńskiej i przecina t. zw. pradolinę wileńsko-warszawską.

Poniżej ujścia Mereczanki rzeka wkracza w swój przełom przez pas pojezierza, głębokość doliny wzrasta od 40 do 70 *m*, spadek dna zwiększa się również, rzeka i dolina tworzą kilka wielkich pętlic, które przybierają postać meandrów wciętych, a w dnie rzeki tkwią liczne głazy z rozmytych moren, utrudniające nie tylko żeglugę, ale nawet spław drzewa. Charakterystycznym elementem przełomowego odcinka doliny Niemna są tarasy, o których wspomina już Keller (*8*), a później Sobolew (*27*), Friederichsen (*3*), Mortensen (*2*) i Körnke (*15, 16*). Ten ostatni wyróżnia „główny taras", stanowiący dno doliny, w które wcięte jest koryto rzeki i towarzyszący mu na całej długości przełomu, oraz poziomy wyższe, które wiążą się raczej z lokalnymi podstawami erozyjnymi.

Poniżej Kowna spadek rzeki się zmniejsza, znikają również meandry i tarasy, ale dolina zachowuje w dalszym ciągu charakter erozyjnego jaru, wciętego przeważnie w akumulacyjne równiny. Dwa lekkie stopnie terenowe przecinają wpoprzek dolinę, powodując zmniejszenie się jej głębokości od 50 do 30 *m*, ale pod Ragnetą Niemen przebija się raz jeszcze przez wzniesienia morenowe i wypływa na nizinę deltową.

http://rcin.org.pl

Sawicki zwracał uwagę na to, że odmłodzenie dolnego biegu rzek wschodnio-bałtyckich mogło nastąpić albo naskutek obniżenia się podstawy erozyjnej, albo wskutek wypiętrzania się płyty wschodnio-bałtyckiej, analogicznie do postglacjalnego wypiętrzania się Skandynawii. Panujący pogląd, że południowe wybrzeże Bałtyku ulegają obniżeniu, może się odnosić tylko do wybrzeży południowo-zachodnich, gdzie istnieją liczne formy lądowe zanurzone. Już w okolicach ujścia Odry zanurzenie to nie było zbyt intensywne, w okolicach ujścia Wisły naogół brak form zanurzonych, a na terenie Łotwy i Estonii znajdujemy wyraźne tarasy nadmorskie, świadczące o wypiętrzaniu się lądu (*13*, *14*).

Procesy, wpływające na kształtowanie się dolin rzek bałtyckich, nie były tak proste, jakby się to mogło napozór zdawać, ponieważ z niewątpliwymi ruchami pionowymi skorupy ziemskiej łączyły się eustatyczne wahania poziomu morza. Podnoszenie się powierzchni mórz naskutek stopnienia wielkich mas lodu oraz zaznaczające się równocześnie izostatyczne podnoszenie dawniej zlodowaconych obszarów, tworzyły dwa niwelujące się nawzajem czynniki morfologiczne i tylko niejednakowa szybkość oraz intensywność obydwu tych zjawisk znajdowała odbicie w kształtowaniu się form powierzchni ziemi, wyrażające się bądź to w pogłębianiu dolin i cofaniu się linii brzegowej, bądź to w pozytywnym ruchu morza, zahamowaniu erozji wgłębnej a nawet wzmożonej akumulacji na dnach dolin. W ten sposób uformowały się systemy tarasów morskich i rzecznych, których regionalne różnice pozwolą na szczegółowe odcyfrowanie całego przebiegu zjawisk.

Tak więc metody morfologiczne są ważne nie tylko dla wyjaśnienia genezy współczesnego krajobrazu, ale stanowią klucz do poznania tych procesów geologicznych, których nie można odcyfrować metodami stratygraficznymi.

Charakterystyka rzeki

Trudno jest omawiać ewolucję doliny, nie zdając sobie sprawy z właściwości rzeki, która tę dolinę modelowała. Najbardzie wyczerpującym opracowaniem hydrograficznym Niemna jest ciągle jeszcze (od lat pięćdziesięciu!) monografia Kellera (*8*), której wyniki podaje Ingarden w pracy „Rzeki i kanały żeglowne w byłych trzech zaborach" (*6*). Krótki zarys hydrologiczny dał po francusku Kołupajło (*11*).

Niemen wypływa na Wyżynie Mińskiej w okolicach Kojdanowa na wysokości zaledwie 177 *m*, a uchodzi do Zalewu Kurońskiego kil-

http://rcin.org.pl

koma ramionami, z których głównym jest Rus. Według Kellera (*8*) długość Niemna wynosi 878 *km*, według Kołupajły 937 *km* (*10*); powierzchnię dorzecza oblicza Keller na 97.429 *km*². Kołupajło na 98.102 km.² Spadek rzeki wynosi średnio 0,2‰. Nas interesuje w tej chwili dolny bieg od ujścia Mereczanki, mający według Kołupajły okrągło 420 km długości („419,7 *km*"). Spadek tego odcinka biegu Niemna wynosiśrednio 0,17‰, podczas gdy spadek analogicznego odcinka dolnej Dźwiny (od ujścia Dzisny w dół 426 *km*) wynosi 0,24‰, spadek Wisły od ujścia Bugo-Narwi (długość odcinka 382,5 *km*) — 0,18‰.

W szczegółach profil dolnego Niemna przedstawia się w sposób następujący:

Miejsce	Odległość od ujścia *km*	Wysokość *m*	Długość odcinka *km*	Spadek *m/km*
Źródła	937	177		
			517	0,203
Ujście Mereczanki . .	420	72,0		
			36	0,230
Niemonajcie	384	63,7		
			39	0,250
Punia	345	54		
			55	0,259
Birsztany	290	39,9		
			77	0,245
Kowno	213	21		
			13	0,136
Ujście Niewiaży . . .	200	15,3		
			32	0,123
Średniki	168	19,3		
			43	0,137
Ujście Mitwy (Jurbork)	125	9,3		
			125	0,070
Ujście do Zalewu Kurońskiego.	0	0,0		

Przyglądając się bliżej temu zestawieniu zauważymy, że w górnym biegu spadek rzeki jest mniejszy, a następnie wzrasta, osiągając maximum w wielkiej pętli pomiędzy Punią a Birsztanami (0,259‰), następnie zaś zmniejsza się, wykazując lekkie załamanie pomiędzy Srednikami a Jurborkiem. Występowanie większego spadku na odcinkach przełomowych bynajmniej nie jest żadną regułą, a naprzykład w podlaskim przełomie Bugu spadek jest właśnie mniejszy niż na jego odcinku poleskim i pradolinowym mazowieckim.

Lepiej niż profil zilustruje nam zmienność spadku wykres, na którego osi poziomej zaznaczymy odległości od morza poszczególnych odcinków, a na osi pionowej spadki w ‰. Wówczas dwukrotny wzrost

http://rcin.org.pl

spadku w dolnym biegu Niemna zaznaczy się w postaci dwóch wypukłości przy czym jedna wypukłość zaznacza się w odległości około 175 *km* od ujścia, a druga w odległości około 340 *km*. Rzecz charakterystyczna, że analogiczny wykres dla Dźwiny wykazuje znacznie

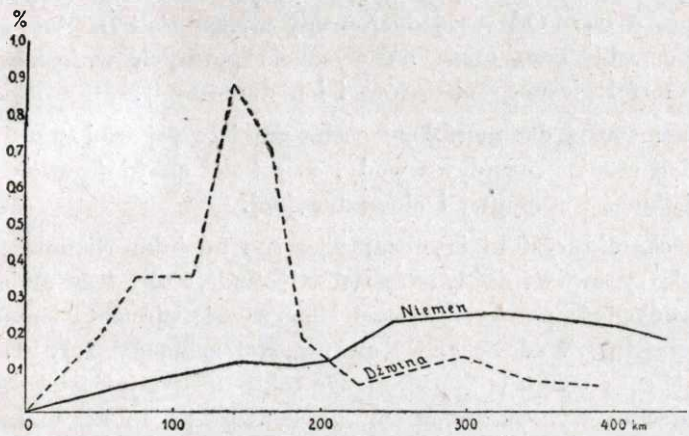


Fig. 1. Wykres spadków na dolnym Niemnie i Dźwinie.
Diagramme des pentes du Niemen et de la Dvina inferieurs.

większą amplitudę spadku, ale tak samo dwie kulminacje krzywej, zaznaczające się w tych samych odległościach od morza. Różnica polega na tym, że na Niemnie zwiększenie się spadku w odległości 175 *km* od ujścia jest bardzo nieznaczne, bo zaledwie o 0,014 ‰, podczas gdy na Dźwinie przyrost przekracza 0,7‰; natomiast przyrost spadku w przełomie Dźwiny pod Krasławiem i w przełomie Niemna pod Birsztanami wykazuje podobną amplitudę (Fig. 1).

Zupełnie inny obraz przedstawiają krzywe zmienności spadku dla Wisły i Odry.

Wisła posiada w dolnym biegu spadek dość jednostajny, zmniejszający się wybitnie dopiero na odcinku deltowym. Lekki przyrost spadku zaznacza się w odległości około 225 *km* od ujścia, t. zn. na odcinku biegu pomiędzy Płockiem a ujściem Brdy. Dalej w górę biegu spadek rzeki nieco się zmniejsza.

Krzywa przyrostu spadku dla dolnej Odry wykazuje również jedno tylko maximum wypadające w okolicach ujścia Nysy Łużyckiej, czyli również w odległości około 225 *km* od ujścia.

Tak więc widzimy, że próba analizy spadków czterech głównych rzek południowego zlewiska Bałtyku mimo różnicy ich profilów podłużnych pozwala na wykrycie pewnej analogii w wykształceniu pro-

http://rcin.org.pl

filów Niemna i Dźwiny (napozór zupełnie odmiennych), oraz profilów Odry i Wisły, przy czym obydwie te „pary" rzeczne wykazują inny typ układu spadków.

Profil podłużny rzeki jest niewątpliwie odbiciem procesów morfologicznych, jakim rzeka podlega, a wykryte różnice między układem spadków na Wiśle i Odrze z jednej strony a Niemnie i Dźwinie z drugiej strony pozwolą nam może na wysnucie pewnych wniosków co do rozwoju morfologicznego obszarów i ich dorzeczy [1]).

Drugą ważną dla morfologii cechą rzeki są jej wodostany i związane z nimi różnice przepływu wody, co z kolei znajduje swoje odbicie w jej działalności erozyjnej i akumulacyjnej.

Dla charakterystyki interesującego nas odcinka Niemna możemy przyjąć jako typowe wyniki spostrzeżeń w Kownie, które leży mniej więcej w połowie odległości pomiędzy ujściem Mereczanki a ujściem Niemna do Zalewu Kurońskiego. Wodowskaz w Kownie został założony 1. I. 1877 roku, a wysokość zera wynosiła 20,192 m. Do roku 1891 najniższy zaobserwowany wodostan wynosił —0,34 m, najwyższy +6,36 m, maksymalna amplituda 6,7 m, średni stan wody +0,79 m, a średni wodostan wysoki 4,82 m. Odpływ sekundowy podczas średniego rocznego wodostanu wynosił powyżej ujścia Wilii 349,3 m^3/sek, poniżej ujścia Wilii 527,9 m^3/sek. W górę biegu na odcinku przełomowym amplituda wahań wodostanów wzrasta od 7 do 9 m, w dół biegu w okolicach Tylży wynosi około 4 m.

Wahania wodostanów są zatem na Niemnie znacznie mniejsze niż na Dźwinie, gdzie amplituda dochodzi nawet do 12 — 14 m. Tak jak na innych rzekach południowego zlewiska Bałtyku najwyższe wodostany przypadają na wiosnę z tym, że o ile Odra i Wisła mają wylewy wiosenne zwykle w marcu, to Niemen i Dźwina w kwietniu. Najniższe wodostany wypadają w miesiącach letnich a tak charakterystyczne dla Wisły letnie wylewy tutaj nie występują lub zaznaczają się bardzo słabo. Wreszcie pod względem przebiegu i czasu trwania zjawisk lodowych Niemen upodabnia się raczej do Dźwiny niż do Wisły. Okres zlodzenia Niemna wynosi około 100 dni, Dźwiny 111 dni, natomiast dolnej Wisły tylko 63 dni. Wysokość wodostanów wskazuje na to, że obszary, położone poniżej 4 m są stale rok rocznie zalewane, tworząc „taras zalewowy" i że poziomy dolinne, położone powyżej 7 — 9 m pochodzą z wcześniejszych etapów rozwojowych doliny Niemna.

---

[1]) Podany profil Niemna różni się w szczegółach zarówno od profilu Kellera jak i profilu z danych rosyjskich, podanego przez Ingardena. Ważne tutaj są nie poszczególne liczby, ale ogólny obraz zmienności spadków.

http://rcin.org.pl

Morfologia i geologia otoczenia doliny.

Obszar dolnego Poniemnia składa się z kilku różnych genetycznie jednostek krajobrazowych. Załączony szkic morfologiczny (Tabl. 1), oparty o analizę mapy topograficznej oraz schematycznych mapek Pokuckiego (*22*), Dalinkiewicza (*2*) oraz częściowo mapy Woldstedta (*39*), choć nie może rościć pretensyj do należytej dokładności, pozwala jednak zorjentować się ogólnie w rzeźbie tej części Litwy.

Główne jednostki morfologiczne przedstawiają się w sposób następujący. Poniżej ujścia Mereczanki Niemen porzuca równiny fluwjoglacjalne i wkracza na obszar Pojezierza Litewskiego, który opuszcza pod Rumszyszkami. Od Rumszyszek po Kowno dolina Niemna wcięta jest w równinę, której powierzchnię budują osady zastoiskowe. Od ujścia Wilii po ujście Dubisy Niemen płynie wzdłuż granicy dwóch różnych obszarów: od północy ciągnie się łańcuch moren czołowych, wysuniętych ku południowi po obu stronach Niziny Poniewieskiej i tworzących charakterystyczny łuk t. zw. moreny kowieńskiej, od południa rozpościera się obszar sandru, synchronicznego do owych moren.

Morena kowieńska została opisana po raz pierwszy przez Mortensena (*21*), a w swoim czasie paralelizowałem ją z morenami oscylacji brasławskiej (*14*). Sandr kowieński ciągnie się w dół biegu Niemna mniej więcej po Eleonorów i Giełgudyszki i zalega na osadach ilastych, które odsłaniają się dalej ku zachodowi. Powierzchnię jego porastają lasy.

Następnym elmentem morfologicznym jest równina iłów wstęgowych, rozpościerająca się po obu stronach doliny aż po ujście Szeszupy. Stąd górne poziomy dolinne skręcają na południe i wzdłuż Wystruci ciągną się w kierunku wielkiej równiny zastoiskowej nad Pregołą. Natomiast Niemen przecina się pod Ragnetą przez pasmo moren czołowych wilkiskich, zamykających dostęp do Zalewu Kurońskiego i poniżej Tylży rozdziela się na dwa ramiona tj. Gilię i Rus, usypujące rozległą równinę deltową (Żuławy Niemnowe).

Od Merecza aż poza Tylżę dolina Niemna wcięta jest w osady czwartorzędowe, których grubość jednakże jest zmienna i z pod których w kilku miejscach odsłania się kredowe podłoże. Grubość osadów czwartorzędowych zmienia się w granicach od 20 do 100 m i największa jest na pojezierzu, najmniejsza zaś na obszarze deltowym. W okolicach Kowna wynosi ona od 60 do 80 m, a ogólnie biorąc, zwiększa się w kie-

http://rcin.org.pl

runku południowym i wschodnim. Nie dysponując dokładniejszą mapką ukształtowania powierzchni podłoża, a opierając się jedynie na cytowanych pracach Dalinkiewicza (*2*) i Pokuckiego (*22*), można stwierdzić, że dzisiejsze ukształtowanie powierzchni na omawianym terenie w szczegółach zdaje się nie wykazywać zależności od rzeźby podłoża, które wprawdzie zapada ku zachodowi, ale na obszarze wzniesień pojeziernych nie tworzy żadnego garbu, są więc one wyłącznie dziełem akumulacji lodowcowej. Podłoże kredowe odsłania się w dolinie Niemna pod Grodnem, w okolicach Kowna, oraz w rejonie Skirstymonia i Jurborka. W okolicach Kowna znajdujemy kredę w dolinie Jesi, w zboczach doliny Niemna powyżej Zielonego Mostu, w Wiliampolu i w okolicach Czerwonego Dworu. W okolicach Skirstymonia wychodzi ona miejscami od 5 do 9 m ponad poziom Niemna. Jak z powyższego widać, powierzchnia kredy jest nierówna, a pomiędzy Kownem i Szakami tworzy ona obniżenie, schodzące poniżej poziomu morza.

Przykład budowy geologicznej okolic Kowna może stanowić piękna odkrywka w dolinie Jesi, na prawym brzegu rzeki pomiędzy Pojesiem a Jesią, oglądana w dniu 26 lipca 1939 roku. Odsłania się tutaj podmywane meandrem rzeki 40-to metrowe urwisko, w którym widać było od góry:

6. iły wstęgowe	około	2 m
5. morena „czerwona"	„	10 m
4. drobne, białe piaski poziomo warstwowane . . .	„	10 m
3. piaski z warstewkami ilastymi (białe i szare) . .	„	3 m
2. morena „szara"	„	2 m
1. margiel kredowy (wg Dalinkiewicza turon)	do	2 m

Kreda sięga tutaj do wysokości bezwzględnej 28 — 30 m. Nieopodal w Rokach istnieje cegielnia, która pozwala zapoznać się budową powierzchni kowieńskiej równiny zastoiskowej. Ił wydobywano z 3 metrowego dołu, w którym na samym dnie odsłaniała się kamienista morena. Na niej zalegają cienko warstwowane czerwonawe iły, które ku górze stają się coraz grubsze i przechodzą w ilaste, jasne mułki. Iłów jest około 2 m, mułków około 1 m. Powierzchnia podłoża iłów jest nierówna, a od góry wykazują one lekkie sfałdowanie.

W odkrywkach wzdłuż doliny Niemna, położonych powyżej Kowna, znaleść można interesujące serie utworów czwartorzędowych z jednym, dwoma a nawet trzema pokładami moren, oddzielonych osadami fluwioglacjalnymi. Opisywał je już Sobolew (*27*). Jedna z największych odkrywek znajduje się niedaleko ujścia potoku Wierzchniej pod Birsztanami, nieco w górę (+ 0,5 km) biegu tej rzeczki. Wysokość całego stoku wynosi tu około 60 m (poziom rzeki około 40 m, poziom wierzchowiny

http://rcin.org.pl

około 100 m). Nad szarą moreną do wysokości względnej 25 — 30 m (wys. bezwzględna 65 — 70 m) występuje tu gruba seria osadów fluwioglacjalnych, złożonych z piasków i grubych żwirów, które są częściowo scementowane i tworzą malowniczą skałkę „Ožkos Pečius" (Kozi Piec). Powyżej całej tej serii występuje czerwona glina morenowa a nad nią piaski.

Stratygrafia utworów czwartorzędowych nie jest jednak celem niniejszych rozważań, a podane przykłady budowy geologicznej służą jedynie do zilustrowania warunków, w jakich odbywa się praca erozyjna Niemna. Dla genezy dzisiejszej doliny najważniejsze znaczenie ma morfologia utworów, występujących na powierzchni i historia zanikania czaszy lodowej na omawianym obszarze.

Kształtowanie doliny dolnego Niemna rozpoczęło się z chwilą wycofywania się lodów z obszaru pojezierza. Główna faza postoju czaszy lodowej, związana może z jej nasunięciem po dłuższym okresie klimatu cieplejszego, przypada na okolice Merecza. Tutaj od okolic miasteczka Sereje ciągnie się piękna strefa morenowa łukiem na południe. Składa się ona z pojedyńczych piaszczysto - żwirowych wzniesień, wśród których częste są również większe bloki (ponad 1 m średnicy). Moreny te ciągną się wzdłuż doliny Niemna, płynącego po ich wewnętrznej stronie. Przed wsią Janiańce pas ten urywa się, a moreny zaczynają się ponownie po drugiej stronie Niemna koło Merecza w odległości około 5 km. Od Merecza piękny pas moren ciągnie się w kierunku północno-wschodnim. Leży on na wyraźnej granicy krajobrazowej pomiędzy pagórkowatym i jeziornym obszarem na północy a piaszczystymi równinami na południu. Górny poziom sandrowy leży na wysokości względnej 50—60 m i jest najstarszym poziomem odpływu wód, które w tej fazie musiały kierować się na południe. Budowa tego poziomu odsłania się 1 km na wschód od Merecza na lewym brzegu rzeczki Strangis w odległości około 200 m od mostu na trakcie. W 7-mio metrowym urwisku widać było następujące utwory:

5.	grube piaski i żwirki przekątnie warstwowane . . .	1,0 m
4.	gruby żwir i głazy	0,2 m
3.	iły wstęgowe	0,7 m
2.	seria szarych mułków	3,5 m
1.	drobne piaski przekątnie warstwowane	1,5 m

W odległości 1 km dalej ku wschodowi przy szosie do Oran zaznaczona jest na mapie cegielnia, która w rzeczywistości nie istnieje, ale w małych wykopach widać drobno sfałdowane, wiśniowo - czekoladowe iły wstęgowe, nad którymi zalega około 0,5 m piasków i żwirów. Z odkry-

http://rcin.org.pl

wek powyższych widać, że w okolicach Merecza poziom sandrowy w gruncie rzeczy wiąże się z istniejącym tutaj w okresie nasunięcia się lodowca zastoiskiem.

Pod Mereczem dolina Niemna skręca pod kątem prostym ku zachodowi, ciągnąc się w tym kierunku na przestrzeni 15 km, poczem ponownie zmienia kierunek na południkowy. Ów kierunek równoleżnikowy po wewnętrznej stronie łuku morenowego wytworzył się w zagłębieniu końcowym jęzora lodowcowego, posuwającego się osią dzisiejszego przełomu Niemna. Dolina wraz z tarasami dochodzi tutaj do 5 km szerokości. Wlanie się do owego zagłębienia wód od południa musiało nastąpić po wycofaniu lodowca ku północy bezpośrednio z poziomu sandrowego na poziom, wzniesiony dziś około 40 m ponad dno doliny. „Przełom" pod Mereczem ma 3,5 km szerokości.

Następny przełom przez łańcuch wyraźnych moren występuje na południe od Niemonajciów. Dolina zwęża się tutaj do 800 m, a deniwelacje pomiędzy najwyższymi morenami i dnem doliny przekraczają 100 m. Trzeci feston morenowy zaznacza się łukiem na południe od Olity, ale tu tak wyraźnego zwężenia doliny nie obserwujemy. Strefa moreny pagórkowatej i zindywidualizowanych wałów morenowych kończy się na południe od Puni i ma około 20 — 25 km szerokości. Od wspomnianego zagłębienia końcowego poniżej Merecza aż po Punię dolina Niemna ma kierunek dosyć prostolinijny a wyraźne wygięcie zaznacza się jedynie po przekroczeniu łuku moren pod Olitą.

Od Puni aż po okolice Birsztan otoczenie doliny zmienia charakter. Zamiast chaotycznego krajobrazu pojeziernego zjawiają się lekko faliste równiny moreny dennej, zwłaszcza na wschód od Niemna, oraz obszary pokrytych lasami piasków i bagien na zachód od doliny. Sam Niemen tworzy na tym obszarze wielką, 28 km długości pętlę, której nasada pomiędzy Niemaniunami i Birsztanami ma zaledwie 4 km szerokości. Jest to obszar pomiędzy dwoma większymi strefami postoju czoła lodowca, przecięty pośrodku pasem morenowym, który ciągnie się od Pren w kierunku na Birsztany i Niemaniuny. Ten niezbyt wyraźny pas morenowy można uważać za bezpośrednią przyczynę wytworzenia się owej wielkiej pętlicy niemnowej.

Po wycofaniu się lodowca na linię wymienionych moren wody fluwioglacjalne, sypiące sandr w okolicach Pren, oraz wody napływające z południa rynną niemnową, wytworzyły w obniżeniu pomiędzy Balwierzyszkami i Simnem spore jezioro zastoiskowe. Według Pokuckiego (*21*) grubość iłów wstęgowych dochodzi tutaj do 8 m, a poziom ich sięga wysokości 81 — 90 m, czyli 30 — 40 m, ponad dno doliny współczesnej. Spłynięcie wód tego jeziora nastąpiło naskutek działania

http://rcin.org.pl

erozji wstecznej i powstania przełomu przez pasmo morenowe pod Prenami. To dało asumpt do wytworzenia się całej birsztańskiej pętli rzecznej, która w dalszej ewolucji powiększyła swoje rozmiary naskutek bocznego przesuwania się meandrów.

Następne zwężenie doliny zaznacza się pomiędzy Kowalkami i Pelukanami, ale ciągnie się na przestrzeni tylko kilku kilometrów, ponieważ w okolicach Dorsuniszek wzgórza morenowe na zachodnim brzegu zanikają a pojawiają się iły wstęgowe rozległego zastoiska kowieńskiego. Natomiast na prawym brzegu morena pagórkowata sięga aż po Rumszyszki.

Powstanie zastoiska kowieńskiego wiąże się zapewne z oscylacją jęzora lodowcowego na południe. Jęzor ten zatamował swobodny odpływ wód, które po wschodniej jego stronie wytworzyły jezioro zaporowe, podczas gdy po stronie zachodniej sypał się sandr. W dalszym etapie jednak wzdłuż festonu morenowego zarysowała się marginalna bruzda, którą spłynęły wody zastoiska ku zachodowi. Tu trzeba jeszcze zauważyć, że do powstania zastoiska kowieńskiego przyczyniło się istnienie lekkiego garbu terenowego na południowy - zachód od Kowna; garb ten rozdziela dzisiaj obszar iłów zastoiska od obszaru piasków sandrowych.

Poniżej ujścia Dubisy Niemen kieruje się wprost ku zachodowi. Bieg jego na tym odcinku możnaby nazwać konsekwentnym. Jednak mniejwięcej na wysokości Giełgudyszek przebiega po obu stronach doliny lekki, prawie niewidoczny w terenie stopień, który znaczy granicę pomiędzy obszarem sandru na wschodzie i nowego zastoiska na zachodzie. Tu w pewnej fazie swego rozwoju kończył się bieg Niemna a zaczynało się jezioro, zamknięte czołem lodowca, wypełniającego zagłębienie Bałtyku.

Odpływ ku morzu nie odrazu uformował się wprost ku zachodowi, a początkowo wody musiały się kierować ku południowiemu - zachodowi w dolinę Pregoły, gdzie istnieją również wyraźne ślady wielkiego jeziorzyska zaporowego. Wysokość wspomnianego stopnia terenowego wynosi około 10 m. Obszar sandru leży w poziomie od 57 do 70 m, powierzchnia osadów zastoiskowych w poziomie około 47 m. Poziom wody tego zastoiska musiał oczywiście leżeć nieco wyżej — około 50 — 52 m. Liczba ta daje nam miarę różnicy poziomów pomiędzy początkową i obecną fazą ewolucji Bałtyku. Oczywiście nie można tego wszystkiego przypisywać jedynie ruchom pionowym lądu, bo pierwotny poziom wód musiał być spiętrzony.

Przechodzimy teraz do omówienia ostatniegpo odcinka doliny.

Przełom pod Ragnetą przez pasmo moren wilkiskich mógł powstać dopiero po wycofaniu się lodowców z niziny deltowej i z zagłębienia

http://rcin.org.pl

Zalewu Kurońskiego. Profil geologiczny obszaru deltowego przedstawia się przykładowo według Grigata (*4*) w sposób następujący:

0 — 4,8	m	piaszczyste osady Zalewu (Sandige Haffablagerungen),
4,8 — 9	m	torf (Moor und Torf),
9 — 11	m	piaszczysty margiel Zalewu (Sandiger Haffmergel),
11 — 19	m	piaski morskie (Seesande),
19 — 23,4	m	piaszczysto-mulisty margiel (sandiger Schlickmergel),
23,4 — 102	m	margiel zwałowy,
102 — 119	m	biały porwak kredowy (senoński),
119 — 127	m	margiel zwałowy,
127 — 130	m	(nieprzebite) dyluwialne piaski z fosforytami.

W profilu tym (leśniczówka Karkle) podłoże kredowe nie zostało osiągnięte, ale ku wschodowi podnosi się ono szybko i u wylotu przełomu Niemna pod Ragnetą leży na wysokości około 20 m.

Interpretacja górnej części profilu oraz stratygrafia torfowisk wskazuje na jedną, względnie dwie transgresje morskie na obszarze deltowym, uwarunkowane dwukrotnym obniżeniem i wypiętrzeniem się lądu. Ten drugi pogląd datuje się od roku 1869 i reprezentowali go: Schumann (*1869*), Berendt (*1869*), Weber (*1902*), Klauztsch (*1906*) i Kraus (*1924*). Natomiast Tornquist (*1910*), stoi na stanowisku jednego tylko obniżenia się i podniesienia lądu, a Kaunhowen (*1921*) i Hess von Wichdorf (*1919*) wogóle odrzucają ruchy skorupy na tym obszarze. W każdym razie powierzchnia utworów lodowcowych wykazuje ślady abrazji, a więc transgresji morskiej, a na zalegających w resztkach ponad moreną utworach lądowych spoczywają w zachodniej części niziny gruboziarniste piaski i żwiry morskie. Piaski te przykryte są osadami rzecznymi, których miąższość wzrasta ku wschodowi. Są to naprzemianległe drobne piaski i mułki, przechodzące miejscami w iły. Wreszcie w górnej części profilu występują niewątpliwie lądowego pochodzenia torfowiska, pokryte miejscami (w pobliżu wybrzeża Zalewu Kurońskiego) wyrzucanymi przez fale piaskami. Całkowita grubość osadów polodowcowych wynosi około 20 m, a miejscami dochodzi do 24 m. Zauważyć tu można, że autorzy niemieccy w dyskusji nad zagadnieniem wypiętrzania i obniżania się lądu nie wzięli pod uwagę polodowcowych zmian poziomu morza i powszechnej transgresji, jaka miała miejsce z końcem epoki lodowcowej. Tej powszechnej transgresji możnaby przypisać pierwsze wdarcie się morza na nizinę delty Niemna, natomiast później mamy tu do czynienia z wypiętrzeniem się tego obszaru. Analogia z wielką transgresją lito-

http://rcin.org.pl

rinową na innych wybrzeżach Bałtyku każe przypuszczać, że miało to miejsce właśnie w litorinie. Amplituda tej transgresji na obszarze deltowym musiała wynosić conajmniej 4 m, ponieważ Weber (*28*) znalazł w torfowisku Augstumal torf na głębokości 3,1 m poniżej poziomu morza, podczas gdy może się on tworzyć w poziomie conajmniej + 1m.

Opis tarasów.

Opis tarasów rozpoczniemy od okolic Merecza, gdzie występują starsze poziomy dolinne (Fig. 2). Wspomnieliśmy już poprzednio, że najstarszy poziom odpływu wód, odpowiadający powstaniu wielkiego

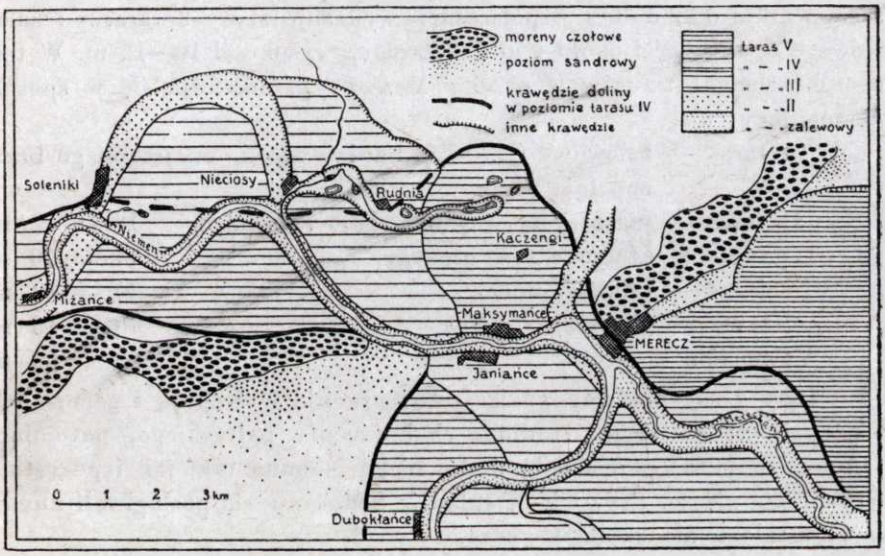


Fig. 2. Szkic morfologiczny okolic Merecza.
Esquisse morphologique des environs de Merkinė.

sandru, leży na wysokości względnej 50 — 60 m. Jego wysokość bezwzględna wynosi 130 — 140 m i obniża się ku południowi. Powierzchnię tego sandru podcinają wyraźne krawędzie erozyjne, zarówno na brzegu zachodnim doliny Niemna pod Ponarami i Dubokłańcami, jak i na północo - wschód od Merecza, gdzie widoczne jest dobrze wielkie podcięcie meandrowe o wysokości około 15 m. U stóp tego podcięcia rozpoczyna się piaszczysta, pokryta lasem równina, położona na wysokości 114—119 m (tj. licząc od dna doliny w poziomie 40—45 m). Na tym wysokim tarasie

http://rcin.org.pl

leży miasteczko Merecz, poczynając od cmentarza i kościoła na wschód. Natomiast wysokość względna Góry Zamkowej wynosi 30—32 m, a odpowiednik tego samego poziomu znajdujemy w odległości 2 km na zachód we wsi Maksymańce na prawym brzegu Niemna, na południe od Janiańców przy trakcie do Lejpun na lewym brzegu Niemna, wreszcie w klinie pomiędzy ujściem Mereczanki i Niemnem, oraz wzdłuż Mereczanki na wschód. Jeszcze niższy poziom znajdujemy w Janiańcach, położonych na tarasie o wysokości względnej 20 m. O ile trzy wymienione poziomy wyższe są silnie piaszczyste, to taras w Janiańcach ma charakter erozyjnego. Powierzchnię jego pokrywają liczne bloki o średnicy niejednokrotnie większej niż 1—2 m. Na zachodnim końcu wsi w dole obok drogi widać było na głębokości 1 m brunatną glinę morenową, nad nią zaś warstwę żwirów i bruku, a nad tym ½ m piasku. Wreszcie wąskie dno doliny współczesnej wykazuje ślady 2 tarasów: zalewowego o wysokości około 4 m i wyższego, wysokości 10—12 m. W ten sposób schemat tarasów w okolicy Merecza przedstawia się w sposób następujący:

I taras	— zalewowy (łąkowy), bardzo wąski, miejscami go brak zupełnie	
II taras	— piaszczysty, również słabo rozwinięty	10 — 12 m
III taras	— (Janiańce) — erozyjny	około 20 m
IV taras	— (Maksymańce)	30 — 32 m
V taras	— (Merecz)	40 — 45 m
VI poziom sandrowy		50 — 60 m

Dwa górne poziomy poniżej Merecza nie występują i geneza ich wiąże się ze starszym stadium zlodowacenia bałtyckiego, natomiast taras IV daje się prześledzić w dół biegu Niemna tak, jak i pozostałe trzy tarasy niższe. Przy ich przeglądzie będziemy się posługiwali numeracją ustaloną dla okolic Merecza.

Taras IV. W równoleżnikowym odcinku doliny Niemna na zachód od Merecza taras IV występuje bardzo wyraźnie w okolicach Kaczengów i Maksymańców. Posiada on powierzchnię piaszczysto-żwirzastą i od strony zachodniej opada 8—9 m krawędzią ku tarasowi III, a koło Rudni wcięta jest w jego poziom równoleżnikowa rynna z jeziorkami o wybitnych cechach jezior lodowcowych (strome brzegi, zwężenia itp.) i to zarówno w poziomie tarasu III jak i IV. Istnienie jej jest dosyć zagadkowe.

Analogiczny do tarasu IV poziom, ale całkowicie porośnięty lasem występuje dalej ku zachodowi na lewym brzegu Niemna (na północ od wsi Sarkojedy). Wysokość bezwzględna tego tarasu wynosi około 102 m. Być może, że jest to przemodelowane erozyjnie dno pierwotnego zagłę-

http://rcin.org.pl

bienia końcowego, po którym spłynęły wody z pradoliny Mereczanki ku północy, kierując się ku zastoisku pomiędzy Simnem i Balwierzyszkami i dalej w stronę Kowna. Szczątki tego tarasu są nieliczne i rekonstrukcja odpowiadającej mu rzeki trudna. W każdym razie był to taras, który się wytworzył w czasie trwania zlodowacenia bałtyckiego. Zaobserwowałem następujące jego fragmenty (poza omówionymi okolicami Merecza):

1. Pomiędzy Niemonajciami a Olitą na prawym brzegu w łuku meandrowym od ujścia rzeczki Twerkty do ujścia Olawy (wysokość względna około 30 m).
2. W samej Olicie i bezpośrednio na południe na lewym brzegu Niemna. W Olicie leży na nim kościół i cmentarz. Wysokość bezwzględna tego poziomu wynosi 90—95 m, względna 30—35 m. Wyraźna górna krawędź tego tarasu ciągnie się na zachód od miasta, stacji kolejowej i koszar.
3. Poziom na wschód od Strzelców (na prawym brzegu rzeki) wzdłuż traktu do Olity. Wysokość krawędzi 33 m. W górnej części stok zbudowany jest z serii piaszczystej, w dolnej z gliny morenowej. Na kontakcie obydwu serii występują źródła.
4. Naprzeciw Rumbowicz na prawym brzegu rzeki świadek erozyjny, opadający na zachód ku Niemnowi 30-to metrową krawędzią, a od wschodu otoczony obniżeniem w poziomie tarasu III.
5. Na południowy - zachód od miasteczka Puni, gdzie podmyta rzeką krawędź poziomu mierzy 30 m wysokości; górna krawędź jest dosyć wyraźna.
6. Na północ od Puni bardzo wyraźna listwa o szerokości kilkuset metrów ciągnie się od Pelaszyszek aż po Niemaniuny, gdzie na wyraźnej krawędzi tego tarasu leży cmentarz.
7. Na lewym brzegu w t. zw. Puńskim Borze, zajmującym wnętrze wielkiego łuku Niemna. Wysokość bezwzględna tego tarasu w trzech ostatnich punktach wynosi około 80 m, natomiast poziom zastoiska balwierzyskiego leży o kilka metrów wyżej, z czego wynikałoby, że ostateczne uformowanie się tarasu nastąpiło po utorowaniu odpływu wód dalej ku północy, gdzie znajdujemy jeszcze następujące fragmenty.
8. Na północ od Ełkskienokiemia, gdzie występuje wyraźny poziom, wzniesiony do 33 m nad rzeką.
9. Wzniesienie koło Kowalek o wysokości względnej ponad 30 m.
10. Koło Borowicz na prawym brzegu rzeki aż po ujście rzeki Strawy. Wysokość bezwzgl. 71—73 m, wzgl. 40—42 m.

http://rcin.org.pl

11. Koło Orłowiszek na lewym brzegu rzeki o wysokości jak na brzegu przeciwległym. Na powierzchni piaski i żwiry. Dalej w dół rzeki fragmentów tego tarasu w zasadzie brak. Być może, że odpowiada mu spąg iłów wstęgowych zastoiska kowieńskiego. Jednak poniżej ujścia Wilii natrafiamy jeszcze dwukrotnie na poziom ponad trzydziesto - metrowej wysokości.
12. Naprzeciw miasteczka Wilki pod wsią Mikity (na lewym brzegu) listwa o wysokości bezwzględnej 50 m, a względnej ok. 33 m.
13. Naprzeciw miasteczka Średniki we wsiach Kłongie i Kumiecie listwa o wysokości względnej około 35 m.

Na wschód od Eleonorowa i Giełgudyszek poziom tego tarasu pokrywa się z poziomem równiny, rozciągającej się szeroko po obu brzegach doliny na wysokości 45 — 50 m ponad powierzchnią morza.

Taras III. O ile taras IV najlepiej rozwinięty jest w górnej części opisywanego odcinka doliny Niemna i brak jest go zupełnie w części dolnej, to taras III występuje w sposób najbardziej charakterystyczny w części środkowej, a właściwie od Kowna po Niemonajcie, zaś w okolicach Olity jest on głównym poziomem dolinnym. Sięga również dalej w dół biegu Niemna niż taras IV.

W okolicach Merecza występuje on, jak już było wspomniane, szerokim płatem na południe od wsi Janiańce, gdzie jego wysokość względna wynosi 20 m. Na prawym brzegu rzeki taras III występuje szeroką strefą od Maksymańców po Soleniki, przy czym od Nieciosów po Soleniki w powierzchnię jego wgłębiony jest nader wyraźny stary meander Niemna. Powierzchnia owego obniżenia meandrowego, zawieszonego nad dzisiejszym korytem rzeki, leży na wysokości względnej około 13 m, a wewnątrz jego łuku znajduje się piaszczysty poziom o wysokości względnej 20 — 24 m, porośnięty częściowo lasem. Jeszcze bardziej dziwnym utworem niż ów meander są wgłębione w powierzchnię tarasu jeziora. Dalszy ciąg tego samego poziomu tworzy płat o powierzchni około 1 km² na północ od wsi Miżańce.

Jak już zaznaczono poprzednio, taras III najwyraźniej rozwinięty jest w okolicach Niemonajciów i Olity. W Niemonajciach leży na nim większa część miasteczka, a po drugiej stronie rzeki ciągnie się on na północ poza Radziuny strefą o szerokości około 1½ — 2 km. Od strony wysoczyzny dyluwialnej brak na tej przestrzeni wyraźnej krawędzi erozyjnej. Powierzchnia tarasu piaszczysto - żwirzasta i nieco falista, a pod Narunami i Radziunami występują dwa jeziorka w poziomie 79 m i 77 m, czyli około 17 m ponad dnem doliny. Geneza ich jest niejasna; wyglądają na jeziorka lodowcowe, podobnie jak wspomniane już jeziorka koło Rudni.

http://rcin.org.pl

Koło Radziun Niemen zatacza łuk pod lewy stok doliny, a fragment III tarasu pojawia się na prawym brzegu rzeki wewnątrz ostrogi meandrowej, potem znów na lewym brzegu rzeki wewnątrz łuku meandrowego na południe od Olity i w samym miasteczku, gdzie jego wysokość względna wynosi 22 — 23 m. Na tym samym poziomie leży przedmieście na prawym brzegu rzeki, potem przed Rumbowiczami zakręt Niemna ku wschodowi pozostawia fragment tarasu III znów po lewej stronie rzeki. Wogóle zarys doliny w poziomie tarasu III wykazuje mniejsze krzywizny niż zarys współczesnej doliny aluwialnej, zresztą znacznie węższej niż owa plejstoceńska dolina. Odsłonięcia w stoku tarasu III na północ od Olity przedstawiają następujący profil: do wysokości 10 m wilgotna ściana gliny zwałowej (od dołu barwy szarej, wyżej czerwonej), kilkumetrowej szerokości trawnik — jak gdyby taras strukturalny — a nad nim ścianka z piasków warstwowanych, wykazujących liczne osuwiska.

Dalsze występowanie tarasu III:

a) Podłużne obniżenie na północ od Strzelców (wspomniane przy opisie tarasu IV) — brzeg prawy.

b) Szyłajce — brzeg prawy (na zachód od Puni).

c) Wyraźny fragment we wsiach Niemaniuny, Nieczuny, Poniemunie, Wojtyszki i Szołtyniany. Odkrywka w krawędzi tego tarasu na zachodnim końcu wsi Niemaniuny pokazywała 2 m przekątnie warstwowanych piasków i żwirów, których spągu nie było widać, ale który stanowi wyraźny poziom wodonośny, zaznaczający się źródłami i wysiękami. Nieco dalej ku zachodowi pomiędzy Nieczunami a Poniemuniem w nacięciu potoku pod 4 — 5 m warstwą piasków i żwirów odsłania się szara glina morenowa.

d) Fragmenty w okolicach Balwierzyszek w poziomie 65 — 70 m, a więc kilkanaście metrów poniżej powierzchni zastoiska balwierzyskiego.

e) Fragmenty w okolicach Żytowyszek, Żuków i Naraw o wysokości względnej około 20 m i powierzchni żwirzasto - piaszczystej, miejscami z małymi wydmami. Fragmenty te występują po obu stronach doliny aż po okolicę Pren.

f) Na północ od Birsztan na lewym brzegu rzeki pomiędzy Rudupiami i Ełkskienokiemiami oraz pomiędzy Pociunami i Kowalkami w wielkim, opuszczonym przez rzekę meandrze dolinnym o nader wyraźnych krawędziach erozyjnych. Dalej w dół rzeki listwy tarasu III stają się coraz węższe a miejsce jego zajmują coraz szerzej tarasy niższe. Wyraźne fragmenty znajdujemy pod Borewiczami na prawym brzegu, pod Orłowiszkami

http://rcin.org.pl

na lewym brzegu, przy ujściu rzeczki Wody, koło wsi Mazury (brzeg lewy), w okolicach Pożajścia (brzeg prawy), w parku w Poniemuniu, gdzie na jego łagodnie ku północy opadającą powierzchnię nakładają się piaski tarasu II (brzeg lewy), na przedmieściu Kowna Szańce (brzeg prawy) — wąska listwa wysokości około 21 m, wreszcie poniżej Kowna zupełnie szczątkowo w Czerwonym Dworze, naprzeciw miasteczka Wilki i dopiero na zachód od Jurborka, gdzie pod Kołnianami występuje krawędź 18 — 20 m wysokości. Na poziomie tego stopnia tarasowego występują wydmy, pod którymi zalegają iły wstęgowe (około 3 m), a niżej mułki i drobne piaski, wreszcie piaski ze żwirami i głazami. Wysokość bezwzględna tego poziomu wynosi 27 — 30 m.

Odpływ z tego poziomu w dolinę Wystruci i Pregoły zdaniem Körnkego (*15*), nie daje się udowodnić, a przełom pod Ragnetą nastąpił bezpośrednio przez wyzyskanie jednej z poprzecznych rynien, jakie przecinają pasmo moren wilkiskich.

Taras II. Najsilniej jest rozwinięty w okolicach Kowna i dalej aż po Birsztany, a więc na dalszym odcinku doliny w stosunku do maksymalnego rozwoju tarasu III. Obserwujemy w tym fakcie charakterystyczną prawidłowość: rozwijająca się od ujścia rzeki erozja sprawia, że im starszy taras, tym w bardziej oddalonym odcinku doliny trzeba szukać jego śladów. W okolicach Merecza taras II występuje tylko w postaci wąskich listew o wysokości względnej 12 — 15 m. Ciągną się one stale z biegiem rzeki, ale nieco większą szerokość osiągają dopiero w okolicach Olity. Na całym tym odcinku jest to taras erozyjno - akumulacyjny. Na powierzchni występują piaski rzeczne i niekiedy wydmy. Na północ od Olity odsłania się na lewym brzegu następujący profil tego poziomu:

piaski drobne z brukiem i głazami w spągu	4 m
glina morenowa	9 m

Dużą przestrzeń zajmuje taras II wewnątrz łuku meandrowego na zachód od Puni. Dalej w dół rzeki na nim leżą wsie Sipowicze, Żemojtkiejmie, Narawy, a od Pren tworzy on już właściwe dno doliny. Na powierzchni wszędzie występują piaski, miejscami wydmy. Krawędź jego ma w dalszym ciągu od 12 do 15 m wysokości. Leżą na nim następujące wsie: Birsztany, Kępiszki, Żedejkany, Pociuny, Tresantol, Pelukany, Wangi, Dorsuniszki, Kraczkiema, Leonowo, Rumszyszki, Szyłany, Żegżdry, Wieszkuny, Pokalniszki, Warnie, Pietraszuny, Poniemuń, wreszcie samo Kowno, w szczególności jego część stara. Wyso-

http://rcin.org.pl

kość względna tarasu w dół rzeki wyraźnie maleje, osiągając powyżej Kowna wartość około 10 m, podczas gdy przedmieście Wiliampol leży już na wysokości względnej 8 — 9 m. Poniżej Kowna fragmenty tarasu II nie tworzą jednolitego poziomu dolinnego, ale są jeszcze dosyć liczne. Spotykamy je np. we wsi Borki koło Czerwonego Dworu, w Sapieżyszkach (wydmy), naprzeciw Wilków (osiedla Mikity, Wilkija, Nowosady) naprzeciw Średnik (w Krukach), w Giełgudyszkach, Skirstymoniu (wys. 7 — 8 m), wreszcie w Jurborku, a na przeciwległym brzegu powyżej wsi Kajmele. Tu, w dolnym biegu rzeki, wysokość tarasu II wynosi około 6 m i wszędzie powierzchnię jego budują piaski rzeczne, przewiane miejscami w wydmy. Stosunkowo lepiej niż w dolinie Niemna zachował się taras II w dolinie Mituwy. Poniżej Jurborku poziom tarasu II zbiega się stopniowo z zalewowym dnem doliny.

Taras I. Taras najniższy w okolicach Merecza stanowi właściwie tylko większe koryto rzeki i taki stan rzeczy występuje na całej długości przełomu przez pas pojezierza. Jednak w okolicach Olity pomiędzy powierzchnią rzeki a listwą tarasu II (którego wysokość wynosi tutaj 12 — 15 m) spotykamy wyraźną listwę o wysokości względnej 7,5 m. Powierzchnię tego poziomu budują piaski rzeczne o miąższości około 5 m, ale pod nimi odsłania się do wysokości 2 — 3 m szara glina morenowa. Pod Birsztanami poniżej tarasu II występuje już 100 metrowej szerokości poziom, wzniesiony około 6 m nad rzeką, ale nad samym korytem znajdujemy jeszcze listwę o wysokości 1½ — 3 m. Pod Rumszyszkami wysokość tarasu I obniża się do 5 m, a w jego profilu widoczne są piaski i żwiry, koło Orłowiszek sięgające do wysokości 1 m nad rzeką, podczas gdy niżej pojawia się glina. Prawdopodobnie jest to dolna granica zasypania aluwialnego. Odtąd w górę biegu aż po Merecz rzeka płynie nie wśród swoich aluwiów, ale wcina się w morenowe podłoże. Natomiast poniżej Kowna prawie całe dno doliny wyściełają osady aluwialne tarasu I, a tarasy wyższe występują w nielicznych szczątkach. W okolicach Jurborka wysokość względna tarasu I wynosi 3—4 m, jego szerokość dochodzi do 1 km. Wreszcie powierzchnia delty Niemnowej którą możnaby uważać za przedłużenie tarasu zalewowego, wznosi się według Kellera średnio 2 m ponad poziom rzeki, a jej wysokości bezwzględne obniżają się od 8—9 m w okolicach Ragnety i Tylży do +0,3 m nad brzegami Zalewu. O morfologicznym wykształceniu tarasów nie ma tu mowy — znajdujemy tylko ich odpowiedniki geologiczne, przy czym piaski, które możnaby uważać za równoważnik tarasu II, przykryte są na powierzchni młodszymi madami i torfowiskami, spod których odsłaniają się w licznych miejscach.

http://rcin.org.pl

Uwagi ogólne i wnioski

Rozpatrując ogólnie tarasy dolnego Niemna musimy stwierdzić, że ciągłość wyróżnionych poprzednio poziomów nie nastręcza naogół wątpliwości, ale wysokości względne, których się zwykle używa dla określenia tarasu, ulegają znacznym odchyleniom i jako jednoznaczne określenie jakiegoś poziomu używane być nie mogą. Występuje tu charakterystyczne zjawisko, że wysokości tarasów zamiast zmniejszać się w górę rzeki, jakby to wynikało z ogólnych praw rozwoju krzywej erozyjnej, wykazują wzrost wysokości. Drugim charakterystycznym zjawiskiem jest fakt sukcesywnego „dochodzenia do głosu" w krajobrazie doliny coraz to starszych poziomów w miarę oddalania się od obszaru ujściowego.

Tak więc aż po okolicę Kowna główną rolę w morfologii doliny odgrywa taras I, od Kowna po Preny taras II, od Prenów po Niemonajcie taras III, pod Mereczem taras IV, a dalej w górę rzeki poziomy jeszcze starsze. Aczkolwiek zjawisko to logicznie tłumaczy się doskonale, jednak w dolinie Wisły i Bugu oraz w dolinie Dźwiny nie występuje tak wyraźnie. Nasza próba skartowania tarasów dolnego Niemna była wprawdzie bardzo pośpieszna i pobieżna, ale objęła duży odcinek doliny rzeki i dlatego może pozwoliła na stwierdzenie ciągłości poziomów i ich wzajemnych związków. Stąd wnioski wynikające z tej pracy są inne, niż wnioski wynikające z pracy Körnkego (*15*, *16*), który zresztą kwestię morfogenezy doliny dolnego Niemna dotyka tylko ubocznie.

Körnke uważał tarasy Niemna nie za etapy morfologicznego rozwoju całego dolnego Poniemnia, ale za formy lokalne, powstałe przez wyrównywanie pierwotnego, postglacjalnego profilu rzeki (t. zw. „Primaerterrassen").

Trzecim charakterystycznym zjawiskiem jest osobliwy rozwój tarasu III w przełomie, gdzie występują na jego powierzchni jeziora i drobne formy lodowcowe. Jeżeli przyjąć, że taras III występuje prawie na całej długości doliny dolnego Niemna i kończy się w niecce Jury, to występowanie na jego powierzchni form lodowcowych jest dosyć zagadkowe.

Wiek tarasów nie da się bezpośrednio ustalić. W każdym razie tarasy III i IV powstały jeszcze w czasie epoki lodowcowej; taras czwarty wiąże się zapewne z kolejnymi zastoiskami jak balwierzyskie, kowieńskie i poziom w okolicach Giełgudyszek, taras III z jeziorzyskiem w dolnej części „kotliny Jury". Powstanie przełomu pod Ragnetą i wytworzenie się morza w zagłębieniu Bałtyku musiało mieć swoje odbicie w pogłębieniu się doliny, co zapewne (per analogiam) miało miejsce w Yoldii.

http://rcin.org.pl

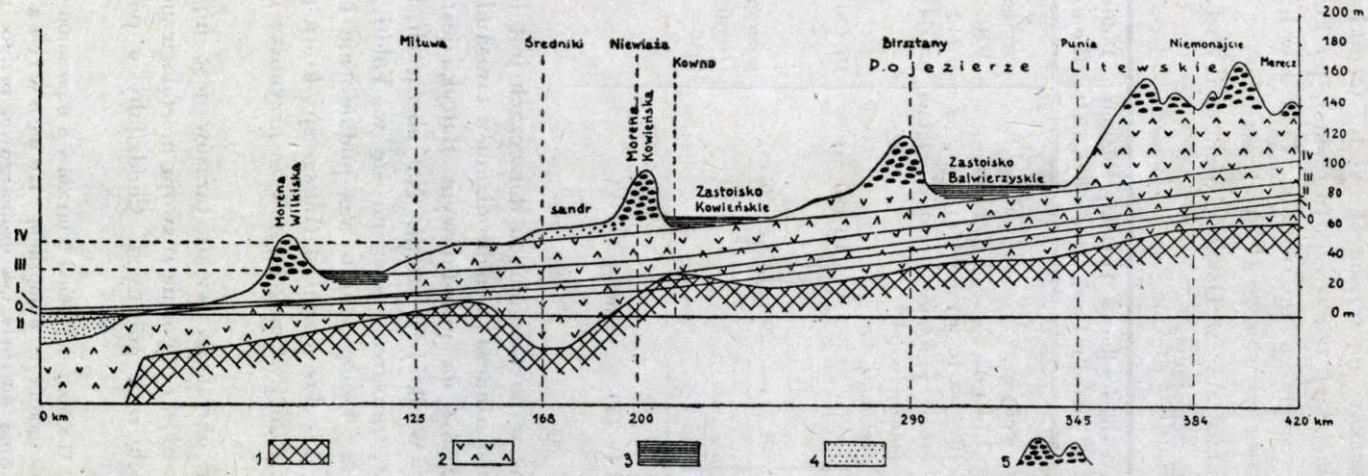


Fig. 3. Profil podłużny doliny dolnego Niemna. 1. Podłoże kredowe, 2. Osady lodowcowe i międzylodowcowe, 3. Iły wstęgowe zastoisk, 4. Piaski, 5. Moreny czołowe, II, III, IV — tarasy rzeczne, (0 — dzisiejszy profil rzeki).

Profil en long de la vallée du Niemen inferieure. 1. Cretacé, 2. Depôts glaciaires et interglaciaires, 3. Argiles rubannées, 4. Sables, 5. Moraines terminales, I, II, III, IV — terrasses fluviales (O — profil en long actuel).

http://rcin.org.pl

Ponowna akumulacja piasków na tarasie II byłaby w takim razie odbiciem pierwszej postglacjalnej transgresji (Ancylus), po której nastąpiłoby dosyć wydatne względne podniesienie się lądu a w litorinie rozpoczęło formowanie tarasu zalewowego (Fig. 3)

Tak więc porównanie tarasów Dźwiny, Niemna i Wisły przedstawiałoby się w sposób następujący:

Okres	Wisła środkowa [1]) (Lencewicz)	Dolny Niemen (Kondracki)	Dolna Dźwina (Kondracki)
Mya	wcięcie	wcięcie	wcięcie
Litorina	I (4 m)	I (4 m)	I (6 — 8 m)
Ancylus	II (5 — 10 m)	II (12 — 15m)	II (12 — 18 m)
Yoldia	erozja wgłębna poniżej współczesnego dna	erozja wgłębna	erozja wgłębna
Jezioro baltyckie i zastoiska)	III (15 — 20 m)	III (20 m)	III (20 — 40 m)
Stadium pojezierne młodsze oraz kowieńsko - brasławskie		IV (30 m)	poziom zastoiska Dziśnieńskiego (około 40 m)
Stadium pojezierne starsze	IV (30 — 40 m)	V i VI	—

Numeracja tarasów w poszczególnych dorzeczach jest lokalna; to samo oznaczenie nie musi oznaczać synchronizmu z tarasami sąsiedniej rzeki, a przebieg procesów na południowym Bałtyku jest odwrotny niż w Skandynawii i Wielkiej Brytanii. Na obszarach, które były ośrodkami zlodowacenia, transgresja zaczyna się w Yoldii, a Ancylus jest okresem wynurzenia. Tymczasem u nas podniesienie lądu nastąpiło raczej w Yoldii, a Ancylus przyniósł transgresję, która powtórzyła się w Litorinie, ale już słabiej. Czasy najnowsze przynoszą ogólne wynurzenie.

Wprawdzie próba określenia wieku tarasów jest hipotetyczna, ale nasuwa ona pewne wnioski odnośnie rozwoju morfologicznego każdej z rozpatrywanych trzech rzek głównych. Chodziłoby o powiększanie

[1]) Nad dolną Wisłą Galon wyróżnia 5 tarasów a 8 poziomów dolinnych, których numeracja jest niezgodna z numeracją Lencewicza. Ponieważ studia nad Niemnem i Dźwiną nie były tak drobiazgowe, przeto paralelizację przeprowadza się z bardziej wyrazistym systemem tarasów środkowej Wisły.

http://rcin.org.pl

się ku północnemu-wschodowi wysokości względnych tarasów. Rozpiętość między wysokościami synchronicznych tarasów Wisły i Dźwiny przedstawia się następująco:

Taras III	nad Dźwiną	środkową	ca 20 m	wyższy	niż	jego odpowiednik	nad Wisłą środ.
Taras II	„	„	„ ca 7 m	„	„	„	„
Taras I	„	„	„ ca 3 m	„	„	„	„

Wzrost wysokości względnych tarasów w przełomie Niemna mówiłby o ruchu wypiętrzającym lądu, a porównanie rozpiętości wysokości tarasowych nad Dźwiną i Niemnem z wysokościami na środkowym Powiślu świadczyłoby, że ruch pionowy lądu na wschodnich wybrzeżach Bałtyku miał większą amplitudę niż na środkowym Powiślu, a morfologia dolin mówi również o jego trwaniu w aluwium. Ogólną sumę tego ruchu trudno ocenić ze względu na niestałość poziomu morza w tym okresie, w każdym razie wynosiła ona kilkadziesiąt metrów. Jeszcze trudniej byłoby w tej chwili wprowadzać jakieś jego zróżnicowanie regionalne.

Niejasny jest związek między opisanymi tarasami dolnego Poniemnia a tarasami Niemna pod Grodnem, o których pisała W. Rewieńska (*22*), ale brak jest obserwacyj na odcinku pomiędzy Grodnem a Mereczem, w każdym razie należy się strzec przed porównywaniem ich według wysokości względnych, gdyż sądząc z doświadczeń zebranych w dół od Merecza, są to prawdopodobnie poziomy starsze.

RÉSUMÉ

L'auteur decrit la vallée du Niemen (Nemunas) inferieur, ou il a fait une excursion scientifique avant la guerre, pendant les mois juillet et août 1939.

La vallée du Niemen de point de vue morphologique est bien interessante. Dans son cours superieur Niemen coule dans une large vallée, comblée des alluvions. En aval de son affluent Mereczanka (Merkinė) il découpe le plateau lacustre et les chaînes des moraines frontales en faisant une gorge etroite; sa vallée garde le même caractere morphologique aussi après avoir quitté le pays morainique, des environs de Kowno (Kaunas) jusqu'a Tylża (Tilsit — le nom allemand).

L'encaissement de la vallée varie de 40—70 m dans la percée jusqu'a 30—40 m en aval de Kowno et la vallée n'y est plus large que de 1—2 km. On rencontre partout, et specialement en amont de

http://rcin.org.pl

Kowno, des terrasses fluviales bien marquées. Elles forment 4 niveaux — à savoir:

I terrasse d'inondation,
II terrasse sableuse (inferieure) 10—12 m,
III terrasse d'erosion (moyenne) ca 20 m,
IV haute terrasse 30—32 m.

Aux environs de Merecz (Merkinė) il y a encore 2 niveaux plus hauts: V-ème (40—45) et VI-ème (50—60) qui est le niveau des eaux fluvioglaciaires (sandr). Ces deux niveaux s'inclinent vers le Sud, pendant que les terrasses mentionnées plus haut se dirigent au Nord. Les terrasses III et IV sont d'âge pleistocène et finissent succesivement dans les lacs de barrage glaciaires, les terrasses I et II sont postglaciares. C'est bien caracteristique, que les hauteurs des terrasses augmentent au fur et au mesure qu'on s'eloigne de l'embuchure du fleuve. Un autre fait interressant c'est que le fond de la vallée forment succesivement les terrasses de plus en plus anciennes. De l'embuchure jusqu'a Kowno le fond est formê par la première terrasse, de Kowno jusqu'a Preny (Prienai) par la deuxième, de Preny jusqu'a Niemonajcie (Nemunaitis) par la troisième, aux environs de Merecz (Merkinė) par la quatrième et plus haut on trouve en général les terrasses encore plus anciennes.

Periode	Vistule moyenne (d'après Lencewicz)	Niemen (d'après Kondracki)	Dwina (d'après Kondracki)
Mya	encaissement	encaissement	encaissement
Litorina	I (4 m)	I (4 m)	I (6 — 8 m)
Ancylus	I (5 — 10 m)	II (12 — 15 m)	II (12 — 18 m)
Yoldia	encaissement au dessous du thalweg actuel	encaissement	encaissement
Lac de barrage	III (15 — 20 m)	III (20 m)	III (20 — 40 m)
Stade de moraines de Kowno · Braslaw		IV (30 m)	lac de barrage de Dzisna (ca 40 m)
Stade des moraines dites „baltiques"	IV (30 — 40 m)	V et VI	—

En comparant les terrasses du Niemen avec celles de la Vistule et de la Dwina (Daugava) on suppose, que la première terrasse de ces fleuves est d'âge *Litorina* et la seconde corresponde a la stade *Ancyl-*

http://rcin.org.pl

lus de la mer Baltique. Les hauteurs des terrasses augmentent de la Vistule jusqu'a Dwina de tel façon, que les niveaux correspondants different:

haute terrasse de la Dwina est plus haute de la terrasse troisième de la Vistule ca 20 m,

terrasse moyenne de la Dwina est plus haute de la terrasse deuxième de la Vistule ca 7 m,

terrasse inferieure de la Dwina est plus haute de la terrasse première de la Vistule ca 3 m.

Les terrasses du Niemen ont les hauteurs intermédiaires.

En regardant la forme générale de la vallée du Niemen et de la Dwina et l'augmentation des hauteurs des niveaux correspondants de la Vistule jusqu'a Dwina on peut admettre élévation postglaciaire du sol non seulement au Nord de la mer Baltique, mais aussi au Sud d'elle. Cette élévation est plus grande dans le bassin du Niemen que dans le bassin de la Vistule et plus grande dans le bassin de la Dwina que dans le bassin du Niemen, mais il est difficile d'apprecier la somme générale de cette élévation, parce que dans la formation des terrasses ont joué une rôle non seulement les mouvements isostatiques du sol mais aussi les mouvements eustatiques de la mer.

LITERATURA

1. Berendt G. Geologie des Kurischen Haffes und seiner Umgebung. Królewiec, 1869.
2. Dalinkevičius J. A. Lietuvos mineralinės žaliavos. „Technika ir ukis" 1. Kowno, 1939.
3. Friederichsen M. Landschaften und Städte Polens und Litauens. Berlin, 1918.
4. Grigat M. Die Memelniederung. Veröff. d. Geogr. Instit. d. Albertus-Univers. Ausser der Reihe Nr 5. Królewiec, 1931.
5. Hess von Wichdorf. Geologie der Kurischen Nehrung. Abhandl. d. Preuss. Geolog. Landesanstalt. Neue Folge, Heft 77. Berlin, 1919.
6. Ingarden Roman. Rzeki i kanały żeglowne w b. trzech zaborach Warszawa, 1922.
7. Kaunhoven F. Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Nemonici, Ostpreussen. Jahrb. d. Königl. Preuss. Geolog. Landesanstalt. Bd XXXII Teil II, Heft 2. Berlin, 1912.
8. Keller H. Memel, Pregel und Weichselstrom. Berlin, 1899.
9. Klautsch A. Die geologischen Verhältnisse des Grossen Moosbruches in Ostpreussen... Jahrb. d. Königl. Preuss. Landesanstalt. Bd. XXVII, Heft 2. Berlin, 1906.

http://rcin.org.pl

10. Kolupaila St. Apie upių ilgi ir jo matavimus. Kowno. 1935.
11. Kolupaila St. Le Niémen. Etude hydrologique. Rev. Geogr. Alp. T. 25 Grenoble, 1937.
12. Kondracki J. Tarasy dolnego Bugu. Przegl. Geogr. XIII, 1933.
13. Kondracki J. Über die Terrassen der unteren Düna. C. R. Congr. Int. Géogr. Amsterdam, 1938, T. II, sect. B.
14. Kondracki J. Studia nad morfologią i hydrografią Pojezierza Braslawskiego. Przegl. Geogr. T. XVII, 1938.
15. Körnke B. Zur Entwicklung der alluvialen Hydrographie im nördlichen Ostpreussen und in angrenzenden Litauen. Zeit. d. D. Geol. Gesellschaft 1930. Heft 1.
16. Körnke B. Geologische Untersuchungen über die hydrographische Entwicklung im nördlichen Ostpreussen. Abhandl. Preuss. Geolog. Landesanstalt. Neue Folge, Heft 127. Berlin, 1930.
17. Kraus Ernst. Geologischer Führer durch Ostpreussen, T I i II. Berlin, 1924
18. Kraus Ernst. Tertiär und Quartär des Ostbaltikums. Berlin, 1928.
19. Kraus E. Über tektonischen Gegenwarstbewegungen in Ostseegebiet. IV Hydr. Konferenz d. Balt. Staaten Nr 83. Leningrad, 1933.
20. Lencewicz St. Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. Prace P. I. G. Warszawa, 1927.
21. Mortensen H. Beiträge zur Etwincklung der glazialen Morphologie Litauens. Geolog. Archiv. T. 3, zesz. 1—2. Królewiec, 1924.
22. Pakuckas C. Pietinės Lietuvos glacialmorfologiniai bruožai. Kosmos, XIX. Kowno, 1938.
23. Rewieńska Wanda. Kilka uwag o dolinie przełomowej Niemna pod Grodnem. Przegl. Geogr. XIII, 1933.
24. Rydzewski B. Fizjografia województwa wileńskiego. Wilno i Ziemia Wileńska. T. I.
25. Sawicki L. Niemen jako klucz do zrozumienia genezy niżu północnego i jego sieci hydrograficznej. Spraw. z Pos. Tow. Nauk. Warsz. Wydz. Nauk Mat. Przyr. Warszawa, 1909.
26. Schumann J. Geologische Wanderungen durch Altpreussen. Królewiec, 1869.
27. Sobolew N. O lednikowych otłożeniach w Wilenskoj, Kowienskoj i Grodnienskoj gub. Zap. Siew. Zap. Otd. Geogr. Obszcz. I. Wilno, 1910.
28. Tornquist A. Geologie von Ostpreussen. Berlin, 1910.
29. Weber A. C. Über die Vegetation und Entstehung des Hochmoores von Augstumal in Memeldelta. Berlin, 1902.
30. Woldstedt P. Geologisch — morphologische Übersichtskarte des Norddeutschen Vereisungsgebietes 1:1.500.000 Berlin, 1935.

http://rcin.org.pl

STEFAN MAJDANOWSKI

Rozmieszczenie, gęstość i kierunki rynien jeziornych na Niżu Polskim

(*Distribution, density and directions of lake-channels of the Polish lowlands*)

Wstęp

Jeziora rynnowe i rynny jeziorne należą do typowych zjawisk obszarów niegdyś zlodowaconych. Jeziora rynnowe wyróżniają się spośród innych jezior spotykanych na obszarach zasypania lodowcowego przede wszystkim swym kształtem. Przeważnie są one wąskie i długie, ich linie brzegowe są mało urozmaicone i biegną prawie równolegle t. zn., że ze zmianą kierunku jednego brzegu zmienia się analogicznie kierunek linii drugiego brzegu. Przypominają więc raczej doliny rzeczne i to tym bardziej, że często spotyka się całe ciągi jezior rynnowych, leżących jedno za drugim, poprzedzielanych niskimi progami. Nie ulega wątpliwości, że kształt jezior rynnowych jest ściśle podyktowany pewną formą wklęsłą terenu i że jeziora rynnowe wypełniają jedynie najniższe zagłębienia tych form.

Obserwując na mapie brzegi jezior rynnowych zauważamy tu gwałtowną zmianę w przebiegu izohips. Również izobaty układają się tam w system linii innego typu, aniżeli powierzchnia otaczającego terenu, zbudowanego z utworów lodowcowych. Genezę tych form wklęsłych musimy zatem przypisać działaniu jakiegoś szczególnego czynnika, odmiennego od tych, które działały w terenie otaczającym. Wiemy dziś na podstawie badań Ussinga (*30*), Wertha (*29*) i Wold-

http://rcin.org.pl

stedta (*31*), iż owe tak charakterystyczne dla obszarów niegdyś zlodowaconych rynny o stromych brzegach, wyciągnięte w długie łańcuchy, wypełnione całkowicie lub tylko częściowo przez jeziora, są dziełem erozji subglacjalnej wód roztopowych lodowca.

Opracowanie zagadnienia

Zagadnieniem jezior rynnowych w Polsce zajmował się Pawłowski (*16*). W rozważaniach swych brał Pawłowski pod uwagę jeziora największe lub jeziora mniejsze, ale wyciągnięte w charakterystyczne łańcuchy o zdecydowanym kierunku. Według Pawłowskiego przeważającym na naszych obszarach jest kierunek południkowy z niewielkimi od linii NS odchyleniami. Częste są zwłaszcza dwa kierunki pośrednie NW i NE, choć nie brak jezior o kierunkach zbliżonych do kierunku równoleżnikowego.

W pracy niniejszej przeprowadzono studium rynien jeziornych na Niżu Polskim uwzględniając przede wszystkim ich kierunki, rozmieszczenie i gęstość. Opracowano rynny jeziorne jako formy nadrzędne w stosunku do jezior rynnowych, które są zjawiskiem wtórnym, wypełniają bowiem tylko najniższe partie rynien jeziornych, a częstokroć występują już tylko w stanie szczątkowym lub wogóle zanikają. Dlatego wydawało się słuszniejszym uwzględnić w niniejszym studium kierunki i związane z nimi długości nie samych jezior, ale właśnie ich form nadrzędnych — t. zn. rynien jeziornych.

Przy opracowaniu materiałów posługiwano się mapą w podziałce 1 : 100.000 i to dla terenów odzyskanych — mapą kreskową niemiecką, dla pozostałych mapą polską warstwicową. Opracowano obszar zawarty pomiędzy 14° a 24° dług. geogr. wsch. i pomiędzy 51°20′ a 55°20′ szer. geogr. pn., czyli cały Niż Polski pomiędzy Odrą na zachodzie, Niemnem na wschodzie, Bałtykiem i ujściowym odcinkiem Niemna na północy, a wyżynami polskimi na południu.

Metoda. Celem dokładnej analizy materiału kartograficznego i dokonania pomiarów, podzielono poszczególne arkusze na pola podstawowe o wielkości $^1/_4$ „setki" (7,5′ φ 15′ λ, a 220—240 km^2 powierzchni w zależności od szerokości geograficznej). Opracowano w ten sposób około 300 arkuszy według następujących zasad:

Wychodząc od istotnych założeń pracy — t. zn. dokonania pomiarów kierunków rynien jeziornych i ich długości starano się w każdym polu wyszukać wszystkie rynny jeziorne. Wskaźnikiem obecności tychże stały się jeziora rynnowe, w ich bowiem przedłużeniu szukano dalszych

http://rcin.org.pl

części rynien jeziornych jużto zatorfionych, jużto wciągniętych w system erozji postglacjalnej. Jako kryterium rynnowego charakteru jezior rynowych przyjęto stosunek długości osi krótkiej do długiej, wynoszący co najmniej 1 : 3. Stosując konsekwentnie tak przyjęte kryterium zaliczono do rynien jeziornych pewną ilość jezior i form wklęsłych genetycznie odmiennych. Mniej prawdopodobnym jest natomiast pominięcie rynien jeziornych, które nie odpowiadają wyżej przyjętym kryteriom, szczegółowa bowiem analiza map wykazała, że rynien jeziornych o mniejszym stosunku osi jak 1 : 3 prawie nie ma.

W pracy uwzględniono wszystkie rynny i odcinki rynien o dł. ponad 0,5 km., wyeliminowano tylko małe jeziora i „oczka", a przy zmieniających się kierunkach rynien, nie szukano jakiegoś średniego kierunku

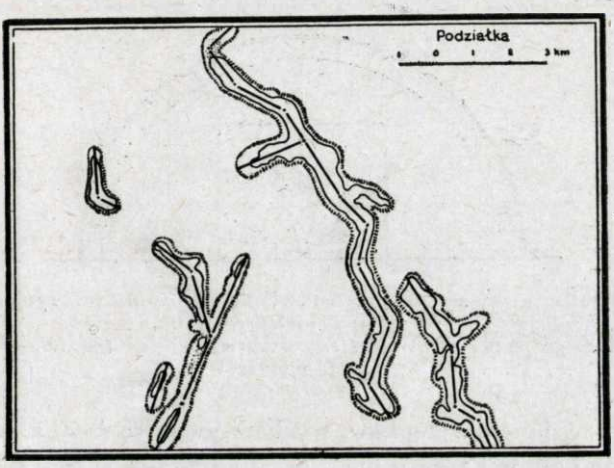


Fig. 1. Sposób dokonywania pomiarów długości i kierunków na rynnach jeziornych
Method of measurements of length and direction on the lake-channels.

lecz uwzględniono kierunki wszystkich odcinków. (Fig. 1). Kierunki rynien jeziornych wyrażono w stopniach azymutu z dokładnością do 1°, a długości tychże kierunków w kilometrach z dokładnością do 0,1 km. Pomiarów długości kierunków dokonano wzdłuż osi, kreśląc je w linii prostej wzdłuż osi długiej pomiędzy dwoma punktami na brzegu rynny, Przy łamanych kształtach prowadzono oś od załamania do załamania, przy skomplikowanych starano się wyszukać części składowe i mierzono ich kierunki. (Fig. 1). Materiał liczbowy, odnoszący się do kierunków podzielonych na grupy 30-stopniowe i do długości rynien jeziornych posłużył do skonstruowania mapy gęstości i mapy kierunków rynien jeziornych, jak również do wykreślenia diagramów.

http://rcin.org.pl

Mapę gęstości rynien jeziornych na Niżu Polskim (Tabl. I.) skonstruowano, dzieląc sumę długości rynien w każdym polu przez powierzchnię pola. Gęstość obliczono na 100 km². Otrzymane wyniki wpisano w pola podstawowe i na tym materiale wykreślono izarytmy gęstości rynien jeziornych. Otrzymane wartości wahają się w granicach od 0 — 25,6 km/100 km². Izarytmy poprowadzono w odstępach co 5. Poza tym wprowadzono południową granicę występowania rynien jeziornych wogóle.

Kierunki rynien jeziornych obliczono w następujący sposób: na polach podstawowych obliczono procentowy udział każdej z 6-ciu grup 30-stopniowych, następnie odrzucając kierunki, które występują poniżej przeciętnej t. zn. poniżej 17% (100 : 6 = 17), ustalono skalę

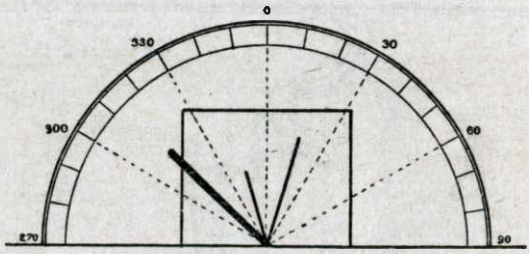


Fig. 2. Metoda graficznego przedstawiania kierunków rynien jeziornych na polach podstawowych.
Method of the graphical demonstration of directions of the lake-channels on the basic squares.

(Fig. 2) i przy pomocy słupków, wychodzących ze środka, kreślono diagramy kierunków w każdym polu, przyjmując dla każdej grupy kierunków jej średni kierunek, przy czym dla przejrzystości zaznaczono główne kierunki silniej. Długości słupków oznaczają procentowy udział w każdym polu tych kierunków, które przypadają na daną grupę. Słupek zatem oznacza średni kierunek wycinka 30°.

Szczegółowa charakterystyka Niżu Polskiego pod względem rozmieszczenia, gęstości i kierunków rynien jeziornych.

Pojezierze Pomorskie.

Na powstanie krajobrazów Pojezierza Pomorskiego wpłynęło w sposób decydujący najmłodsze zlodowacenie [*18*]. Przewodni rys tworzą tu pagórki moren czołowych występujące pojedyńczo lub gromadnie w szerokim pasie, znacząc dłuższy postój lodowca [*33*]. Pas ten ciągnie

http://rcin.org.pl

się od Meklemburgii przez Odrę na południe od Świecia, z wyminięciem Choszczna, na Drawsko, a stąd przez Szczytno, Bytów na Kościerzynę i Kartuzy, aby skręcić ku Wiśle pod Nowym. Najciekawszym zjawiskiem w przebiegu pasa pagórków jest jego wygięcie się daleko na południe w dolinie Odry (prawie po ujściowy odcinek Warty) i w dolinie Wisły (po Nowe), podczas gdy środkowa część ciągnie się w ogólnym kierunku z WSW — ENE, a więc zgodnie z kierunkiem wybrzeża Bałtyku.

Oprócz pasa moren czołowych występują wszędzie rozległe płaty moreny dennej. Widzimy je wzdłuż wybrzeży Bałtyku, duży obszar zajmują między Głdą a Brdą, a poza tym w całym pasie pomiędzy doliną dolnej Odry i dolnej Wisły. Pas nizin nadbałtyckich przedstawia równinę moreny dennej, pociętą przez doliny fluwioglacjalne. Ku południowi zmniejsza się ilość pagórków, trafiają się płaty moreny dennej, a z przerw między pagórkami wysuwają się potężne złoża piasków i żwirów, towarzyszące z reguły rzekom. Do największych tego typu form należą zandry nad rzekami Drawą, Głdą i jej dopływami oraz nad rzekami Brdą i Czarną Wodą. Najmłodszym genetycznie obszarem jest nizina deltowa Wisły.

Rynny jeziorne spotykamy na całym prawie Pojezierzu Pomorskim Niemniej charakterystyczną jest rzeczą, że na północ od głównego pasa moren czołowych, na obszarze nizin nadbałtyckich widać poważne luki. Partie niziny nadbałtyckiej, gdzie są silnie rozwinięte doliny fluwioglacjalne, wykazują zupełny brak rynien. Charakterystyczne są zalewy na wybrzeżu, oddzielone od Bałtyku mierzejami. Jezioro Żarnowieckie według Sonntaga [25] tworzy niecką erozyjną, w której później umieścił się koniec języka lodowcowego, a nie jezioro nadbrzeżne, jakby można sądzić z bliskości morza. Na nizinie deltowej Wisły brak wogóle rynien.

Jak wynika z mapy gęstości, ilość rynien jeziornych waha się na Pojezierzu Pomorskim w granicach od 0 do 24,0 km/100 km^2. Obszary największej gęstości pokrywają się całkowicie z pasami pagórków morenowo-czołowych i to zarówno w centralnej jego partii, równoległej do Bałtyku, jak i w daleko na południe wysuniętych wałach w dolinie dolnej Wisły i dolnej Odry. Między pagórkami istnieją liczne przerwy, zwane „bramami". Niektóre z nich zaznaczają się również na mapie gęstości: a) „brama" koło Choszczna, b) „brama szczytneńska", uważana za zapadlisko tektoniczne, miejsce przez które Tornquist prowadzi linię graniczną między Europą wschodnią i zachodnią. W „bramie" koło Choszczna gęstość rynien jeziornych spada do 5,2, a w „bramie szczytneńskiej" nawet do 0. „Brama szczytneńska" dzięki niezwykle małej gęstości rynien, zaznacza się bardzo silnie na mapie gęstości, dzieląc całe Pomorze na dwa obszary.

http://rcin.org.pl

Izarytmy dużej gęstości rynien jeziornych odbiegają jednakże w swej konfiguracji od ciągów głównych moren czołowych na Pojezierzu Pomorskim dzięki temu, że łączą się z nimi jeszcze inne obszary morfologiczne o znacznej gęstości. Na teren Pomorza wkracza pod kątem prostym do wału pomorskiego tak zwana morena północno-poznańska, przekraczając pradolinę Toruńsko-Eberswaldzką między Czarnkowem a Piłą, niosąc ze sobą większe zagęszczenie rynien (10—15). Rozległe płaty moreny dennej między Głdą a Brdą na północ od Noteci dają gęstość 15 — 20. Poza tym ciekawym zjawiskiem na Pojezierzu Pomorskim jest fakt, iż zandrom towarzyszy duża ilość rynien.

Najmniejszą ilość rynien jeziornych obserwujemy na nizinie nadbałtyckiej, w dolinie dolnej Odry, dolnej Wisły, w osi Noteci, jak również nad większością rzek spływających z pomorskiego działu wodnego czy to wprost do Bałtyku, czy też na południe. Wszędzie tam waha się gęstość w granicach od 0 — 5 km/100 km^2.

Analiza mapy kierunków prowadzi do następujących wniosków. Od zachodu widzimy po lewej stronie dolnej Odry kierunek NEN, ten sam kierunek obserwujemy również po przekroczeniu Odry, lecz zmienia się on szybko i przechodzi na NWN i NW. Dominuje na dużej przestrzeni aż do Wzgórz Szymbarskich, gdzie gwałtownie przechodzi na NEN a nawet na NE, który to kierunek panuje w całej tej części Pomorza i to na znacznej szerokości, bo prawie po Noteć.

Obszary, które odbiegają od panujących kierunków i wyłamują się z powyżej przytoczonego schematu, to strefy na wybrzeżach Bałtyku. Obserwujemy tu kierunki wręcz przeciwne niż w głębi lądu, a zgodne z przebiegiem linii brzegowej (jeziora nadmorskie), za wyjątkiem jeziora Żarnowieckiego, co potwierdzałoby poglądy Sonntaga [*25*] o genezie tego jeziora. Jeziora występujące koło wyspy Uznamia zgadzają się natomiast z ogólnym schematem. W poprzek doliny Noteci, między Czarnkowem a Piłą, zaznacza się silnie po jednej i po drugiej stronie Noteci kierunek wybitnie niezgodny, a mianowicie NEN. Również na północ od Bydgoszczy (koło Świecia) panujący tu kierunek w pobliżu doliny dolnej Wisły NE, zmienia się na kierunek NW, idący od południowego wschodu z Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego.

Pojezierze Mazurskie.

Krajobraz morfologiczny Pojezierza Mazurskiego zbudowany jest [*5*] z osadów morenowych ostatniego zlodowacenia, tak że cały ten obszar jest przede wszystkim terenem akumulacji lodowcowej. I tu również przewodnią oś tworzą wały moren czołowych, ciągnące się od Wisły

http://rcin.org.pl

po Niemen wygiętymi ku południowi łukami o ogólnym kierunku z południowego-zachodu na północny-wschód. Od dolnej Wisły główne kierunki moren czołowych mają kierunek SW—NE. Koło Dąbrówna kierunek ten zmienia się na bardziej wschodni, a pod Ełkiem skręca znów na północny — wschód. Olbrzymi stożek zandrowy, na którego obszarze rozpościera się obecnie Puszcza Piska i Nidzicka, towarzyszy centralnemu odcinkowi moren czołowych.

Obszerne płaty moreny dennej obserwujemy nad Wisłą na Pojezierzu Chełmińsko-Dobrzyńskim, na północ od pasa pojezierzy i na południe pomiędzy stożkami zandrowymi. Na północnych obszarach moreny dennej widać utwory zastoiskowe. Z obszaru tego wyłaniają się izolowane wzniesienia pochodzenia tektonicznego, pokryte przeważnie morenami czołowymi, jak Wyżyna Elbląska i Półwysep Sambijski. Lodowiec zaznaczył na nich swoje stadia regresyjne. Najmłodsze obszary spotykamy nad Bałtykiem, tworzą one krajobraz deltowy, powiększający się kosztem zalewów.

Odrębny charakter krajobrazów pojeziernych między dolną Wisłą a Niemnem wyraża się przede wszystkim w tym, że krainy bogate w jeziora występują tuż obok obszarów zupełnie pozbawionych jezior. Poza tym jeziora grupują się tutaj na stosunkowo wąskiej przestrzeni, ograniczonej do szerokości występowania krajobrazów moren czołowych i towarzyszą im na całej długości.

Na zachodzie rynny jeziorne pokrywają dawną Ziemię Chełmińską i zajmują obszar pomiędzy Wisłą a Drwęcą, Pojezierze Dobrzyńskie zaś pomiędzy Drwęcą a Skrwą. Pod względem genetyczno-morfologicznym oba te obszary stanowią całość. Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie nawiedzone było najmłodszym zlodowaceniem.

Między Dąbrównem a Ełkiem rozciąga się właściwe Pojezierze Mazurskie. Ku północy rynny jeziorne zanikają i nigdzie już do morza nie dochodzą. Cały komplet rynien mazurskich rozłożył się tu pasem o szerokości 50 — 70 km.

Na wschodzie leży Pojezierze Suwalskie, towarzyszy ono również morenom czołowym. Występowanie rynien zanika nad doliną Niemna, który oddziela Pojezierze Suwalskie od Pojezierza Wileńskiego. Na południu rynny jeziorne kończą się nagle na zewnętrznej granicy moren czołowych. W pobliżu Wisły granica ta przybiera kierunek prawie południkowy, na Płock.

Gęstość rynien jeziornych na Pojezierzu Mazurskim waha się w granicach od 0 — 25,6 km/100 km^2.

http://rcin.org.pl

Na Pojezierzu Chełmińsko-Dobrzyńskim brak zupełnie rynien w pobliżu Wisły, natomiast w miarę posuwania się w kierunku Pojezierza Mazurskiego gęstość waha się w granicach 10 — 15. Największa gęstość na Pojezierzu Chełmińsko-Dobrzyńskim wynosi 9,4.

Na Pojezierzu Mazurskim gęstość rynien jeziornych osiąga 18,5, 21,4, 20,1, 16,8 tworząc grupy otoczone izarytmami o pośrednich niższych wartościach, ciągnące się zgodnie z pasami moren czołowych.

Pojezierze Suwalskie odgranicza się tu wyraźną przerwą i charakteryzuje się największą gęstością rynien jeziornych na opracowanym obszarze Niżu Polskiego, mianowicie wartością 25,6 w pobliżu Niemna. Wprawdzie ta maksymalna gęstość ogranicza się tylko do jednego pola podstawowego, ale tworzy wyraźną „wyspę".

Leżące na północ ciągi moren stadialnych odznaczają się bardzo małą gęstością rynien, w porównaniu do głównych ciągów moren czołowych, nigdzie nie przekraczają wartości 5, a całe obszary moreny dennej, pokryte częściowo utworami zastoiskowymi [5], jak również wybrzeża aluwialne wogóle jezior nie posiadają.

Na Pojezierzu Chełmińsko-Dobrzyńskim przeważa wybitnie kierunek NW i NWN, kierunek ten przechodzi nawet na drugą stronę Wisły koło Świecia. Kierunek ten w miarę posuwania się na północ, zmienia się na NEN i NE, a więc jest zgodny z kierunkiem panującym po lewej stronie doliny dolnej Wisły z tą jednak różnicą, że tam był on mniejwięcej prostopadły do moren czołowych, tu zaś jest prawie równoległy, a zgodny natomiast z kierunkiem dolnej Wisły.

Na Pojezierzu Mazurskim mamy zrazu kierunek ten sam. Szybko się on jednak wyprostowuje i przechodzi ku wschodowi na NWN, a jeszcze dalej na NW. Można się tu dopatrzeć w kierunku rynien jeziornych układu radialnego. Przewaga kierunków z odchyleniem na zachód tłumaczy się samym przebiegiem moren czołowych, które ku wschodowi odchylają się bardziej na północ.

Na granicy Pojezierza Suwalskiego obserwujemy znów gwałtowną zmianę kierunków dominujących na kierunek NEN, który w miarę zbliżania się do Niemna wyprostowuje się i zmienia w NWN i NW. Również tu mamy radialny układ kierunków choć na mniejszą skalę.

Wielkopolska i Kujawy.

Występujące w Wielkopolsce i na Kujawach krajobrazy zasypania lodowcowego są względnie świeże [*19*]. Najważniejsze z nich to ciągi moren czołowych i szerokie pradoliny. Wyróżniono w Wielkopolsce [*20*] morenę północno-, środkowo- i południowo-poznańską. Morena północno-

http://rcin.org.pl

poznańska ciągnie się wzdłuż Noteci. Morena środkowo-poznańska ciągnie się od Odry (Słubice) w stronę Międzychodu na Poznań i Gniezno. Na Kujawach widać potężny feston, który łączy się z moreną północno-poznańską, na południu sięga po Konin, a na wschodzie po Gąbin. Morena południowo-poznańska biegnie od Poczdamu przez Gubin, Leszno na Żerków, gdzie wkracza w pradolinę warszawsko-berlińską." Poza tym mamy tu trzy wielkie pradoliny, ciągnące się w ogólnym kierunku ze wschodu na zachód.

Nizina Wielkopolska i część Kujaw pochylają się ku północnemu zachodowi. W okolicy Kalisza teren wznosi się do 150 m npm., a ujście Warty do Odry leży na wysokości zaledwie 13 m npm., wskutek tego Wielkopolska odwadnia się do Odry, a tylko nieznaczny skrawek Kujaw oddaje swe wody do Wisły.

Południową granicę występowania rynien jeziornych w Wielkopolsce stanowi morena południowo-poznańska. Krajobrazy pojezierne wysuwają się tu najdalej na południe i zbliżają się do wyżyn południowych. Na południe od tej linii są tylko stawy i „oczka", które w pracy niniejszej nie zostały uwzględnione. Na południowym wschodzie sięga granica rynien jeziornych do równoleżnikowego biegu Warty (Konin), na wschodzie przechodzi na Kujawy, gdzie krajobrazy pojezierne obejmują część pradoliny toruńsko-eberswaldzkiej i sięgają po Włocławek, na zachodzie obszary pojezierne wychodzą poza Odrę zgodnie z przebiegiem moreny południowo-poznańskiej.

Na szczególną uwagę zasługuje fakt, że rynny jeziorne występują także w dolinach lub w pradolinach. Na międzyrzeczu Warty i Noteci mamy pięknie wykształcone rynny jeziorne między Wronkami i Międzychodem [*1*]. Liczne, równoległe do siebie rynny przecinają tu Wartę, wskutek czego wyglądają jakby nanizane na taśmę tej rzeki. Na uwagę zasługują również jeziora gostyńskie [*11, 8*]. Jeziora te rozłożyły się na górnym tarasie Wisły równolegle do tej rzeki.

Analizując mapę gęstości rynien jeziornych widzimy, że wartości te wahają się w Wielkopolsce i na Kujawach w granicach od 0—17,1 km na 100 km^2, przyczym ta największa gęstość przypada na Kujawy, mianowicie na obszar jeziora Gopła. Inne obszary największej gęstości jezior wahają się w granicach od 10—15. Możnaby tu wyróżnić dwa obszary charakteryzujące się odmiennym układem izarytm o dużej ilości rynien jeziornych. Wielkopolska zachodnia, ograniczona od wschodu przełomowym odcinkiem Warty, odznacza się kolistym układem obszarów o dużej gęstości. Rynny występują na krawędziach tej części Wielkopolski, podczas gdy część środkowa odznacza się małą gęstością od 0—5. Maksymalne gęstości występują na krańcach: 10,7, 11,0, 10,5.

http://rcin.org.pl

Pas największej gęstości tworzą pagórki moren czołowych południowo i środkowo-poznańskiej, obszary zandrowe, pradolina Obry wykazują mniejsze ilości, miejscami nawet wartość 0.

Wielkopolska wschodnia i Kujawy mają wprost przeciwny układ rynien. Obszary o największej gęstości rynien widzimy pośrodku (10—15) mniejsze gęstości na krańcach (0—5). Obszary o wartości 0 widzimy nad Notecią w północno-wschodniej części Kujaw i nad Wisłą.

Największe zagęszczenie rynien jeziornych widzimy wzdłuż pagórków poznańskich i gnieźnieńskich przynależnych do moreny środkowo-poznańskiej i na obszarach moreny dennej po ich stronie wewnętrznej. Obszar największego zagęszczenia rynien jeziornych wysyła swoje ramiona: jedno na północ przez równinę rogozieńską w kierunku pagórków chodzieskich, czyli zgodnie z przebiegiem moreny północno-poznańskiej, a drugie ramię w kierunku na Konin, zgodnie z najdalszym zasięgiem jezior rynnowych w tej części Wielkopolski.

Gęstość rynien jeziornych na Pojezierzu Gostyńskim waha się w granicach 0—5.

Po lewej stronie Odry przeważa wybitnie kierunek NEN i NE. Po przekroczeniu Odry, prócz wyżej wymienionych kierunków, zaznacza się odchylenie na zachód, a więc NWN. Od grupy jezior zbąszyńskich ostatecznie dominuje kierunek NWN i NW. Wzdłuż moreny południowo-poznańskiej, idąc od zachodu mamy zrazu kierunek NEN, który jednak szybko przechodzi na NWN, a w pobliżu przełomu Warty, gdzie morena południowo-poznańska dochodzi pod kątem do pradoliny warszawsko-berlińskiej, panuje wybitnie kierunek NW.

Na zachód od przełomu Warty wzdłuż moreny środkowo-poznańskiej, jej rozgałęzień w kierunku na Konin i wzdłuż przebiegającej z północnego-zachodu na południowy-wschód moreny północno-poznańskiej, obserwujemy wszędzie kierunki NEN, niemniej jednak kierunek NWN występuje również jako drugi ważny kierunek. W miarę jednak oddalania się od ciągów moren czołowych, na całym obszarze moreny dennej, w zachodniej Wielkopolsce i na Kujawach, jak również na górnym tarasie Wisły pomiędzy Gąbinem a Włocławkiem, dominuje wszędzie kierunek NWN i NW.

Cechą charakterystyczną zatem w Wielkopolsce i na Kujawach jest przewaga kierunków NWN i NW, które zaznaczają się wszędzie nawet w obszarach krawędziowych lodu, gdzie ich radialny kierunek winien być inny. Z oddaleniem od moren czołowych odchylenie na zachód wzrasta.

http://rcin.org.pl

Zagadnienie gęstości i rozmieszczenie rynien jeziornych.

Szczegółowa charakterystyka Niżu Polskiego co do rozmieszczenia i gęstości rynien jeziornych, oparta na korelacji mapy gęstości z mapą morfologiczną prowadzi do pewnych ogólnych wniosków.

Zarówno na Pojezierzu Pomorskim, na Pojezierzu Mazurskim w szerszym pojęciu, jak i w Wielkopolsce i na Kujawach izarytmy największej gęstości pokrywają się z ciągami moren czołowych. Towarzyszą im na całej długości, a szerokość ich ograniczona jest do szerokości wałów morenowo-czołowych. Najjaskrawiej występuje to na przykładzie Pojezierza Mazurskiego, gdzie izarytmy dużej gęstości jezior naśladują zupełnie ciągi moren czołowych. Nieodłącznym zatem zjawiskiem w obszarach intensywnej akumulacji lodowcowej, jakie stanowią moreny czołowe — są jeziora rynnowe. Na fakt ten zwraca uwagę już Woldstedt [*30*], uważając rynny subglacjalne za zjawisko krawędziowe lądolodu.

Porównanie mapy gęstości z mapą morfologiczną wykazuje dalej, że najwięcej rynien jeziornych spotykamy u zbiegu dwóch lobów lodowych. W miejscach zetknięcia się dwóch jęzorów lodowcowych działalność wód roztopowych była wyjątkowo silna, w tym miejscu istnieją liczne krzyżujące się szczeliny i spękania dwóch lodowców, których odzwierciedleniem w powierzchni polodowcowej są liczne rynny jeziorne.

Płaty moreny dennej np. między Głdą a Brdą na Pojezierzu Pomorskim wykazują również dużą gęstość (15—20), obszary moreny dennej we wschodniej połaci Wielkopolski i na Kujawach wykazują największą gęstość w tej części Niżu Polskiego (10—15). Obszary moreny dennej, przylegające bezpośrednio do moren czołowych, mają również dużą ilość rynien jeziornych. Są jednakże całe obszary zbudowane z moreny dennej, wykazujące małą gęstość lub są zupełnie pozbawione jezior jak np. nizina nadbałtycka na Pojezierzu Pomorskim, lub obszary moreny dennej na Pojezierzu Mazurskim, na północ od głównego pasa moren czołowych, gdzie mamy utwory zastoiskowe. Możnaby więc przyjąć, że moreny denne są również obszarami intensywnej działalności wód subglacjalnych i wykazują na swej powierzchni liczne rynny, o ile nie zaistniały na ich obszarach inne zjawiska np. zastoiska, które zatarły pierwotne ich piętno morfologiczne albo doliny fluwioglacjalne.

Niezdecydowanie przedstawiają się strefy zandrowe. Na Pojezierzu Pomorskim jednym z ciekawszych zjawisk jest wielka ilość jezior na ich powierzchni i to jezior rynnowych. Zatem strefa zandrowa, o ile jest pokryta jeziorami, uchodzić musi również za teren intensywnej erozji subglacjalnej. Geneza form subglacjalnych na zandrach, które są bez wątpienia genetycznie młodsze, wymaga wyjaśnienia. Woldstedt

http://rcin.org.pl

[*30*] przyjmuje, że rynny te musiały być czymś wypełnione, co zapobiegło ich zasypaniu, jakimś ciałem, które następnie znikło i wówczas odsłoniła się forma wklęsła. Tym ciałem według W o l d s t e d t a mógł być jedynie lód.

Jednakże nie wszystkie zandry wykazują na swej powierzchni obecność rynien jeziornych. Obszary zandrowe moreny środkowo-poznańskiej są prawie bez jezior. Olbrzymi zander na Pojezierzu Mazurskim, wykazuje obecność rynien jeziornych tylko w swej części najbliższej pasa moreny czołowej.

Zupełny brak rynien wykazują obszary deltowe na wybrzeżach Bałtyku. Mało rynien spotykamy w dolinie dolnej Wisły i dolnej Odry w tak zw. „bramach" na Pojezierzu Pomorskim, jak również w dolinach mniejszych rzek. Mało a miejscami zupełny brak jezior wykazują pradoliny. Są jednak obszary w dolinach czy pradolinach o znacznej gęstości. Na międzyrzeczu Warty i Noteci mamy pięknie wykształcone rynny jeziorne. B a j e r l e i n [*1*] uważa, mimo iż wyglądają jakby nanizane na taśmę rzeki Warty, że geneza ich związana jest z działalnością wód subglacjalnych. Podobnie pod Koninem krajobrazy pojezierne dochodzą do pradoliny warszawsko-berlińskiej.

Najciekawszym jednak zjawiskiem jest grupa jezior gostyńskich [*11, 8*]. Jeziora gostyńskie rozłożyły się łańcuchami równolegle do Wisły między Włocławkiem a Gąbinem, stąd też uważano je za starorzecza Wisły. Tymczasem konfiguracja dna, bliskość ozów i moren wskazuje na ich pochodzenie lodowcowe, mimo iż otaczają je krajobrazy wydmowe i zalegają górny taras Wisły. Wynika z tego, że oscylujący na Pomorzu lodowiec skorzystał z gotowego zagłębienia i wysunął się tu swoim jęzorem „jęzor gąbiński", pozostawiając liczne rynny jeziorne. L e n c e w i c z [*13*] wykrył ponadto powrót lodowca na obszarze wschodnich Kujaw pod Kołem i na Pojezierzu Dobrzyńskim.

Południowa granica zasięgu rynien jeziornych po lewej stronie Odry dochodzi do Szprewy, następnie ciągnie się dalej wzdłuż równoleżnikowego biegu Odry między Nową Celą a Bojadłami, w okolicy Sławiny sięga najdalej na południe w Wielkopolsce. W dalszym ciągu przebiega przez Osieczną, Dolsk, Żerków i dochodzi do pradoliny warszawsko-berlińskiej, którą przekracza i wchodzi na równinę średzką, gdzie wygina się znów najdalej na północ w Wielkopolsce, aby ponownie zejść na południe do pradoliny pod Koninem. Następnie skręca na północny-wschód i dochodzi do Wisły pod Gąbinem. Po prawej stronie Wisły przybiera odrazu kierunek północny, obejmując całe Pojezierze Chełmińsko-Dobrzyńskie, dochodzi do głównego pasa moren czołowych Pojezierza Mazurskiego, któremu towarzyszy po południowej stronie i przebiega

http://rcin.org.pl

zgodnie z ich kierunkiem ku północnemu-wschodowi, odchylając się nieco na południe na zandrze w Puszczy Piskiej i Nidzickiej.

Na południe od granicy zasięgu jezior rynnowych w południowej Wielkopolsce, na Nizinie Mazowieckiej i Podlasiu spotykamy tylko drobne pozostałości rynien w postaci stawów podtrzymywanych sztucznie. Na równinie koźmińskiej w Wielkopolsce znajdziemy tylko dużą ilość „oczek" [26].

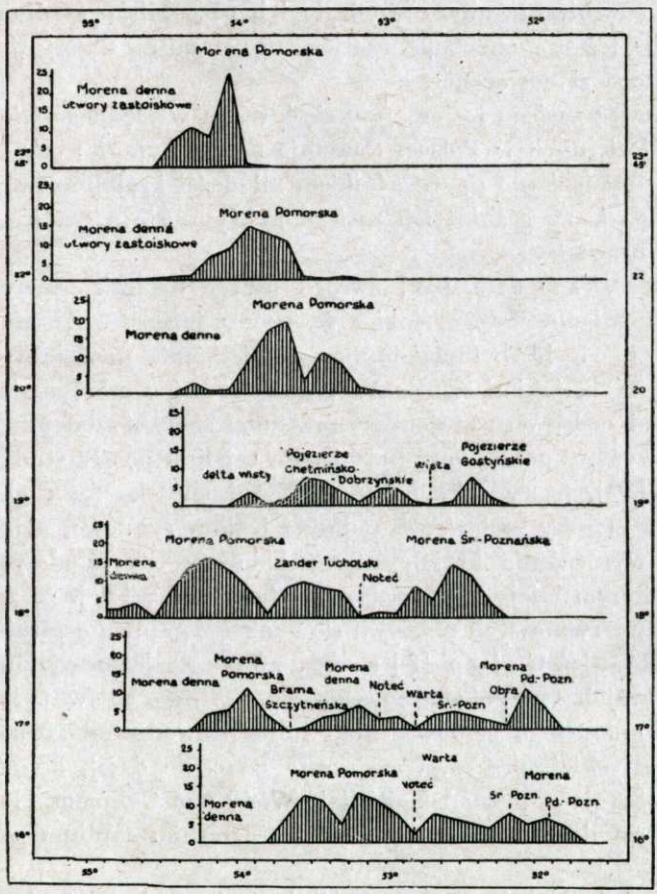


Fig. 3. Diagramy gęstości rynien jeziornych na Niżu Polskim wzdłuż połud. ników: 16°, 17°, 18°, 19°, 20°, 22°, 23°45′. Gęstość wyrażona w km/100 km². *Diagrams of the density of lake-channels in the Polish lowlands along meridians: 16°, 17°, 18°, 19°, 20°, 22°, 23°45′. Densisy registered in kms/100 km².*

Południowa granica rynien jeziornych dzieli Niż Polski na dwie strefy: wewnętrzną z występującymi rynnami i zewnętrzną — pozbawioną prawie zupełnie rynien. Granica ta zaznacza się gwałtownie nagłym zanikiem jezior, jak to wynika z diagramów (Fig. 3). Południowa

http://rcin.org.pl

granica rynien jeziornych biegnie w Wielkopolsce zgodnie z granicą moreny południowo-poznańskiej (stadium brandenburskie), koło Konina, nad Wisłą koło Gąbina i Gostynina wzdłuż najdalszego zasięgu lobu Wiślanego, przynależnego do stadium frankfurckiego, pod którego utworami zdaje się być pogrzebane stadium brandenburskie [*30*]. Na Pojezierzu Mazurskim sprawa nie jest jasna, granica zasięgu rynien jeziornych przebiega naogół zgodnie z zasięgiem stadium pomorskiego. Starsze stadia przebiegają albo równolegle i bardzo blisko stadium pomorskiego, albo też są pogrzebane pod jego utworami na skutek przekroczenia młodszego zlodowacenia.

Z granicą zasięgu jezior łączy się kwestia względnego wieku krajobrazów pojeziernych w Polsce. Powstaje zatem pytanie: czy i w jakim stopniu rynny jeziorne są wskaźnikiem młodości krajobrazów zasypania lodowcowego i czy granica ich zasięgu pokrywa się z granicą najmłodszego zlodowacenia.

Pierwszy Tietze [*28*] zwrócił uwagę na tak ważny czynnik krajobrazu polodowcowego, jakim są rynny jeziorne. Za nim poszedł Wunderlich [*32*], który próbował z istnienia nieznacznych nawet form jeziornych, jakimi są „oczka", wnioskować o młodym krajobrazie glacjalnym i zasięg tego krajobrazu przesunął znacznie dalej na południe, bo aż po wyżyny południowo-polskie. Po tej linii poszły studia Woldstedta [*30*], który zakłada, iż pewien kompleks form glacjalnych, mianowicie moreny czołowe, drumliny i jeziora rynnowe, może stać się podstawą wyróżniania krajobrazów polodowcowych młodszych i starszych. W innym miejscu stwierdza Woldstedt [*30*], że zewnętrzna granica jezior rynnowych pokrywa się naogół z granicą ostatniego zlodowacenia. Również Gripp [*7*] zwraca uwagę na jeziora jako wskaźnik młodości krajobrazu polodowcowego. To też od czasów tych badaczy granicę najmłodszego zlodowacenia, którą prowadzono dawniej wzdłuż moreny bałtyckiej, przesuwa się często znacznie dalej, bo aż po linię moreny południowo-poznańskiej i linię Wisły pod Gąbinem. Na Pomorzu mamy do czynienia według tego tylko z ostatnim stadium postojowym tego lodowca.

Pogląd ten, oparty na kryteriach jeziornych, może budzić duże wątpliwości [*20*], zwłaszcza z braku dostatecznych kryteriów stratygraficznych.

Na innych zasadach starali się określić wiek i charakter krajobrazu polodowcowego w Polsce Pawłowski [*21*] i Lencewicz [*12*]. Badania tych autorów wykazały, iż krajobraz Wielkopolski jest krajobrazem polodowcowym względnie świeżym, podczas gdy Nizina Mazowiecko-Podlaska wykazuje piętno krajobrazu bardziej zdenudowanego,

http://rcin.org.pl

czyli starszego. Obszary te, jak wynika z niniejszej pracy, są poza granicą zasięgu jezior rynnowych. Nie ulega wątpliwości, że jeziora rynnowe są charakterystyczną cechą młodości krajobrazów polodowcowych, sporną jest tylko kwestią, czy należy granicę najmłodszego zlodowacenia przesunąć tak daleko, to znaczy do południowej granicy zasięgu jezior.

Jak wynika z mapy gęstości, granica występowania rynien jeziornych pokrywa się naogół z granicą, jaką wyżej wymienieni badacze przyjmują dla krajobrazów wykazujących morfologiczne cechy młodości. Obszary na południe od tej granicy leżące, a więc pozbawione rynien, są według Pawłowskiego [*21*] i Lencewicza [*12*] krajobrazami polodowcowymi o wybitnie starszym piętnie morfologicznym.

Z przytoczonych diagramów gęstości rynien jeziornych (Fig. 4), które dają przekrój gęstości wzdłuż kilku południków przez cały niż Polski, widać jasno, że gęstości te nie maleją stopniowo, lecz kończą się nagle, i raczej w obrębie samych obszarów pojeziernych mamy wahania, podczas gdy na południowej granicy obserwujemy wszędzie dużą gęstość, która gwałtownie schodzi do zera. W każdym razie różnice w zagęszczeniu rynien jeziornych pomiędzy krainą Pomorską a Wielkopolską i Kujawami są mniejsze, aniżeli inne cechy morfologiczne pomiędzy tymi obszarami.

Jeśli dalej przyjmiemy, że jeziora zanikają, ulegając zatorfieniu, i że mniejszą stosunkowo ilość rynien na południu możnaby przypisać mniejszej grubości lodowca i krótszemu okresowi stacjonowania — to właściwie nie ma żadnej specjalnej różnicy w gęstości tychże pomiędzy krainą Pomorską a resztą krain jeziornych. Wyniki niniejszej pracy zdają się więc potwierdzać poglądy Tietzego, Wunderlicha, Woldstadta i Grippa, jakoby powstanie istniejących do dziś krajobrazów pojeziernych należało przypisać erozji wód subglacjalnych tego samego zlodowacenia, a tym samym przesunąć granicę najmłodszego zlodowacenia do granicy południowego zasięgu rynien jeziornych t. zn. L_4 Limanowskiego [*15*] i Varsovien I Szafera [*27*]. Podobny przebieg wykazuje linia, która według Lewińskiego [*14*] ma wytyczać granice trzeciego zlodowacenia w Polsce.

Zagadnienie kierunków rynien jeziornych.

Najważniejszym zagadnieniem związanym z kwestią rynien jeziornych są ich kierunki. W nauce jest dotychczas rzeczą sporną czy kierunki rynien jeziornych są odzwierciedleniem ruchu lodowca i układają się prostopadle do cofających się jego krawędzi, czy też zależą od tektoniki i nachylenia podłoża. W pracy niniejszej dociekania odnoszące się do

http://rcin.org.pl

zagadnienia zależności kierunków jezior rynnowych od ruchu lodowca czy tektoniki, względnie nachylenia podłoża, oparto na analizie specjalnie skonstruowanej symbolicznej mapy kierunków i syntetycznych diagramów, opracowanych na podstawie obliczeń procentowego występowania danych kierunków.

Uwzględniono wszystkie rynny jeziorne i wszystkie dające się na nich wydzielić kierunki o długości ponad 0,5 km, a nie tylko jeziora największe lub jeziora mniejsze wyciągnięte w charakterystyczne sznury jezior o zdecydowanym kierunku — jak to uczynił Pawłowski [*16*].

Jak już z regionalnej charakterystyki wynika, kierunki rynien jeziornych, ich mutacje, nagłe zmiany nasilenia procentowego występowania pewnych kierunków, zależne są od lokalnego wykształcenia pewnych form krajobrazu polodowcowego. Najsilniej zaznacza się ten związek z głównymi ciągami moren czołowych. Są to przewodnie linie Niżu Polskiego, odznaczające się również wybitną kierunkowością. Do podkreślenia ich kierunkowości przyczynia się jeszcze fakt, iż od południa łączą się z nimi stożki zandrowe i pradoliny, związane nie tylko genetycznie z obszarami moren czołowych, ale także pod względem kierunków. Inne formy krajobrazu polodowcowego, jak moreny denne, stanowią płaty wciśnięte pomiędzy ciągi moren czołowych — pod względem kierunków obojętne. Natomiast ozy i drumliny, jak to wynika z mapy Woldstedta [*33*] i na co zwraca uwagę Pawłowski [*17*], są również formami o wybitnych kierunkach, które pokrywają się z kierunkami rynien jeziornych.

Jest rzeczą charakterystyczną, iż w strefie brzeżnej lodowca kierunki rynien są najmniej zdefiniowane. Zjawisko to występuje tak intensywnie na mapie kierunków, że opierając się na tym fakcie, możnaby na niej wytyczyć główne ciągi moren czołowych. Ma to swe wytłumaczenie w mechaniźmie tworzenia się jezior. Na samej krawędzi postoju lodowca musiały powstawać wciąż rynny subglacjalnych odpływów wód roztopowych, gdyż zapewne lądolód nie stał tu i nie poruszał się równomiernie, lecz lody miały własne ruchy, które wywoływały targanie i rozdzieranie, wytwarzały na obszarze granicznym strefę szczelin, a tym samym zasadniczy warunek tworzenia się rynien subglacjalnych. Tym się tłumaczy najmniejsze zdefiniowanie zasadniczych kierunków jezior rynnowych w strefie marginalnej lodowca przy największej równocześnie ich gęstości. Tu też najliczniej występują jeziora skomplikowane pod względem genezy i kierunków.

Jeśli rynny jeziorne mają być odzwierciedleniem ruchu lodowca, to tych należy szukać w strefie wewnętrznej każdego ciągu moren czołowych. Kierunki rynien będą odzwierciedleniem ruchu lodowca jeśli

http://rcin.org.pl

powstały pod posuwającym się lodem, jeśli zaś powstały pod martwym lodem, mogą mieć kierunek dowolny lub też kierunek ogólnego nachylenia powierzchni poddyluwialnej. Wody subglacjalne, które nieckę rzeźbiły, stosowały się niewątpliwie najchętniej do ogólnych praw ruchu wody, t. j. spływały z miejsc wyższych do niższych po pochyłościach terenu, choć znamienną cechą wód podlodowcowych są odmienne zjawiska ruchu wody niż na otwartym terenie. Prawdopodobnie i lodowiec korzystał z ogólnego spadku terenu i posuwał się w tym samym kierunku. Sam zaś czasowy przebieg ruchu lodowca może mieć wpływ zdaniem Schützego [*23*] na stosunek ilości jezior rynnowych do innych jezior. Na linii moren bałtyckich postój lodowca trwał długo, powstało więc wiele jezior innych typów. W Wielkopolsce natomiast i na Kujawach, gdzie lodowiec trwał krótko i szybko się wycofał, masy topniejącego lodowca tworzyły jeziora rynnowe, które tu dominują nad wszystkimi innym typami.

Rozpatrując układ kierunków rynien jeziornych w stosunku do moren czołowych obserwujemy na całym Niżu Polskim szereg przykładów wybitnej od nich zależności. W dolinie dolnej Odry, gdzie wsunął się lodowiec zwany „lodowcem Odry", układ kierunków jeziornych objawia się odśrodkowym odwodnieniem i kierunkami o układzie radialnym. To samo widzimy w dolinie dolnej Wisły, ale tylko po jej lewej stronie, gdyż po prawej układ kierunków jest prawie równoległy do moren czołowych, a zgodny z kierunkiem samej Wisły. Centralnemu odcinkowi moren czołowych Pojezierza Pomorskiego towarzyszą jeziora o kierunkach przeważających NWN, a więc prostopadle zorientowane do głównego grzbietu morenowego o kierunku NEN-SWS.

Na Pojezierzu Mazurskim widać wybitny układ radialny, przy czym dalej ku wschodowi kierunki bardziej odchylają się na NWN. Zupełnie podobne kierunki obserwujemy na Pojezierzu Suwalskim, gdzie zrazu panujący kierunek NEN wyprostowuje się i ku wschodowi przechodzi na NWN i NW.

Syntetyczny diagram kierunków dla całej moreny Bałtyckiej (Fig. 4A) przedstawia dokładnie radialny układ rynien jeziornych na wszystkich lobach całego tego obszaru. Na ich granicy widzimy zawsze gwałtowną zmianę kierunków. Drugi diagram (Fig. 4B) sporządzony dla „jęzora gąbińskiego," wykazuje, że i tu istnieje w sumie jeden wielki układ wachlarzowy.

W obrębie moreny środkowo- i południowo-poznańskiej, które aczkolwiek nie tworzą tak wyraźnych łuków, niemniej jednak i tu możnaby się dopatrzeć radialnego układu rynien jeziornych, jak to wynika z mapy i diagramu (Fig. 4C) wykonanego dla całego tego obszaru. Za

http://rcin.org.pl

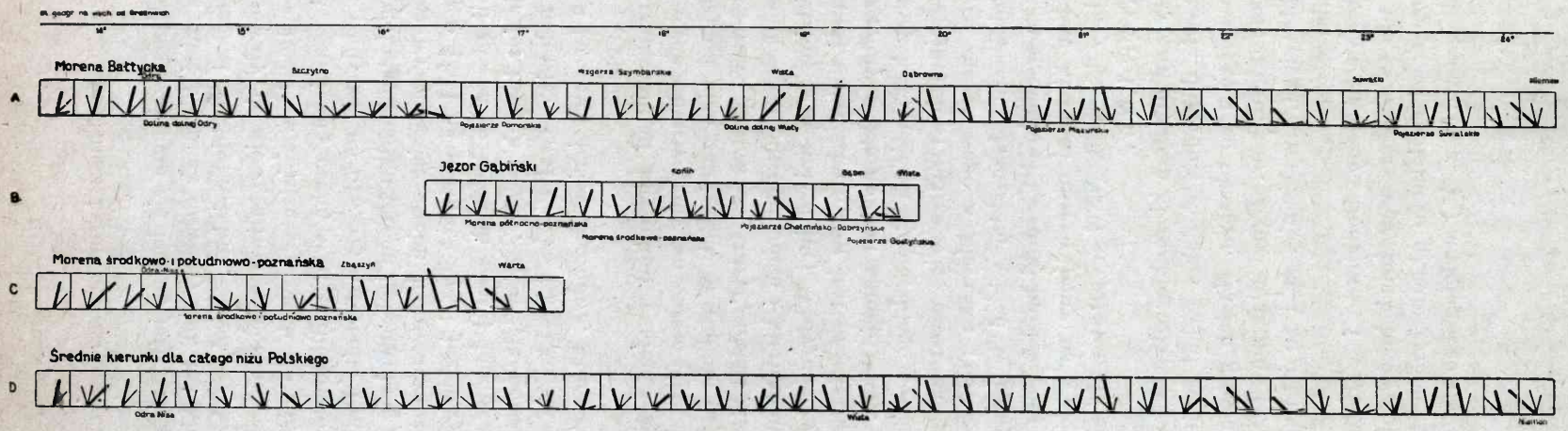


Fig. 4. Syntetyczne diagramy kierunków rynien jeziornych: A) dla obszarów moreny Bałtyckiej, B) dla obszarów „jezora Gąbińskiego", C) dla obszarów moreny środkowo- i południowo-poznańskiej, D) dla całego obszaru Niżu Polskiego.

Synthetic diagrams of the directions of lake-channels: A) for the areas of terminal moraine of Baltic Sea, B) for the areas of „Gombin-tongue", C) for the areas of middle- and south-Poznań terminal moraines, D) for the whole area of Polish low-lands.

http://rcin.org.pl

Odrą mamy kierunki NEN, po wschodniej stronie Odry obserwujemy przewagę kierunków NWN, a od pasma jezior zbąszyńskich dominuje coraz więcej ku wschodowi kierunek NWN i NW.

Poszczególne systemy moren czołowych przebiegają względem siebie pod rozmaitym kątem, dlatego na mapie analitycznej kierunków panuje pewnego rodzaju chaos. Dopiero korelacja z mapą morfologiczną wyjaśnia zupełnie obraz. Genetyczny związek kierunków rynien jeziornych z kierunkami moren czołowych ma więc swoje uzasadnienie chociażby i w tej właśnie okoliczności, iż dopiero ich wzajemne powiązanie daje jasny obraz.

Wzajemne przenikanie się stref, przynależnych do różnych obszarów morenowych, stwarza nieraz charakterystyczne zjawiska np. na północ od Bydgoszczy, gdzie na obszar Pojezierza Pomorskiego wkracza od południowego-wschodu kierunek przynależny do radialnego układu „jęzora gąbińskiego", i tu gwałtownie przechodzi w inny kierunek lobu wiślanego, sięgającego pod Nowe, który panuje na zandrze tucholskim o wręcz innym układzie, odchylonym o 90°. Tak samo morena północnopoznańska wkraczając na Pomorze pod kątem prawie prostym w stosunku do moreny bałtyckiej, niesie ze sobą zupełnie odmienne kierunki. Zależność zatem kierunków rynien jeziornych od układu moren czołowych nie ulega wątpliwości. W obrębie każdego lobu stwarzają jeziora mniej lub więcej wyraźny układ radialny, skierowany na zewnątrz. Na podstawie szczegółowej analizy mapy kierunków, diagramów dla poszczególnych obszarów morenowych, jak również przeglądu syntetycznego diagramu dla całego Niżu Polskiego (Fig. 4) możemy wnosić, iż przeważającym kierunkiem na opracowanych obszarach nie jest kierunek południkowy, ale raczej kierunek z odchyleniem na zachód NWN i NW. Kierunek ten zaznacza się bardzo silnie wszędzie i we wszystkich wachlarzowych układach zajmuje bez porównania większą przestrzeń, aniżeli kierunki z odchyleniem na wschód. Kierunek południkowy NS, któremu Pawłowski [*16*] przypisuje dominujące stanowisko na naszych ziemiach, w świetle tu zebranego materiału nie zaznacza się tak silnie. Nie występuje on nigdzie na mapie kierunków, co wprawdzie możnaby złożyć na karb zastosowanej tu metody, dzięki której kierunek północny nigdy nie wychodzi, ale i szczegółowy przegląd opracowanego materiału kartograficznego i zebranego materiału cyfrowego w kartotece wykazuje, że kierunek północny, lub zbliżony do niego, nie jest wcale tak silnie reprezentowany.

Przy założeniu jednak, że panujące kierunki jezior rynnowych wyznaczają główne kierunki odpływu wód podlodowcowych i oznaczają ruch lodowca, obserwujemy na opracowanym terenie liczne mutacje

http://rcin.org.pl

i to na ograniczonej przestrzeni jak i na większych obszarach, rzucające się w oczy swoją niezwykłością, których nie można podciągnąć pod układ radialny, gdyż swym kierunkiem wręcz przeczą temu założeniu. Wytłumaczenia wymaga również fakt, iż na całym Niżu Polskim przeważa kierunek NWN i NW, który zwłaszcza w Wielkopolsce występuje na znacznych obszarach, wprowadzając znaczne anomalie do systemu radialnego.

Sederholm [22] dopatruje się we Finlandii ścisłego związku między kierunkami rynien jeziornych a systemem szczelin w podłożu. Trudno przenieść koncepcję tego badacza na teren Polski, która jest przecież obszarem akumulacji lodowcowej a nie egzaracji, i gdyby tu nawet istniał podobny system w podłożu, to nie zaznaczy się on na powierzchni, przykryty grubą powłoką utworów dyluwialnych. Powstaje jednak zagadnienie, czy istniejących anomalii w układach wachlarzowych na Niżu Polskim nie dałoby się przypisać wpływom tektoniki, przyczem w grę wchodzą tu nie tylko pewne linie tektoniczne, ale także ogólne ukształtowanie powierzchni poddyluwialnej i ruchy epeirogeniczne, które miały miejsce w okresie przeddyluwialnym, w czasie samego zlodowacenia, jak i w okresie polodowcowym.

Na Pojezierzu Pomorskim tektonika i podłoże nie są bliżej znane, ponieważ dyluwium pokrywa starsze formacje. Jako fakt nie ulegający jednak wątpliwości należy podkreślić [2], że na Pomorzu zaznacza się kierunek tektoniczny NW — SE. Podłoże reprezentuje kraj bryłowy, potrzaskany pęknięciami i uskokami. Kierunek tych uskoków, a nawet antyklin, jak się okazuje z linii Inowrocław — Kołobrzeg, jest hercyński. Zdradzają to również linie występowania solanek, linie wybrzeży Pomorza Zaodrzańskiego i inne zjawiska. Dopiero na północnym-wschodzie kierunek ten przechodzi na więcej równoleżnikowy. Doliny dolnej Odry [3] i dolnej Wisły mają swoje założenia tektoniczne, a więc w linii Odry zaznacza się kierunek Renu [3], a w linii Wisły dyslokacja poprzeczna w związku z systemem scytyjskim [24]. „Brama szczytnieńska" uważana jest za zapadłość. Przez zapadlisko to ma przechodzić t.zw. linia Tornquista, charakteryzująca się w niniejszym opracowaniu niezwykle małą, jak na stosunki pomorskie, ilością rynien jeziornych.

Wiele faktów wskazuje na to, że opisana struktura geologiczna podłoża dyluwialnego wpłynęła decydująco na zachowanie się lodowca skandynawskiego. Można tedy mówić o predyspozycji preglacjalnej rzeźby polodowcowej. Już dość dawno tłumaczy się dalszy zasięg lodowców w dolinie dolnej Odry i dolnej Wisły tym, że w obniżeniach jakie te obszary stanowiły, lodowiec wcisnął się dalej na południe w postaci potężnych lobów. Mówi się nawet o lodowcu „Odry", którego wzmożona

http://rcin.org.pl

aktywność i samodzielność objawiła się odśrodkowym odwodnieniem w kierunkach rynien jeziornych, ozach i drumlinach. Podobne zjawisko mamy w dolinie dolnej Wisły. Zatem na Pojezierzu Pomorskim struktura podłoża wpłynęła w sposób decydujący na zasięg lodowca i układ jego krawędzi. Wszędzie zaś w zależności od układu samych lobów widzimy charakterystyczne radialne ułożenie dominujących kierunków rynien jeziornych, skierowane prostopadle do jego krawędzi. Wyjątek stanowi tu kierunek rynien w dolinie dolnej Wisły po prawej jej stronie, gdzie kierunki układają się nie prostopadle do moren czołowych, lecz biegną zgodnie z kierunkiem samej Wisły i prawie równolegle do moren czołowych.

Na Pojezierzu Mazurskim zasadniczym rysem tektoniki jest poprzeczne obniżenie, ciągnące się w kierunku południkowym od Zalewu Kurońskiego po Kotlinę Kurpiowską [*5*]. Leżące w części zachodniej wyniosłości, osiągają kulminację w Górze Dylewskiej. Spoczywają one na wzniesieniu podłoża, zwanym cokołem brodnickim . W części wschodniej obszary wysokie zajmują większą przestrzeń („Mazury Garbate") z najwyższym wzniesieniem w Szeskiej Górze. Pomiędzy tymi wzniesieniami podłoże dyluwialne obniża się bardzo, a seria pokładów lodowcowych jest tu szczególnie gruba. Właśnie tym obniżeniem wsunął się jęzor lodowcowy, podobnie jak i obniżeniem dolnej Wisły. Tutaj warunki najbardziej sprzyjały wytwarzaniu się jezior i dlatego zgrupowały się one tu w niezwykłej ilości. Układ ich jest radialny. Podobny system obserwujemy również na Pojezierzu Suwalskim. Widzimy z tego, że i na Pojezierzu Mazurskim konfiguracja podłoża wpłynęła na zasięg lodowca, a w strefie marginalnej zgodnie z jego krawędzią wytworzyły się systemy rynien jeziornych o wachlarzowym układzie.

W Wielkopolsce ogólne pochylenie powierzchni poddyluwialnej skierowane jest ku północnemu-zachodowi [*19*]. Skłon ten predysponowany jest tektonicznie. W powierzchni mezozoicznej wyróżnia się dwa garby: wielkopolski i kujawski, biegnące w kierunku NW — SE, a więc zgodnie z kierunkiem Sudetów i Gór Świętokrzyskich.

Bezpośrednią powierzchnię poddyluwialną tworzą iły poznańskie, których powierzchnia nie jest równa, a wznosi się pod ciągami moren czołowych. Tak zwane pradoliny są tylko tu i ówdzie odbiciem powierzchni podlodowcowej. Odnosi się to w pierwszym rzędzie do pradoliny toruńsko-eberswaldzkiej, która schodzi się z podłużną rynną w powierzchni trzeciorzędu. Podobne zagłębienia widoczne są w dolinie dolnej Warty, Obry i Odry. Zatem i w Wielkopolsce konfiguracja podłoża wpłynęła do pewnego stopnia na ruch lodowca, a na wzniesieniach powierzchni trzeciorzędowej rozłożyły się wysoczyzny z ciągami moren

http://rcin.org.pl

czołowych. W marginalnej strefie postojów lodowca kierunki rynien jeziornych układają się zazwyczaj prostopadle do moren czołowych, a w miarę oddalania się od nich zaznacza się wszędzie coraz bardziej odchylenie na zachód. Kierunek NW rynien jeziornych jest w Wielkopolsce kierunkiem panującym.

Z tego pobieżnego przeglądu stosunków tektonicznych i konfiguracji podłoża na obszarach pojeziernych, wynika niezbicie, że rzeźba podłoża wpływała w sposób decydujący na kierunki inwazji czy recesji lodowca, zadecydowała o zasięgu jęzorów, wytyczyła linie oparcia w czasie jego generalnych czy stadialnych postojów, których odzwierciedleniem w morfologii są charakterystyczne utwory polodowcowe. W prostym stosunku od nich zależą wachlarze jezior rynnowych i ich rozmieszczenie na Niżu Polskim, jako zjawisko ściśle związane ze strefą krawędziową lobów lodowcowych.

Z przeglądu stosunków tektonicznych Niżu Polskiego możnaby wysnuć jeszcze drugi wniosek. Jak bowiem widzimy, wyśledzone linie tektoniczne zgadzają się zupełnie z przeważającymi kierunkami rynien jeziornych (NW — SE). Odmiennym kierunkom tektonicznym w dolinie dolnej Wisły i dolnej Odry towarzyszą również odmienne kierunki jezior rynnowych. Panujący w Wielkopolsce kierunek NW zgadza się również z ogólnym kierunkiem zaznaczającym się w konfiguracji podłoża. Ponadto na Pojezierzu Mazurskim widać szereg jezior, którym przypisuje się pochodzenie tektoniczne. Jeziora te odznaczają się poważnymi głębokościami. Tutaj znajduje się jezioro Hańcza, najgłębsze nie tylko w Polsce, lecz na całym niżu europejskim, długie zaledwie na 2,9 km, ma 108 m głębokości. Na wytworzenie się takiej szczeliny wpłynęła bez wątpienia tektonika. Jezioro Wigry ma 73 m. głębokości. Rynna jeziora Mamry, predysponowana zagłębieniem preglacjalnym [*5*], była w czasie postojów i odwrotu lodowca miejscem intensywnego południkowego odpływu wód roztopowych. Jezioro Mausz, 6 km. długie i około 1 km. szerokie, ma kształt wydłużony w kierunku południkowym. Jentzsch [*9*] uważa jeziora Gowidlińskie, Mausz i szereg innych pomiędzy nimi leżących za jedną blisko 38 km długą rynnę i nie wyklucza tektonicznego pochodzenia.

Wymienione jeziora mogą w istocie zajmować pewne szczeliny podłoża i zapewne takich jezior jest więcej, ale w ogólnej masie jezior stanowią one jednak znikomo mały procent i chociaż przebieg linii tektonicznych na Niżu Polskim i kierunek dominujący rynien jeziornych jest naogół zgodny, to jednak zbyt pochopne byłoby wnioskowanie, iż wszystkie jeziora, biegnące w tym kierunku są tektonicznie predysponowane. Tylko pewne linie obniżeń tektonicznych mogły wpłynąć

http://rcin.org.pl

na kierunek jezior i to w tych wypadkach, kiedy dna niecek jeziornych sięgają podłoża dyluwialnego o pewnej tektonicznej strukturze.

Kierunki rynien jeziornych NW — SE, zgodne z kierunkami tektonicznymi NW — SE, występują najliczniej w Wielkopolsce. Wprawdzie spotykamy je również na Pojezierzu Pomorskim i Mazurskim, ale tu widzimy równocześnie najpiękniej wykształcone układy wachlarzowe, których są częścią składową. W Wielkopolsce natomiast przewaga kierunków NW rzuca się w oczy, jako zjawisko niezgodne z ogólnym przebiegiem krawędzi lodów. Nie tyle więc linie tektoniczne, których tu w Wielkopolsce trudno się doszukać pod grubą pokrywą utworów młodszych, co raczej poddyluwialna konfiguracja podłoża o wybitnym skłonie w tym właśnie kierunku wpłynęła w sposób decydujący na zaznaczenie się tego kierunku w rynnach jeziornych. Nie wykluczając więc istnienia na Niżu Polskim jezior rynnowych o założeniu tektonicznym, nie widzimy jednak właściwie nigdzie potrzeby przenoszenia poglądów Sederholma [*22*] na obszary pojezierne Polski północnej. Istniejąca zaś na terenie Wielkopolski zgodność kierunków tektonicznych (NW — SE) z kierunkami przeważającymi rynien jeziornych (NW — SE) jest uwarunkowana przypadkową zgodnością kierunku nachylenia i konfiguracji podłoża poddyluwialnego z kierunkami tektonicznymi.

Kraus [*10*] zwraca uwagę na ruchy epeirogeniczne. Przypisuje wielką wagę zwłaszcza tym, które w czasie, czy przed zlodowaceniem wpływały na kierunek brył podlodowcowych. Ruchy te mogą wywołać spływ wód po płaszczyźnie nachylenia i tym samym skierować ich erozję w pewnym kierunku zgodnym z nachyleniem podłoża. Kraus [*10*] posuwa się nawet dalej, twierdząc, że istniejące kierunki rynien jeziornych w północnej Polsce mogą być przyjęte za podstawę wniosków co do nachylenia podłoża. Pawłowski [*16*] zwraca uwagę, że nie we wszystkich wypadkach kierunki rynien jeziornych mogą stanowić podstawę do wnioskowania o nachyleniu podłoża. Tak np. nachyleniu podłoża dyluwialnego ku SE na Pojezierzu Pomorskim we wschodniej części, które to nachylenie przyjmuje Deecke [*4*], nie odpowiada kierunek jezior rynnowych NW, lecz kierunek NE. Także pochyleniu podłoża dyluwialnego w zachodniej części Wielkopolski ku zachodowi odpowiada kierunek jezior rynnowych NWN. Pawłowski [*16*] uważa, że kierunki rynien jeziornych należy wobec tego uznawać za przetrwałe. Zachowały się one mimo, że od czasu powstania rynien jeziornych nastąpiły poważne zmiany w strukturze podłoża dyluwialnego. Dzisiejsze stosunki hipsometryczne nie są wielokrotnie miarodajne, gdy chodzi o wyjaśnienie kierunków rynien jeziornych. Zaszły bowiem zmiany w ukształtowaniu powierzchni tak skutkiem ruchów epeirogenicznych, jak i skut-

http://rcin.org.pl

kiem erozji wód płynących. Widzi się często, że obecny odpływ wód jest przeciwny przypuszczalnemu odpływowi wód pod- i pozalodowcowych. Również działy wodne przecinają niejednokrotnie jednolite kierunki rynien jeziornych w poprzek, jak np. na Pojezierzu Wielkopolskm. Jest to zjawisko w każdym razie poźniejsze od genezy samych rynien jeziornych.

W wymienionych przez Pawłowskiego przykładach niezgodności kierunków rynien jeziornych z kierunkami nachylenia podłoża, które jego zdaniem mają przeczyć poglądom Krausa [*10*], jakoby kierunki rynien mogły być podstawą wnioskowania o nachyleniu podłoża— panuje jednak zupełna zgodność z koncepcją wachlarzowego układu odnośnie do krawędzi lobów, o której Pawłowski w swj pracy wogóle nie wspomina, a która w świetle analizy kierunków rynien jeziornych w niniejszej pracy wydaje się nie ulegać wątpliwości.

Poważny wyłom w tej zasadzie stanowi obszar nad dolną Wisłą po prawym brzegu. Kierunki jezior rynnowych na tym obszarze różnią się o 90° od hipotetycznych kierunków, jakie winny być przy radialnym układzie w stosunku do jęzora lodowca dolnej Wisły. Zamiast NW widać kierunek NE. Kierunek odpływu wód subglacjalnych był tu zatem zgodny z kierunkiem nachylenia doliny dolnej Wisły i samej Wisły. Jest to bodajże jedyny obszar, gdzie struktura podłoża wpłynęła w sposób decydujący na kierunek rynien jeziornych. W dolinie środkowej i dolnej Odry kierunek NE zaznaczył się również bardzo silnie, jak to obserwujemy na mapie kierunków i na diagramie (Fig. 4D), ale zgodnie z krawędzią „lodowca Odry", po prawej stronie zaznaczył się kierunek NW układu radialnego.

Zupełnie inne zjawisko obserwujemy w dolinie środkowego biegu Niemna. Dolina tej rzeki przecina w poprzek Pojezierze Suwalsko-Wileńskie o dominujących kierunkach rynien jeziornych NW. Ponadto dolina środkowego Niemna przechodzi przez obszary o znacznej gęstości, podczas gdy w dolinie dolnej Wisły, dolnej Odry i wielu innych dolinach mniejszych nawet rzek widzimy stosunkowo małą gęstość rynien jeziornych. Odrębność tych zjawisk w dolinie środkowego Niemna potwierdza pogląd o młodości tej doliny.

Ruchy epeirogeniczne miały zapewne miejsce na Niżu Polskim zarówno w czasie samego zlodowacenia, jak i w okresie polodowcowym, a to pod wpływem nacisku lodowca i odkształcenia się powierzchni po jego ustąpieniu. Konfiguracja powierzchni poddyluwialnej przed zlodowaceniem wpłynęła w sposób decydujący na kierunek inwazji i recesji lodowca. Nachylenie powierzchni poddyluwialnej zadecydowało wielokrotnie o takim a nie innym kierunku rynien jeziornych, czego

http://rcin.org.pl

mamy dowody, i zapewne lepsza znajomość stosunków panujących pod grubym płaszczem utworów lodowcowych, dostarczyłaby jeszcze więcej dowodów na to. Niemniej jednak nie możemy na podstawie tego cośmy tu stwierdzili o kierunkach rynien jeziornych, uznać za słuszne twierdzenie Krausa [*10*], jakoby kierunki rynien były funkcją nachylenia podłoża. Nachylenie brył poddyluwialnych zadecydowało na pewnych tylko obszarach o takim a nie innym kierunku, i twierdzenie Krausa przeniesione na cały obszar Polski północnej nie znajduje dotąd potwierdzenia.

Jeśli przyjmiemy za Pawłowskim [*19*], że istniejący dziś system jezior rynnowych jest systemem przetrwałym z epoki lodowej, dla której był on wiernym odzwierciedleniem panujących wówczas stosunków hipsometrycznych, jak również uwzględnimy istnienie na całym Niżu Polskim systemów radialnych w poszczególnych lobach i zgodnych z kierunkiem ich wycofania się, co zostało stwierdzone w niniejszej pracy, to istniejące dziś niezgodności pomiędzy stosunkami hipsometrycznymi a kierunkami rynien jeziornych możemy przypisać zmianom natury tektonicznej, które niewątpliwie mogły zaistnieć w okresie po ustąpieniu lodów. Biorąc więc za punkt wyjścia odziedziczony system rynien jeziornych i porównując go z obecnymi stosunkami hipsometrycznymi, moglibyśmy na podstawie istniejących niezgodności pokusić się o wyznaczenie obszarów, które niewątpliwie uległy postglacjalnym ruchom epeirogenicznym. Wielkość tych anomalii i ich charakter byłyby miarą zaszłych zmian natury tektonicznej. Już np. Pawłowski [*19*] dla doliny dolnej Wisły, gdzie obserwujemy największe tego rodzaju anomalie, wysnuwa wniosek o stosunkowo niedawnym obniżeniu poddyluwialnej niecki Zatoki Gdańskiej, przy równoczesnym prawdopodobnie podniesieniu się Pojezierza Pomorskiego.

Streszczenie wyników

Rozmieszczenie rynien jeziornych. Niż Polski ze względu na rozmieszczenie rynien jeziornych można podzielić na dwie strefy: wewnętrzną z występującymi rynnami i zewnętrzną pozbawioną tychże. Do pierwszej zaliczymy Pojezierze Pomorskie, Pojezierze Mazurskie i większą część Wielkopolski wraz z Kujawami; do drugiej Nizinę Mazowiecko-Podlaską.

Gęstość rynien jeziornych:

a) Największą gęstość rynien jeziornych spotykamy u zbiegu dwóch lobów, a następnie na wszystkich obszarach moreny czo-

http://rcin.org.pl

łowej. Rynny erozji subglacjalnej są więc przede wszystkim zjawiskiem krawędziowym lądolodu.

b) Obszary moreny dennej są również terenami o dużej gęstości rynien, o ile morena denna zachowała się w pierwotnej formie.

c) Zandry przedstawiają się niezdecydowanie, przeważnie są pozbawione rynien jeziornych, ale są również wypadki, że na zandrach obserwujemy dużą ilość rynien (Pojezierze Pomorskie).

d) Pradoliny, doliny wielkich rzek, częściowo doliny mniejszych rzek i t. zw. „bramy" na Pomorzu wykazują mniejszą ilość rynien, aniżeli obszary sąsiednie, niemniej jednak specjalne zjawiska glacjalne mogą spowodować pojawienie się ich w większej ilości nawet na tarasach rzecznych (Pojezierze Gostyńskie, międzyrzecze Warty i Noteci).

e) Obszary deltowe, moreny denne pokryte utworami zastoiskowymi lub pocięte przez doliny fluwioglacjalne są zupełnie pozbawione rynien jeziornych.

Południowa granica zasięgu rynien jeziornych. Południowa granica zasięgu rynien jeziornych pokrywa się naogół z granicą najmłodszego zlodowacenia według interpretacji Tietzego, Wunderlicha, Woldstedta, Grippa i in. Jednolity charakter zagęszczenia rynien jeziornych w strefie wewnętrznej, jak również gwałtowny ich zanik na granicy występowania i zupełny brak tychże w strefie zewnętrznej, zdają się potwierdzać poglądy tych badaczy.

Kierunki rynien jeziornych.

a) Nie ma właściwie kierunków, któreby nie były reprezentowane na opracowanym terenie niżu Polskiego. Są tylko obszary, na których pewne kierunki występują procentowo liczniej niż inne. Przeważającym kierunkiem na tym terenie jest kierunek NWN i NW., a więc kierunki z odchyleniem na zachód. Najmniej procentowo liczne są kierunki zbliżone do równoleżnikowych.

b) Pogląd Sederholma, jakoby kierunki rynien jeziornych były odzwierciedleniem szczelin podłoża, nie znajduje uzasadnienia na Niżu Polskim. Nie wykluczając istnienia na naszych ziemiach jezior, wypełniających rynny o założeniu tektonicznym, nie możemy jednak uogólniać tego do większości rynien jeziornych Polski północnej, gdzie tylko w bardzo wyjątkowych wypadkach z pod grubej pokrywy utworów morenowych linie

http://rcin.org.pl

tektoniczne mogły odzwierciedlić się na powierzchni w podobnych kierunkach rynien jeziornych.

c) Również pogląd Krausa, jakoby kierunki rynien jeziornych były funkcją nachylenia podłoża poddyluwialnego, nie znajduje potwierdzenia na naszym terenie. Jest on niewątpliwie słuszny na pewnych obszarach, gdzie konfiguracja podłoża zadecydowała o takim właśnie a nie innym kierunku rynien, ale równocześnie cały szereg przykładów przeczy tej hipotezie.

Według poglądów autora system kierunków rynien jeziornych w Polsce północnej, w którym są reprezentowane wszystkie kierunki z charakterystycznym zaznaczeniem się na pewnych obszarach przewagi pewnych kierunków i z wybitną przewagą na całym tym terenie kierunków NWN i NW, zdaje się być wynikiem nie jednego czynnika, lecz kilku czynników działających równocześnie i pozostających ze sobą w ścisłym związku przyczynowym.

Przedewszystkim musimy tu stwierdzić istnienie całego szeregu układów radialnych jezior rynnowych. W obrębie każdego lobu jeziora stwarzają mniej lub więcej wyraźny system wachlarzowy o odśrodkowym odpływie wód roztopowych. W strefie marginalnej lodowca kierunki układają się prostopadle do moren czołowych, w strefie wewnętrznej są raczej odzwierciedleniem ruchu lodowca w kierunku jego recesji. Układy radialne są zatym charakterystyczną i najistotniejszą cechą całego systemu jezior rynnowych na Niżu Polskim. Wszelkie anomalie kierunków, których nie da się wytłumaczyć bezpośrednio działaniem wód roztopowych w tak pojętym związku przyczynowym, należy przypisać działaniu innych czynników, a więc: nachylenie podłoża poddyluwialnego, pewne linie tektoniczne, ruchy epeirogeniczne i inne. Wielkość tych anomalii jest wykładnikiem przewagi czynników drugorzędnych nad podstawowym. Konfiguracja podłoża zadecydowała raczej o kierunku inwazji lodowca, o jego zasięgu, liniach oparcia w czasie postojów stadialnych czy generalnych, o kierunku jego recesji; a dopiero zgodnie z zasięgiem lobów powstały wszędzie radialne systemy subglacjalnych odpływów wód roztopowych jako morfologiczne odzwierciadlenie spękań i szczelin lądolodu przy jego krawędzi.

Z Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Poznańskiego.

SUMMARY

The problem of lake-channels in Poland was treated by Pawłowski [*16*]. In his research Pawłowski took into consideration the largest lakes or those smaller ones that were stretched in the charac-

http://rcin.org.pl

teristic line of lakes of a definite direction. In his opinion the direction prevalent in our areas is the meridional one with a few declines. Especially two intermediate directions NW and NE are frequent, though there are also lakes of directions nearing parallels.

In this paper a study has been made not only of channel-lakes, but especially of the superior forms of channel-lakes with reference to their distribution, density and directions. A map of 1:100.000 measuring scale has been used in treating the subject. The area treated lies between 14° and 24° of eastern geographical longitude (between the Oder in the west and the Niemen in the east) and between 53°20′ and 51° northern geographical breadth (between the Baltic Sea and the mouth sector of the Niemen in the north) and the Polish highlands in the south.

Measurements have been carried through in basic squares. In these squares all channel-lakes have been selected, not only those filled with water but also the dried and peated ones. Channels are mentioned the direction of which can be fixed by the proportion of the short axis to the long one of at least 1:3 and all their directions of a length over 0,5 km. The directions of the lake-channels were measured exactly in azymut degrees up to 1° and their length has been fixed up to 0,1 km. (Fig. 1).

A strict analysis of 300 sheets of maps shows that on these preliminaries only a small percentage of lake-channels has been omitted, and in fact those that are of no consequence to the problem of directions because they have none. Researches concerning the directions of the lake-channels being dependent on the movement of glaciers, tectonics or the sloping of the bottom were supported by on analysis of the map of directions and by synthetic diagrams (Fig. 4.), the latter worked out on the basis of measurements and strict accounts of the percentual appearance of directions in the original aquares. The problem of distribution and density of lake-channels has been determined on the density map (Pl. I.).

A specialized characteristic of the Polish lowlands compared on the density and on the directions map with the morphological map of Woldstedt [*33*] leads to a series of general conclusions as to the distribution, density and directions of channel-lakes in the Polish lowlands.

D i s t r i b u t i o n. The Polish lowlands in view of the occuring of lake-channels can be divided into two zones, an inner one with lake-channels occuring and an outer one without any. To the first belong the Pomeranian lake-district, the Mazurian lake-district and most of Great-Poland with Kujawy. The second includes the Mazovian lowlands and Podlasie.

http://rcin.org.pl

Density of lake-channels.

a) The greatest density of lake-channels show the areas of terminal moraines (Pl. I.). We can observe this in the Mazurian and the Pomeranian lake-district as well as in Great-Poland and Kujawy. Izarythms of the greatest density of lake-channels conform entirely with the run of terminal moraines, following their whole length while their breadth is limited to the breadth of terminal moraine dams. Therefore the subglacier channels appear first of all as a phenomenon of the ice borders in areas of glacier accumulation. We meet the greatest density at the confluence of two glacier lobes where the action of melting waters had been exceptionally strong and where numerous fissures arose in the glaciers.

b) The areas of ground moraines are also surfaces of a great density of lake-channels. We notice this in Great-Poland and Kujawy, in the Pomeranian lake-district between the rivers Głda and Brda and wherever the ground moraine has subsisted in her original form.

c) Outwash plains are of an indefinite consistence. In the Pomeranian lake-district one of the most noteworthy facts the existence of a great number of channel-lakes on outwashplain surfaces. In the Mazurian lake-district we find them only in the part of the outwashplain that adheres closely to the terminal moraines. In Great-Poland outwashplains are almost entirely void of lake-channels.

d) The big valleys of streams flowing along the glaciers as well as valleys of smaller rivers and the so-called „gates" in Pomerania have a smaller density of channels than the neighbouring areas, nevertheless special glacier-phenomena could have promoted a greater-density even on river terraces (the lake-district of Gostyń, the inland between the rivers Warta and Noteć).

c) The deltas, the ground moraines covered with deposits of dammed lakes (Stausee) or cut through by fluvioglacial valleys are deprived of subglacier channels.

The southern limit of lake-channels. The southern limit of subglacier channels runs in Great-Poland along the boundary of the south Poznań terminal moraine through Zielona Góra, Leszno, Osieczna, Dolsk, Żerków and reaches the great Warsaw—Berlin streamvalley along the glacier, passes it and arrives into the plain of Środa where it turns furthest to the north, then descends south near Konin and embraces the Gostyń lake-district. Crossing the Vistula it turns to the north, surrounding the Chełmno—Dobrzyń lake-district and runs congruently of the southern border of the Mazurian moraine to the north-east.

http://rcin.org.pl

Diagrams of the density of channel-lakes along some meridians over the entire lowlands of Poland worked out especially (Fig. 3.) will demonstrate clearly that the densities do not diminish gradually but cut off abruptly. We rather find differences inside the very lake-districts, while the southern boundary shows a great density which vehemently falls down to zero. If we accept that lakes disappear, that subglacier channels in the course of times change into river valleys the origin of which it is difficult to fix on the map, and that their approximate smaller density could be attributed to a minor thickness of the glacier and a shorter period of its stay, we find no difference in density between Pomerania and the rest of lake countries. The results of this paper about the density of lakes seem to affirm the opinions of Tietze [*28*], Wunderlich [*32*], Woldstedt [*30*] and Gripp [*7*] that the formation of lake-district areas has to be attributed to subglacier water erosoins of the same glacial period and therefore the limit of the latest glacial period must be dislocated to the southern boundary of the channel-lakes district. (Limanowski [*15*] — L_4, Szafer [*27*] — Varsovien I).

The directions of lake-channels.

a) There are really no such directions as have not been represented by the subglacier channels in the Polish lake-plain. There only are areas in which certain directions occur at a stronger percentage than in other parts. The prevalent direction as indicates an exact analysis of the map of directions and of synthetic diagrams (Fig. 4.) is not a southern direction with east and westward deviations as admits Pawłowski [*16*] but rather a NWN and NW direction. The directions with a turn to the west cover comparatively much larger areas than the directions that show deviations to the east, which is more distinct only in the axis of the lower Oder and the lower Vistula. The smallest percentage show directions nearing parallels.

b) The opinion of Sederholm [*22*] that directions of the lake-channels are reflections of the ground fissures of the bottom has not proved correct in the Polish lowlands. We do not except the occurence of lakes filling channels of tectonic origin, but we cannot summarize this for the whole of northern Poland which is an area of glacier accumulation. Only in very exceptional cases tectonic lines could reflect themselves from under a thick layer of moraine deposits on the surface in similar directions of lake-channels. The identity of prevailing directions of channel-lakes (NW) with general tectonic lines (NW) especialy in the western part of the Polish lowlands must be attributed to an accidental similarity of the sloping ground in this very direction.

http://rcin.org.pl

c) The statement of Kraus [*10*] that directions of lake-channels are due to the sloping of the ground cannot be proved in our country It is undoubtedly correct in certain areas where the configuration of the ground has acted so strongly that it decided of this and not another direction. But a number of instances exist that show a decisive unadjustedness of channel-lake directions with a sloping ground direction.

d) As the author admits, the system of lake-channel directions in northern Poland where all directions are represented with a characteristic prevalence of the NWN and NW direction seems to be the result not of a single factor but of several simultaneously which however remain in a close casual relation.

Especially in the Polish lowlands that is in an area of glacier accumulation a close analysis of directions shows the existence of a number of radial systems of lake-channels. Inside of every glacier lobe channels form a more or less distinct fan-like system of melting waters eccentriceally flowing off. This shows on the direction map (Pl. I.) as well and even more clearly on the synthetic diagrams (Fig. 4.) where the separate moraine areas have been singled out. In the valley of the lower Oder the system of the lake-channel directions appears in the outward draining. We observe the same in the valley of the lower Vistula. The central sector of terminal moraines in the Mazurian lake-district has channels of a decidedly radial structure. Quite similar directions can be stated in the lake-district of Suwałki. A synthetic diagram executed for the „Gombin-tongue" (Fig. 4B.) announces that in total there exists only one large fanlike system. To a certain degree fanlike systems can be traced also in Great-Poland. In the borderzone of the glacier, directions stretch vertically to terminal moraines, in the inside zone they are rather a reflection of the glacier movement. Radial structures are thus the basic quality of the whole system of lake-channels in the Polish lowlands. Every anomaly of directions which can not be explained directly by the action of melting waters in that conception of relative causes must be accredited to the influence of other factors such as sloping of the ground, existing of certain tectonic lines or even to epeirogenetic movements. The extent of those anomalies is the proof of overhelming secondrate factors acting over the general factor in a certain place. The configuration of the diluvial ground has been decisive for the direction of the invading glacier, of his extent, his lines of resistance during his stadial or general stay, of the direction of his recession. According to the line of the border of the glacier and the forms of its lobes depending on the configuration of the ground there have raised everywhere radial systems of subglacier melting water drainages.

http://rcin.org.pl

LITERATURA

1. Bajerlein J. Geneza jezior Sierakowskich. Bad. Geogr. z. 4 — 5, str. 3 — 17.
2. Bülow K. Der Bau des vortertiären Untergrundes in Pommern. Ztschr. f. Prakt. Geologie, 1926, str. 81 — 86, 108 — 109.
3. Deecke W. Geologie von Pommern. Lipsk, 1902. str. 1 — 132.
4. Deecke W. Landeskunde von Pommern. Lipsk, 1912, str. 29.
5. Galon R. Geologia i morfologia Prus Wschodnich. Odb. z. I tomu „Słownika Geograficznego". Warszawa, 1937, str. 7 — 10.
6. Galon R. Dolina dolnej Wisły. Bad. Geogr. 1934, z. 12 — 13, str. 84 — 96.
7. Gripp K. Über die äusserste Grenze der letzten Vereisung in NW — Deutschland. Mitt. d. geogr. Ges. Hamburg, 1924, Bd. 34 str. 159 — 245.
8. Jaczynowski J. Morfometria jezior Gostyńskich. Przegl. Geogr. 1929, tom IX, str. 35 — 61.
9. Jentzsch A. Über einige Seen Westpreussen, Beiträuge zur Seenkunde. T. III. Abhandlung. Geol. Landesanstalt, Berlin, 1922.
10. Kraus E. Die Quartärtektonik Ostpreussens. Jhb. d. P. Geolog. Landesanstalt, 1924. XIV, str. 684.
11. Lencewicz St. Jeziora Gostyńskie. Przegl. Geogr. 1929, tom IX, str. 87 — 136.
12. Lencewicz St. Różnice morfologiczne pomiędzy Polską środkową i zachodnią. Ks. Pam. XII. Zj. Lek. i Przyr. 1925, t. I, str. 113.
13. Lencewicz St. Morfologia i dyluwium środkowego Powiśla. Prace Państw. Inst. Geolog. 1927.
14. Lewiński J. Dyluwium Polski i Danii. Rocznik Pol. Tow. Geolog. T. VI, str. 1 — 40, 1929.
15. Limanowski M. Lądolód na Niżu Polski i jego stosunek do zlodowaceń na zachodzie i wschodzie. Ref. Zj. Dyl. Pol. Przegl. Geogr. IV. 1923.
16. Pawłowski St. O kierunkach jezior rynnowych w Polsce. Spraw. Poznań. Tow. Przyj. Nauk. 1927, str. 27 — 30.
17. Pawłowski St. Rozważania nad morfologią doliny Warty pod Poznaniem. Bad. Geogr. z. 4 — 5, str, 101.
18. Pawłowski St. Budowa geologiczna i krajobrazy morfologiczne Pomorza. Odb. z tomu I. „Słownika Geograficznego Państwa Polskiego". Warszawa, 1937, str. 10 — 30.
19. Pawłowski St. Rzut oka na morfologię Wielkopolski. Czas. Geogr. 1930. t. VIII, str. 7 — 10.
20. Pawłowski St. O kształtach powierzchni i podziale Wielkopolski na krainy geograficzne. Bad. Geogr. 1931, z. VI — VII, str. 145 — 151.
21. Pawłowski St. O systemie odwodnień dyluwialnych i podyluwialnych na terenie Wielkopolski. Ks. Pam. XII Zjazd Lek. i Przyr. 1925 t. I, str. 112.
22. Sederholm J. Weitere Mitteilungen über Bruchspalten. Bull. Com. Géolog. Finlande, Nr 37, 1913.
23. Schütze H. Die Posener Seen, Stuttgart, 1920, str. 108 — 126.
24. Smoleński J. Próba geologicznej interpretacji rozmieszczenia anomalii grawimetrycznych w pn.-zach. Polsce. Rocznik Pol. Tow. Geolog. 1932, str. 42 — 48.
25. Sonntag G. Die Zarnowietzer See und sein Moränenkranz. Schriften der Naturforsch. Ges. Danzig, t. XIII, 1912.

http://rcin.org.pl

26. Szymańska J. Ilość i rozmieszczenie „oczek" na terenie Poznańskiego. Bad. Geogr. z. I, str. 49 — 51.
27. Szafer W. Zarys stratygrafii polskiego dyluwium na podstawie florystycznej. Rocz. Pol. Tow. Geolog. t. V, 1928.
28. Tietze O. Die äusserste Endmoränen der jüngsten Vereisung Norddeutschlands. Geologische Rundschau 1916, str. 110 — 122.
29. Werth E. Studien zur glazialen Bodengestaltung in den skandinavischen Ländern. Zeitschr. Ges. Erdkunde. Berlin, 1927.
30. Woldstedt P. Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Diluviums. Stuttgart 1929, str. 78 — 91, 165 — 169.
31. Woldstedt P. Probleme der Seenbildung in Norddeutschlands. Zeitschr. Ges. Erkunde, Berlin, 1926, str. 103 — 119.
32. Wunderlich E. Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Tieflandes, I Teil. Geograph. Abhandlungen, H. 3, 1917, str. 87.
33. Woldstedt P. Norddeutschland. Eiszeit und Urgeschichte. 1 : 600.000 Gotha — J. Perthes.

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

RAJMUND GALON

Tymczasowe uwagi dotyczące zasad ustalania obszaru ciążenia gospodarczego w stosunku do rzeki

(Note préliminaire concernant les principes de l'étude des zones de gravitation économique par rapport aux rivières)

Jest to zagadnienie w geografii raczej nowe, a w każdym razie pozbawione opracowań ogólnych. Dla tego też niniejsze uwagi mają charakter rozważań próbnych.

O wielkości obszaru ciążenia gospodarczego w stosunku do jakiejś rzeki decyduje szereg czynników, których wpływ może być zbieżny lub rozbieżny, a nawet może się pokrywać. Z najważniejszych pod tym względem czynników należy wymienić następujące: a) topograficzny, b) geograficzny, c) gospodarczo-komunikacyjny i d) polityczno-administracyjny. Rozpatrzmy po kolei poszczególne te czynniki.

A) **Czynnik topograficzny** działa przede wszystkim w ramach doliny danej rzeki. Jest to czynnik o najmniejszym zasięgu. Dolina, oddzielona od otaczającego ją terenu krawędziami, stanowi wyraźną jednostkę fizjograficzną. Jako jednostka naturalna wywiera poważny wpływ na układ zjawisk kultury materialnej. Krawędzie dolinne stanowią często wyraźną granicę, oddzielającą formy gospodarki związane z glebą dna dolinnego, bliskością rzeki i jednolitym przeważnie poziomem obszaru dolinnego, od otoczenia doliny o formach gospodarki bardziej zróżnicowanej ze względu na większe bogactwo fizjograficzne, znaczniejszy stopień zrożnicowania hipsometrycznego (nie zawsze!)

http://rcin.org.pl

i bogatszą skalę możliwości występowania kopalin użytecznych. Odmienność morfologiczna doliny i jej otoczenia wyraża się nadto w zróżnicowaniu przebiegu sieci komunikacyjnej. Szczególnie krawędzie dolinne, stanowiące przeszkodę komunikacyjną w kierunku do nich prostopadłym, są równocześnie (i może właśnie dlatego) liniami atrakcyjnymi komunikacyjno-osadniczymi w kierunku do nich równoległym zarówno powyżej jak i poniżej krawędzi dolinnej. W miejscach, gdzie zachodzi gospodarcza lub inna konieczność zejścia z terenu naddolinnego do doliny lub gdzie dopływy rzeczne ułatwiają dostęp do dna dolinnego, powstają ośrodki komunikacyjno-osadnicze o potencjalnych wartościach rozwojowych.

B) O szerszym zasięgu wpływów danej rzeki na swe otoczenie decyduje następny czynnik, **geograficzny**. W odróżnieniu od czynnika topograficznego, tworzącego pas ciążenia gospodarczego w granicach doliny danej rzeki, czynnik geograficzny ujmuje rzekę i jej dolinę jako całość, wywierającą wpływ na szersze otoczenie danej rzeki i jej doliny. Wpływ ten, dokonywany przede wszystkim przy pomocy dopływów danej rzeki i ich dolin, wykracza daleko poza rzekę i jej dolinę. Teoretycznie biorąc, zasięg obszaru ciążenia, określony przez czynnik geograficzny, pokrywa się z obszarem dorzecza danej rzeki. W rzeczywistości jednak działanie czynnika geograficznego dla wytworzenia obszaru ciążenia gospodarczego rzeki, nie dosięga rozmiarów fizycznego dorzecza, lecz kształtuje się w zależności od znaczenia osadniczego, gospodarczego i komunikacyjnego dolin dopływów rzecznych.

Czynnik geograficzny, kształtujący obszar ciążenia gospodarczego danej rzeki, może być rozpatrywany nie tylko z punktu widzenia zasięgu i znaczenia sieci rzecznej i dolinnej dopływów danej rzeki, lecz także ze względu na stosunek zachodzący pomiędzy rzeką i jej doliną a ukształtowaniem terenów okolicznych. Wyniosłości terenowe a zwłaszcza grzbiety górskie, oddalone w różnym stopniu od doliny rzecznej, określają w zmienny sposób zasięg wpływów danej rzeki i jej doliny. Gdy rzeka dokonywuje przełom przez grzbiet górski, obszar ciążenia gospodarczego z punktu widzenia czynnika geograficznego danej rzeki ogranicza się do terenu doliny przełomowej (przykłady: przełom Wisły przez pas wyżyn pod Sandomierzem lub przełom Renu przez Masyw Nadreński pomiędzy Bingen a Bonn). W tym wypadku czynnik geograficzny zbiega się z czynnikiem topograficznym. Gdy natomiast wyniosłości terenowe a zwłaszcza grzbiety górskie oddalają się od doliny i rzeki, obszar ciążenia gospodarczego z punktu widzenia czynnika geograficznego przyjmuje większe rozmiary.

C) Z kolei należy rozpatrzyć **czynnik gospodarczo-komunikacyjny** kształtujący obszar ciążenia gospodarczego danej rzeki. Czynnik ten

http://rcin.org.pl

wyraża się w postaci gospodarczo-komunikacyjnego uzbrojenia terenów przylegających do danej rzeki. Czynnik gospodarczo-komunikacyjny jest tylko w części wtórny t. j. zależny w swej strukturze od czynnika topograficznego i geograficznego, decydujących o zasięgu ciążenia gospodarczego rzeki, gdyż jego działalność wypływa w dużym stopniu ze świadomych i celowych czynów ludzkich, sprzecznych nieraz ze strukturą fizjograficzną danego obszaru. Uzbrojenie gospodarczo-komunikacyjne obszaru nadrzecznego decyduje w dwojaki sposób o zasięgu ciążenia gospodarczego: bezpośrednio i pośrednio. Bezpośrednio w tym wypadku, gdy w pobliżu rzeki występują zespoły gospodarczo-komunikacyjne, które powstały naskutek atrakcyjności komunikacyjnej danej rzeki oraz szlaków komunikacyjnych, towarzyszących rzece wzgl. jej dolinie. Natomiast pośredniego działania czynnika gospodarczo-komunikacyjnego, decydującego o obszarze ciążenia gospodarczego danej rzeki, można dopatrzyć się w tym wypadku, gdy zespoły gospodarczo-komunikacyjne, związane z atrakcyjnością rzeki oraz szlaków komunikacyjnych jej i dolinie jej towarzyszących, wytwarzają własny obszar ciążenia gospodarczego, wiążąc go pośrednio z pasem gospodarczo-komunikacyjnym szlaku rzeczno-dolinnego.

W tym miejscu warto zwrócić uwagę na istnienie osobliwej zależności, zachodzącej pomiędzy komunikacyjnym szlakiem rzecznym a towarzyszącymi mu innymi szlakami komunikacyjnymi (drogi bite, koleje), których powstanie wiąże się czy to z czynnikiem topograficznym (wzdłuż nieprzystępnej krawędzi dolinnej lub na komunikacyjnie wygodnym dnie dolinnym), czy to z czynnikiem geograficznym (najkrótsza odległość pomiędzy danymi miejscowościami nadrzecznymi), czy wreszcie z czynnikiem gospodarczo-komunikacyjnym (łączenie zespołów gospodarczo-komunikacyjnych, wytworzonych przez atrakcyjność komunikacyjną rzeki i jej doliny). W świetle licznych przykładów (Saône — Rodan, Ren, Odra) okazuje się, że poszczególne szlaki komunikacyjne siebie nie wykluczają, a raczej jeden szlak komunikacyjny potęguje znaczenie drugiego szlaku komunikacyjnego. Tu wchodzi w grę z jednej strony podział pracy transportowej, reprezentowany przez zespół odmiennych szlaków i środków komunikacyjnych i uwzględniający rodzaj towaru, stopień jego masowości oraz koszty i szybkość transportu, a z drugiej strony rozwój życia gospodarczego w wytworzonym pasie komunikacyjnym, który to rozwój dozwala nawet na podwajanie środków i dróg komunikacyjnych bez występowania ujemnych zjawisk konkurencyjności.

Jest jednak rzeczą konieczną, by towarzyszący danej rzece inny szlak komunikacyjny przebiegał w niedużej od niej odległości. Inaczej

http://rcin.org.pl

bowiem siła atrakcyjna rzeki i towarzyszącego jej innego szlaku komunikacyjnego rozdziela się. W efekcie powstają dwie strefy atrakcyjne, jedna nadrzeczna a druga wzdłuż szlaku komunikacyjnego, przebiegającego w większej odległości wzdłuż rzeki. Inaczej mówiąc, atrakcyjność gospodarcza podwójnego szlaku komunikacyjnego została rozdzielona a przez to osłabiona. Może się więc zdarzyć, że żaden z obu szlaków komunikacyjnych nie potrafi wytworzyć na swej trasie większych ośrodków komunikacyjno-gospodarczych, któreby powstały, gdyby atrakcyjność ta była skupiona wzdłuż jednej linii t. j. nad samą rzeką. Ośrodki, które powstały — naskutek rozdziału tej siły atrakcyjnej — zarówno nad rzeką jak i nad towarzyszącym jej innym szlakiem komunikacyjnym, same z kolei nie są w stanie wytwarzać większego ciążenia gospodarczego ku rzece, któreby istniało w wypadku wytworzenia się większych ośrodków komunikacyjno - gospodarczych w pasie komunikacyjnym, skupiającym wszystkie równoległe do siebie szlaki komunikacyjne (por. odpowiednie stosunki na lewym brzegu dolnej Wisły t. j. na pn. od Bydgoszczy).

D) Ostatni w tych rozważaniach czynnik, kształtujący obszar ciążenia gospodarczego danej rzeki, to **czynnik polityczno-administracyjny.** Czynnik ten może działać zbieżnie lub rozbieżnie w stosunku do poprzednich czynników, ustalających obszar ciążenia. Jego działanie polega na umniejszaniu wzgl. powiększaniu obszaru ciążenia gospodarczego, wynikającego z działania poprzednio wymienionych czynników. Momentem decydującym są tu granice polityczne i administracyjne, zacieśniające lub rozszerzające obszar ciążenia gospodarczego. W ten sposób pewien obszar, należący z natury rzeczy i z powodów gospodarczo-komunikacyjnych do pasa przyciągania jednej rzeki, ciąży (niezawsze) naskutek politycznego oddzielenia tego obszaru od swej strefy atrakcyjnej i pomimo większej stosunkowo odległości, do drugiej rzeki. Powstaje często t. zw. zjawisko obszarów martwych lub gospodarczo obojętnych. W podobny sposób wydzielanie obszarów administracyjnych w danym kraju, ciążących ku swemu ośrodkowi dyspozycyjnemu ze względów administracyjnych i podobnych, może spowodować oderwanie pewnych części obszarów ciążenia gospodarczego do poszczególnych rzek, określonych przez czynniki naturalne i gospodarczo-komunikacyjne, i stworzenie nowych jednostek gospodarczo-terytorialnych, rozbieżnych z układem obszarów ciążenia gospodarczego w danym kraju.

W zbliżony sposób może nastąpić osłabienie atrakcyjności szlaku dolinnego, gdy granice większych jednostek administracyjnych (np. województw) przebiegają nad daną rzeką W tym wypadku zamiast ciążenia ku rzece zaznacza się ciążenie od poszczególnych odcinków nad-

http://rcin.org.pl

rzecznych do ośrodków dyspozycyjnych danych jednostek administracyjnych (por. granice województw nad Wisłą Środkową).

I tu właśnie powstaje wdzięczne, lecz i konieczne a zarazem trudne zadanie dla instytucji planujących, ustalających regiony gospodarcze kraju, zadanie polegające na korzystnym uzgadnianiu tendencji przestrzeni geograficznej, gospodarki i komunikacji z potrzebami administracyjno-dyspozycyjnymi i politycznymi obszaru państwowego. Przy tej tak bardzo odpowiedzialnej pracy, geograf nie może być nieobecny.

RÉSUMÉ.

L'auteur essaye à constater la grandeur de l'espace des zones de gravitation économiqua par rapport aux rivières. Il prend en considération les conditions topographiques, géographiques, économiques, ensuite le reseau et les moyens de communication et la situation administrative de ce terrain.

---

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

CHARLES F. LAPWORTH

Parowanie na powierzchni wody

(Evaporation on the water surface)

Wyparowanie wymaga wydatku ciepła, potrzebnego do zamiany wody na parę. To ciepło jest dostarczane albo bezpośrednio przez promieniowanie słoneczne lub też pośrednio przez ogrzane powietrze.

Na jakiejkolwiek powierzchni wody ilość ciepła dostarczonego przez promieniowanie musi być równą ilości ciepła straconego w różny sposób, przy czym pomija się w tym przypadku nieznaczną wymianę ciepła między ziemią i stykającą się z nią wodą.

Ciepło promieniowania słonecznego równa się:

ciepłu promieniowania odbitego,

+ ciepłu zużytemu do uzyskania zmiany temperatury wody,

+ lub — ciepłu otrzymanemu lub oddanemu powietrzu (jako jawne ciepło),

+ ciepłu zużytemu na parowanie.

Część promieniowania słonecznego, które dosięga ziemi, zostaje odbite. Ilość tego promieniowania zależy od stopnia zachmurzenia i jest największe w nocy przy jasnym niebie. Fizycznym skutkiem odbitego promieniowania jest oziębienie się powierzchni ziemi i, w korzystnych warunkach, skraplanie części pary wodnej w atmosferze, tworząc w normalnej temperaturze rosę lub w niższej temperaturze szron.

Według Wursta całkowite parowanie na całej powierzchni kuli ziemskiej, to znaczy na oceanach i lądach, wynosi dziennie około 2 mm. To pociągnęłoby za sobą przeciętne pochłanianie słonecznego promieniowania dziennie około 110 kaloryj na każdy cm powierzchni.

Krzywa A wykresu na fig. 1 przedstawia przeciętną ilość promieniowania słonecznego w każdym miesiącu roku, uzyskanego w latach 1936 — 38 w stacji Kew koło Londynu. Krzywa zaś B przedstawia ilość

http://rcin.org.pl

ciepła potrzebnego do parowania, zanotowanego przy Camden Square w Londynie, określonego każdego miesiąca w wyżej podanym okresie.

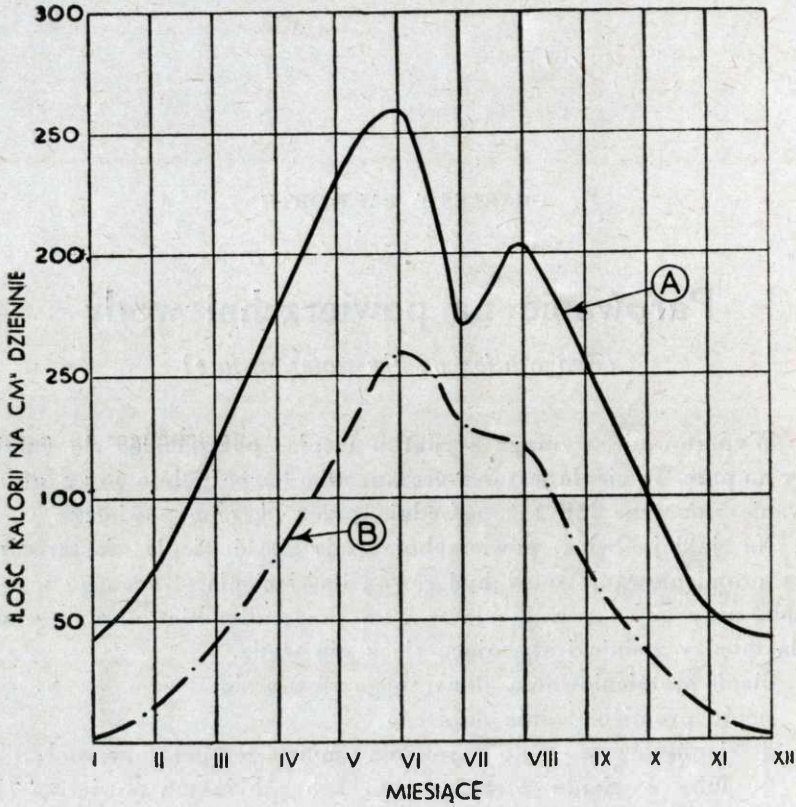


Fig. 1. Krzywa A przedstawia przeciętną ilość słonecznego promieniowania, w każdym miesiącu roku w ciągu 1936-38 r., określone w obserwatorium Kew w Londynie.

Krzywa B przedstawia ilość ciepła potrzebnego do parowania w każdym miesiącu roku w ciągu wyżej podanego okresu, określoną przy Camden Square w Londynie.

Parowanie było mierzone w otwartym zbiorniku o szerokości około 2 m i głębokości 60 cm, przy czym zbiornik był zanurzony w ziemi, wystając 4 cm ponad powierzchnię. Stopień wyparowania wody był określany przez mierzenie wysokości poziomu wody w zbiorniku, uwzględniając opady atmosferyczne, których ilość była określana za pomocą umieszczonego obok deszczomierza.

Porównanie danych według krzywych A i B nie jest ścisłe, gdyż wskazują one pomiar promieniowania i parowania dokonany w dwóch

http://rcin.org.pl

miejscach odległych od siebie o około 6 km, jak również należy zaznaczyć tę okoliczność, że dymy nad centralnym Londynem zmniejszają przeciętną ilość światła słonecznego, wskutek czego przy Camden Square światła słonecznego jest przeciętnie o 0,25 godz. mniej dziennie niż w Kew. Jednakże uwzględniając te zastrzeżenia da się zauważyć pewną zależność między tymi dwiema krzywymi.

Charakterystyczną cechą wykresu jest przebieg krzywej promieniowania w lipcu w porównaniu do promieniowania w miesiącu poprzednim i następnym. To załamanie krzywej promieniowania jest spowodowane mniejszym nasłonecznieniem w lipcu, zanotowanym w ciągu trzech lat i wynoszącym przeciętnie 71, 69 i 76%. Temu załamaniu krzywej promieniowania odpowiada pewne łagodne obniżenie się krzywej parowania, chociaż należy zauważyć, że zwiększenie się stopnia zachmurzenia, pociągającego za sobą małe nasłonecznienie, spowodowało również zmniejszenie ilości promieniowania odbitego, dzięki czemu zwiększyła się ilość energii słonecznej potrzebnej do parowania. Biorąc przeciętne z trzech lat można przyjąć, że około 55% energii słonecznej zużywa się na parowanie.

Co się tyczy ilości ciepła, potrzebnego do zmiany temperatury wody, to wynosiła ona do 10 kalorii dziennie na cm^2 powierzchni przy zmianie temperatury wody w zbiorniku przy Camden Square o 5^0 C w ciągu miesiąca przy założeniu, że woda posiadała jednostajną temperaturę w całej swej masie.

Zmiana ilości ciepła, nagromadzonego w wodzie, jest największa wiosną i jesienią, czyli wówczas gdy są największe zmiany temperatury. Podczas zaś zimy i lata zmiana tej ilości ciepła w ciągu miesiąca jest stosunkowo nieznaczna.

Jakkolwiek podstawowe równanie równowagi ciepła jest, teoretycznie biorąc, ścisłe, to jednak napotyka się pewne trudności przy zastosowaniu go w praktyce do określenia stopnia parowania w jakimkolwiek miejscu powierzchni ziemi. Obecnie istnieje tylko kilka stacji doświaczalnych do pomiaru ilości promieniowania słonecznego, wskutek czego nie mamy wystarczających wiadomości do właściwego określania ilości promieniowania odbitego. Dalsza trudność polega na określeniu ilości ciepła, wymienianego między wodą i powietrzem, bez ścisłych pomiarów temperatury i wilgotności powietrza w pobliżu powierzchni wody.

Jednakże to równanie jest pożyteczne jako podstawa meteorologii i umożliwia wyrobienie pewnego pojęcia o jej ważności.

Oddawna jest już wiadome, że przy całkowitym nasyceniu powietrza wskutek jego ochłodzenia się, parowanie wody ustaje, przy dal-

http://rcin.org.pl

szym zaś oziębieniu powietrza następuje skraplanie. To stwierdzenie doprowadziło do sformułowania prawa Daltona, które twierdzi, że parowanie jest wprost proporcjonalne do Ps — Pa, gdzie Ps oznacza prężność pary nasyconej w temperaturze na powierzchni wody i Pa — cząstkową prężność pary powietrza oddalonego od powierzchni wody.

Gdy zatem temperatura powietrza odpowiada punktowi rosy, wówczas Ps = Pa i parowanie równa się zeru. Mówiąc ściślej parowanie jest wprost proporcjonalne do $\frac{Ps - Pa}{p}$, gdzie p oznacza ciśnienie atmosferyczne.

Kiedy zmiany prężności są nieznaczne w porównaniu do Ps — Pa, wówczas można nie uwzględniać zmian ciśnienia atmosferycznego.

Jeśli przyjmiemy jako fakt, że temperatura wody jest taka sama jak temperatura otaczającego powietrza, wówczas Ps — Pa odpowiada tak zwanemu deficytowi nasycenia („saturation deficit") otaczającego powietrza, co jest miarą zdolności pochłaniania przez powietrze pary wodnej. Ten warunek odpowiada równaniu $\frac{100 - RPs}{100}$, gdzie R równa się wzg ędnej wilgotności powietrza wyrażonej procentowo.

Doświadczenia, dotyczące parowania różnych cieczy włącznie z wodą, zostały przeprowadzone przez Pasquilla, przy czym zwilżano daną cieczą płytę umieszczoną w tunelu na silnym przeciągu. Wynalazł on teorię zgodną z doświadczeniem, wykazującą że parowanie zależy od kształtu, wielkości i sposobu umieszczenia zwilżonej płyty względem kierunku wiatru. Stwierdził on również, że stopień parowania zwiększa się z nasileniem szybkości wiatru, co potwierdza obserwacje innych badaczy. Niżej podano względne wartości parowania w zależności od szybkości wiatru:

Szybkość wiatru w m/sek. = U	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Względne parowanie	0,25	0,43	0,60	0,76	0,92	1,06	1,20	1,34	1,48

Wzrost stopnia parowania jest w przybliżeniu proporcjonalny do $U^{0,8}$, który jest podobny do prawa przenoszenia ciepła w turbulentnym ośrodku.

Zatem parowanie, ogólnie biorąc, następuje przez dyfuzję poprzez cienką warstwę znajdującą się bezpośrednio nad powierzchnią wody, w której istnieje laminarny przepływ powietrza. Bezpośrednio nad tą warstwą znajduje się turbulentna warstwa, w której przenoszenie pary następuje przez turbulentne mieszanie.

Grubość laminarnej warstwy może być rozważana w zależności od szybkości wiatru, a więc zmniejsza się ze wzrostem siły wiatru.

http://rcin.org.pl

Parowanie jest proporcjonalne do spadku prężności pary i odwrotnie proporcjonalne do gęstości otaczającej warstwy. Stopień parowania na powierzchni wody jest równoważny według Penmana (1940 r.) $1,66 \times 10^{-2}$ (ps — pa) cm^2 dziennie, gdzie ps — pa równa się spadkowi prężności w otaczającej warstwie w milibarach. L — oznacza grubość otaczającej warstwy w centymetrach. Przyjmując że L = 30 cm, parowanie będzie równe 1,66 (ps — pa) cm^2 miesięcznie (1).

Można to porównać ze wzorem podanym przez Rowhera, opartym na wynikach wyczerpujących badań przebiegu parowania na powierzchni wody w zbiorniku, przeprowadzonych w Stanach Zjednoczonych. Podstawiając odpowiednie wartości przeciętnej szybkości wiatru stopień parowania jest równy 1,62 (ps — pa) cm^2 miesięcznie (2). Krzywa A wykresu na fig. 2 przedstawia średnio miesięczne wartości parowania, obliczone na podstawie równania (1) przyjmując, że ps — pa równa się przeciętnemu miesięcznemu deficytowemu nasyceniu powietrza, określonemu na podstawie notowań cogodzinnych w obwersatorium Kew w Londynie.

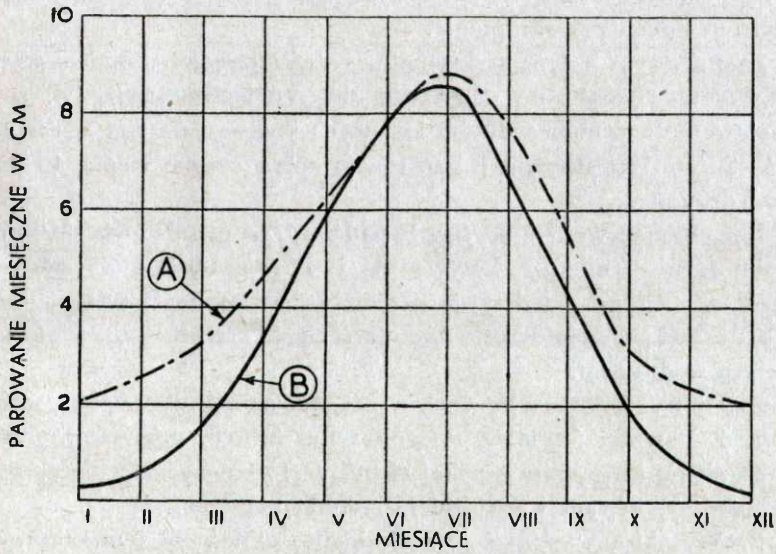


Fig. 2. Wykres A przedstawia średnie miesięczne wartości wyparowania, obliczone za pomocą równania (1) przy założeniu, że ps-pa równa się przeciętnemu miesięcznemu deficytowi nasycenia, określonemu na podstawie odczytów, dokonanych co godzinę przy Kew w Londynie.

Krzywa B przedstawia średnią wartość wyparowania, określonego przy Camden Square w Londynie, przystosowaną do przeciętnej szybkości wiatru, wynoszącej 3,4 m/sek. Przy stosowaniu małych przyrządów koniecznym jest przyjąć, że parowanie zmienia się proporcjonalnie do szybkości wiatru.

http://rcin.org.pl

Krzywa B przedstawia średnią wartość miesięczną parowania przy Camden Square przy uwzględnieniu przeciętnej szybkości wiatru, wynoszącej 3,4 m/sek. Można przyjąć, że parowanie zmieniło się proporcjonalnie do szybkości wiatru.

Z wykresu widać, że wartości dwuch krzywych w letnich miesiącach są w przybliżeniu równe, w innych zaś porach roku wartości krzywej A są znacznie większe w porównaniu do wartości krzywej B.

Należy pamiętać, że wartość deficytowego nasycenia, jako wskaźnika stopnia parowania, została oparta na założeniu, że temperatura powierzchni wody jest taka sama jak temperatura powietrza mierzona przy zasłonie na wysokości około 1,2 m nad ziemią. Jednakże podczas zimowych nocy termometr umieszczony bliżej ziemi pokazuje, ogólnie biorąc, niższą temperaturę niż termometr umieszczony przy zasłonie. W przypadku gdy niebo jest zachmurzone lub istnieją prądy wiatru, ta różnica jest mała. Jednakże podczas jasnych, spokojnych nocy promieniowanie ziemi sprawia, że temperatura na poziomie ziemi będzie o kilka stopni niższą niż przy zasłonie. Fakt istnienia niższej temperatury na poziomie ziemi jest przeszkodą w parowaniu i w sprzyjających warunkach umożliwia skraplanie.

Znamiennym jest, że maksymalna różnica między stopniem wyparowywania otrzymanym na podstawie obliczeń i obserwacji, jak zostało przedstawione za pomocą dwóch krzywych wykresu na fig. 2, równa się około 2 cm. miesięcznie i jest równoważna stracie ciepła 40 kalorii na cm^2 dziennie.

Rozpatrując wykres na fig. 1 widzimy, że przedstawia on w przybliżeniu różnicę między krzywą A i B w grudniu i styczniu. Stąd wniosek, że ta ilość przedstawia przeciętną stratę ciepła w tych miesiącach w postaci promieniowania nadmiaru ciepła otrzymanego z powietrza przez przewodnictwo.

Zatem z powyższego możemy wyciągnąć następujące ogólne wnioski:

1. Z powodu istnienia różnicy temperatury, mierzonej przy zasłonie i przy powierzchni ziemi, deficyt nasycenia nie może być niezawodnym wskaźnikiem stopnia parowania.[1])
2. W takim wypadku jest niezbędne określenie temperatury powierzchni wody.

Materiał i rysunki pochodzą z „Bureau of Scientific Information, British Council" Warszawa, Górnośląska 39.

---

[1]) Wynik tych eksperymentów nad parowaniem jest szczególniej ważny dlatego, że ostatnio przywiązywano wielkie znaczenie klimatyczne dla tego czynnika meteorologicznego, zwanego pospolicie „niedosytem wilgotności", zwłaszcza w badaniach ekologii roślin. Przyp. Redakcji.

http://rcin.org.pl

W. OKOŁOWICZ

Rekonstrukcja klimatu i jego zmian na podstawie morfologii terenu

(Reconstruction of climate based on geomorphology)

(Komunikat przedstawiony na posiedzeniu Sekcji Naukowej Zjazdu Geografów Polskich we Wrocławiu 9—13.VI. 1946 r.)

Materiał, który służy za podstawę do rozwinięcia przedstawionego tu zagadnienia, zebrany został w czasie prac geomorfologicznych prowadzonych przez autora w okolicy Wilna i Trok w latach 1942 i 1943.

Komunikat niniejszy przedstawia w skrócie wyniki poszukiwań niektórych związków pomiędzy czynnikami klimatologicznymi a formami terenu. Analiza niektórych form terenu pozwala na wyciągnięcie wniosków co do warunków klimatycznych panujących w czasie powstania danych form, oraz co do późniejszych zmian tych warunków.

Teren badany objęty był przez ostatnie zlodowacenie. Różne fazy postoju lądolodu zaznaczone są na nim ciągami moren czołowych, jak też innymi formami glacjalnymi i fluwioglacjalnymi strefy przykrawędziowej. Teren ten przecina wielkim łukiem pradolina Wilii i połączony z nią odcinek pradoliny Waki; stanowią one odrębny motyw morfologiczny w ogólnym krajobrazie.

Zagadnienie klimatu, jaki panował w czasie zlodowacenia, ma charakter podwójny:

1. można mówić o klimacie obszaru objętego przez lądolód, oraz
2. obszaru leżącego poza lądolodem.

Pomijamy tu warunki klimatyczne panujące w głębi obszaru opanowanego przez lodowiec, gdyż w morfologii dzisiejszego krajobrazu one się wyraźnie nie zaznaczyły. Można wspomnieć jeden niewątpliwy fakt, że w głębi lądolodu panować musiał klimat wybitnie zimny. Pomiędzy

http://rcin.org.pl

obszarem lądolodu — znacznie zimniejszym, a obszarami nie zajętymi przez lód — znacznie cieplejszymi, musiał istnieć b. wielki gradient termiczny. Konsekwentnie należy przyjąć, że pomiędzy układem antycyklonalnym lądolodu a układem cyklonalnym na południe od niego, musiał istnieć silnie zaakcentowany front polarny. Z istnieniem takiego frontu polarnego wiąże się bezpośrednio wielka obfitość opadów w strefie przykrawędziowej lądolodu (A. Wagner, 1940). Pewne nam współczesne fakty pośrednio potwierdzają tę hipotezę. Wymienimy z nich jeden: maksymalną miąższość lodowców alpejskich obserwujemy w ich partiach końcowych; kotły karowe są mniej od nich obfite w opad (Penck).

Z wysokim ciśnieniem panującym nad lądolodem organicznie związany jest układ antycyklonalnych wiatrów oraz suchy na ogół klimat w większej od lodowca odległości (less!) — po za strefą przykrawędziową.

Z różnych form powierzchni obieramy te, które posiadają swe określone miejsce w chronologii (względnej). Są nimi formy występujące w pradolinie w postaci tarasów oraz te, które z tarasami są w pewien sposób związane. Krótki ogólny opis systemu pradolin Wilii i Waki jest konieczny dla oparcia na nim dalszych wywodów.

W systemie pradoliny Wilii wyróżnić należy 3 elementy składowe różniące się morfologicznie i wiekowo. (Patrz mapę 1:100.000, arkusz „Wilno"). Elementami tymi są:

1. „Prebałtycka dolina" stanowiąca najstarszy element w pradolinie Wilii. Prebałtycka dolina o biegu podobnym do dzisiejszej Wilii, została przez zbliżający się lodowiec ostatniego zlodowacenia, zatamowana (iły wstęgowe!) i następnie całkowicie wypełniona przez lód. Lód martwy uchronił niektóre odcinki tej doliny przed zupełnym zasypaniem późniejszym. Charakterystyczne formy bezodpływowe i t. p. znaczą (po za faktami geologicznymi) jej dawny bieg.

2. Następnym elementem, który powstał po dostatecznym cofnięciu się lądolodu na północ, jest rynna fluwioglacjna, o dwóch ramionach zbiegających się łukami ku pradolinie Waki od północo-wschodu i północo-zachodu. Pradolina Waki tworzy w tym czasie główną rynnę od pływową z odpływem na południe. Bieg wspomnianej wyżej dwuramiennej rynny fluwioglacjalnej powtarza dzisiejsza dolina Wilii. Jedno z ramion — wschodnie, miało odpływ zgodny z jej dzisiejszym spadkiem; drugie ramię — zachodnie, miało odpływ na południowy-wschód, z dzisiejszym spadkiem Wilii niezgodny (odwrotny). Rynny fluwioglacjalne znaczy kilka b. wysokich poziomów tarasowych.

http://rcin.org.pl

3. We fluwioglacjalne poziomy z odpływem na południe (Waką), wcięta jest „właściwa" dolina Wilii. W niej wyróżniamy kilka grup tarasowych:

a. grupa tarasów wysokich o wys. od 20 m wzwyż
b. „ „ średnich „ od 7 m do 17 m
c. „ „ niskich „ ...do 5 m ... (n.p. Wilii).

Następujące zjawiska geomorfologiczne pozwalają na wyciągnięcie pewnych wniosków o im spółczesnym klimacie:

1. Z grupą tarasów wysokich „właściwej" doliny Wilii (od 20 do ca 35 m), związane są b. charakterystyczne formy erozji w zboczach wyższych. Są to liczne boczne dolinki zamarłe, często „zawieszone". Mają one nieraz dość rozległe prawie płaskie dno. Poziomy denne tych dolinek odpowiadają wysokości tarasów „wysokich", względnie się z ich poziomami łączą bezpośrednio. Trzeba podkreślić, że oprócz tych dolinek występują w różnych zboczach dość liczne jary boczne — młode (współczesne). Niektóre z tych form młodych powstały w ciągu ostatnich kilku lat dosłownie. Istnieje wyraźna luka pomiędzy formami erozyjnymi „dzisiejszymi" a dawnymi, dostosowanymi do poziomów tarasów „wysokich". Podkreślamy raz jeszcze brak dolinek bocznych związanych wiekowo z poziomami grupy tarasów średniej wysokości.

Z przesłanek, o których była mowa wyżej, wysnuto wniosek: w czasie tworzenia się tarasów o wysokości od 20 m do ca 35 m, obszar omawiany był w zasięgu „obfitych opadów strefy przykrawędziowej lądolodu".

Z tego wynika również wniosek, że odległość danego obszaru od lądolodu musiała być w tym czasie nieznaczną. Trudno bowiem inaczej wyjaśnić powstanie opisanych form erozyjnych na zboczach, jak przez intensywne działanie czynnika erodującego. Na zboczach może nim być wyłącznie woda płynąca, pochodząca bezpośrednio z opadów. Obfite opady zaś związane są ze strefą przykrawędziową lodowca.

2. Brak w zboczach form erozyjnych związanych z poziomami tarasów średnich, a nawet niskich (oprócz jarów „dzisiejszych") — świad-

---

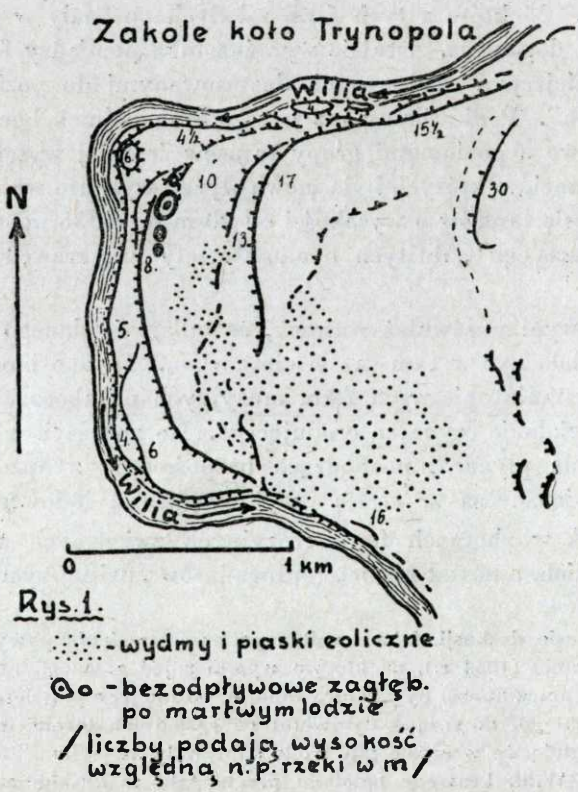
[1]) W czasie dyskusji, jaka wynikła po przedstawieniu powyższego twierdzenia na zebraniu (1944 r.), na którym wyniki zdjęć geomorfologicznych przeprowadzonych przez autora były referowane, uzyskano jego potwierdzenie. Obserwacje B. Halickiego, dotyczące dyluwium na sąsiednich terenach, leżących na północy, konstatują, że w czasie gdy wody odpływały „wysokimi" tarasami „właściwej" doliny Wilii, krawędź lądolodu przebiegała w bliskim stosunkowo sąsiedztwie (już po za arkuszem „Wilno" mapy 1:100.000). Wiadomość o obserwacjach Doc. B. Halickiego podana była autorowi ustnie i nie była jeszcze publikowana przez niego.

http://rcin.org.pl

czy o długotrwałej nieobecności czynnika erodującego, któryby je mógł wytworzyć. W czasie tym ilość opadów musiała być znikomą: obszar omawiany był już po za „strefą przykrawędziowych opadów", w zasięgu suchych wiatrów antycyklonalnych wiejących z lądolodu.

3. W tarasach wysokich i średnich tkwią dziś w wielu miejscach zagłębienia bezodpływowe. Powstały one tam, gdzie prebałtycka dolina wypełniona martwym lodem, biegła zgodnie ze starasowaną doliną Wilii dzisiejszej. Skoro wspomniane depresje bezodpływowe nie uległy zasypaniu, musiał je jeszcze wypełniać lód, przynajmniej do chwili wynurzenia się tych poziomów dennych (z lodem) w postaci tarasów. Gdyby lód martwy tkwiący pod dnem doliny nie dotrwał chwili wynurzenia się dna z pod wód, depresje po stopionym lodzie nie powstałyby wcale.

Najniższy taras, w którym jeszcze bezodpływowe zagłębienia po martwym lodzie występują, posiada 8 m wys. n. p. Wilii. (Rys. 1.).



Rys. 1.

Temperatury gruntu osiągają poniżej pewnej warstwy (w której występują jeszcze wahania temperatur związane z porami roku) mniej

http://rcin.org.pl

więcej stałą wartość, odpowiadającą średniej rocznej temperaturze powietrza. Głębiej temperatura wykazuje wzrost zgodny ze stopniem geotermicznym. Jeżeli w podłożu zalega lód, to oznacza to, że średnia roczna temperatura nie osiągnęła (wzgl. nie przekroczyła) 0°C. Do czasu wynurzenia się wszystkich tarasów wysokich i średnich do wys. 8 m włącznie (poczynając od wyższych), roczne temperatury powietrza nie przekroczyły więc 0°.

4. W półn.-zach. końcu odcinka pradoliny Wilii, właściwa dolina tej rzeki ma przełomowy charakter. Wcięła się ona tu równolegle do biegu starej „prebałtyckiej" doliny, ale po za nią. Tę ostatnią znaczy dziś wielki kompleks bezodpływowych zagłębień, położonych na północ od jez. Wielkiego i innych pomniejszych. Ten kompleks jest obramowany wysokimi poziomami należącymi do zach. ramienia rynny fluwioglacjalnej, o której była już mowa. Z rzadka pomiędzy bezodpł. zagłębieniami wznoszą się tu „wyspowe" resztki poziomów fluwioglacjalnych. Są one świadkami dawnych ciągłych poziomów. Obniżenia dzielące poszczególne fragmenty omawianych poziomów musiały być swego czasu wypełnione martwym lodem. Lód trwał tu w znacznie większych masach i miał większą miąższość, niż w innych miejscach pod wciętą już dość głęboko młodą doliną. Górnej powierzchni martwego lodu nie obniżyła tu erozja rzeki żłobiącej sobie coraz głębszą dolinę. Tam gdzie rzeka płynęła ponad lodem martwym, zalegającym w dawnej starszej („prebałtyckiej") dolinie, lód był niewątpliwie usuwany tak samo przez wodę jak i inny materiał skalny, w miarę postępującej erozji wgłębnej.

Konstatujemy więc w wielkim kompleksie bezodpływowych zagłębień, o którym ostatnio była mowa, obecność martwego lodu o znacznie większej miąższości aniżeli w innych miejscach, gdzie „prebałtycka" dolina zbiega się z „właściwą" współczesną.

Wielki kompleks zagłębień łączy z młodą doliną Wilii potok wypływający z jeziora koło wsi Wasiluki. Dolinka tego potoku jest przełomową, jej długość wynosi ponad 1 km. W dolince tej wykształcone są tarasy, z których najwyższy odpowiada 15 m tarasowi Wilii. Jest to jeden z najwyższych poziomów średniej grupy tarasów. Jak już wiemy, w tym czasie opady były znikome, erozja na zboczach zamarła zupełnie. Musiała jednak się znaleźć znaczna ilość wody, która przełomu dokonała. — Dostarczył ją lód martwy, którego spąg zalegał w wielkim kompleksie bezodpływowych zagłębień, na stosunkowo znacznej głębokości względnej.

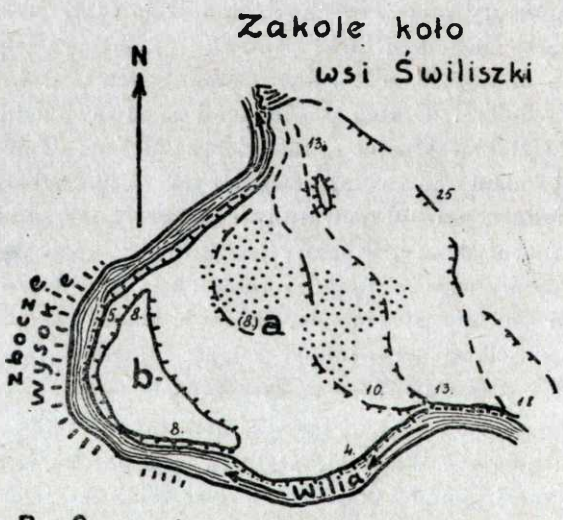
Jesteśmy w czasie coraz dalszego cofania się lądolodu, temperatura na powierzchni niewątpliwie wzrastała, najprawdopodobniej pewnymi etapami. Zgodnie z tymi zmianami, w głębi, pod powierzchnią ziemi, powierzchnia izotermiczna temperatury 0° wznosiła się w górę układając

http://rcin.org.pl

się z grubsza podobnie do rzeźby terenu. Z chwilą, gdy doszła ona do spągu lodów martwych, rozpoczyna się okres ich stapiania. Musiała nastąpić znaczna zwyżka temperatury w ówczesnym klimacie, jeżeli od lodów martwych w tym miejscu, w kierunku sąsiedniej doliny czynnej, przerwała się woda. Ta zwyżka temperatury zaznacza się na przejściu od wysokich tarasów do średnich.

5. W dolinie Wilii pojawiają się miejscami większe skupienia wydm. Ich rozmieszczenie wskazuje na warunki w jakich one powstały: przede wszystkim występowanie wydm ogranicza się prawie bez wyjątku do tarasów średnich wysokości. Przy tym głównym obszarem akumulacji wydm są tarasy 13 — 17 metrowej wysokości, zaś zniszczeniu eolicznemu uległy niektóre formy 8 — 11 m tarasów.

Wydmy wytworzyły większe skupienia w miejscach, gdzie tarasy średnie tworzą rozległe powierzchnie nie osłonięte od zachodu wyniosłościami.



Rys 2.

⁞⁞⁞ - wydmy i piaski eoliczne

a - zasypane wzgl. zniszczone eolicznie krawędzie

b - nie zniszczone krawędzie pod osłoną zachodn. zbocza

c. Zarówno zniszczeniu eolicznemu, jak też zasypaniu przez wydmy, uległy najczęściej na zachód eksponowane krawędzie tarasów.

http://rcin.org.pl

Z powyższych faktów wynikają oczywiste wnioski:

a. wiatrem wydmotwórczym był wiatr zachodni,

b. gdy wiatr ten się pojawił, wody Wilii musiały już opuścić tarasy średnie, skoro one właśnie stały się głównym terenem działalności eolicznej.

c. koniecznym warunkiem wytworzenia się wydm jest obecność materiału piaszczystego na powierzchni, któraby była wolna od zwartej pokrywy florystycznej. W różnych warunkach termicznych powstają przy dostatecznej ilości wody różne zespoły roślinne. Brak wody dopiero stwarza dla rozwoju roślin nieprzekraczalną fizjologicznie granicę. Okres poprzedzający pojawienie się wiatru zachodniego na interesującym nas obszarze, musiał być więc wybitnie suchym. Podkreślamy zgodność tego oczywistego wniosku z poprzednimi, opartymi na innych przesłankach.

d. Na przejściu od tarasów średnich do niskich ma miejsce zdecydowana zmiana warunków klimatycznych. Wiatr zachodni nie ma już żadnego bezpośredniego związku z układami ciśnień związanych z lądolodem. W naszych warunkach geograficznych wiatr zachodni oznacza ocieplenie oraz przewagę wpływu morza na klimat.

Przed powstaniem tarasu 4 — 5 metrowego (najwyższy z grupy niskich) — ma miejsce okres intensywnej erozji. Taras ten jest akumulacyjnym, pochodzi z czasów litorynowych. (Halicki, Passendorfer). W jego spągu występują pokłady pni i torfu, w stropowych partiach liczna lokalnie fauna. Niezmiernie charakterystycznym jest, że w tarasach niskich (po pojawieniu się wiatru zachodniego) niema żadnych śladów po lodzie martwym. Jego resztki stopiły się pod tchnieniem zachodniego wiatru: po wynurzeniu się tarasów średnich, a przed powstaniem następnego z kolei — 5-cio metrowego.

W zwartym zestawieniu opisane zmiany klimatu przedstawiają się tak:

1. Okres powstawania form glacjalnych i rynien fluwioglacjalnych — klimat arktyczny (lód „żywy" trwa na powierzchni).
2. Okres rozwoju tarasów wysokich — klimat arktyczny o obfitych opadach strefy przykrawędziowej lądolodu (lód martwy trwa pod przykryciem w wielkich masach).

---

[1]) Nie ma dla istoty zagadnienia, narazie przynajmniej, wielkiego znaczenia czy właśnie przy 0° zaczynał się lód martwy topić. Ze względu na ciśnienie panujące u spągu lodów, musiała to być temperatura raczej nieco niższa.

http://rcin.org.pl

3. a. Okres rozwoju tarasów średnich — klimat zimny, suchy. W stosunku do poprzedniego panuje wyraźnie wyższa temperatura (lód martwy trwa w mniejszych masach, o mniejszej miąższości, pod przykryciem).

b. Okres powstawania wydm — wyraźna przewaga wiatrów zachodnich, ocieplenie, (zanik resztek martwego lodu kopalnego).

4. Optimum klimatyczne, litorynowe, (wniosek oparty na przesłankach geologicznych); umiarkowana ilość opadów, rozwój szaty roślinnej.

Można tu wspomnieć jeszcze o niezmiernie charakterystycznym zjawisku, które się pojawiło w ostatnich kilkudziesięciu latach: na pewnych obszarach (a należą do nich również okolice, o których była mowa w niniejszym komunikacie), ilość opadów wykazuje silny wzrost. (Wg. nieopublikowanych drukiem opracowań autora). To między innymi mogło się stać przyczyną wznowienia działalności erozyjnej na zboczach (powstawanie jarów „dzisiejszych").

Temat w artykule niniejszym nie został wyczerpany całkowicie. Dokładny opis różnych szczegółów rzuciłby mocniejsze światło na przedstawione tu wnioski. Nadałoby im też bardziej żywych barw porównawcze ujęcie niektórych zagadnień. Nie pozwalają na to ramy komunikatu. Mam zamiar poświęcić sprawom tu poruszonym obszerniejszą pracę specjalną.

Z Instytutu Geograficznego U. M. K.
w Toruniu

SUMMARY

The development of some geomorphological facts shoud be chiefly based on climatological agents. The author represents here the connections of the terrain forms with the climatological agents, on the base of observations made by author near Wilno during the wartime. The group of high-terraces of Wilia river (37—30, 26—20 meters above the river's level) is connected with several hight-slope erosion forms (old side-valley's). They mark a period of the great precipitations during the time when the high-terraces were build. Those side-valleys are „dead" now. They could be formed by running water only; on the river-slopes the precipitations are the reasonable cause of that. Great precipitations in ice-age could be related with a polar front developed in the margin-zone of the ice sheet. Indeed, in the time when the high terraces of Wilia river were build, the ice-

http://rcin.org.pl

sheet was lying not far from this terrain, toward the North (according to Halicki).

No slope-erosion forms are marked during the development period of middle terraces of Wilia river (elevations of 17—13, 10—8 meters). In those times the terrain was lying outside the ice-sheet margin zone having great precipitation. The climate remained still under the influence of ice-sheet (anticyclonical winds). It was dry and yet cold, but warmer as compared with the previous stage. In the old Wilia river's valley, there were many places full of „dead" ice masses; the biggest one was going to melt. This is a process that gives the water an opportunity to form a new valley. The Wilia river is connected by this valley, 1 km long, with an extensive depression (of the Wielkie lakes) full of „dead" ice masses. In the new valley the highest terrace is marked with the elevation of 15 meters. During the period of the development of middle terraces did not arise erosion forms on the river slopes (the precipitations were not sufficient). The bigg „dead" ice masses melt only in these regions: the melting water could only arise a new side-valley in certain circumstances. To-day this valley is occupied by a little river.

An essential change of climatic conditions has arisen after carving of Wilia river below the terrace's 8 meter level (the lowest of the middle terraces). The climatic influency of ice-sheet was finished; a west wind was starting to blow. The following facts give the evidence of that: The edges of the middle terraces turned towards West were destroyed or covered with sand by an eolitic process. The accumulations of dunes were gone towards East (Figs. 1 and 2). West winds signified in this part of Europe the oceanic influence of climate. A warmer period has developed. The „dead" ice remained in 8 meter terraces was melted away. These terraces are the lowest having the vestiges of the „dead" ice (Fig. 1.). The groups of low terraces (to 5 meters) show no marks of the forming dunes and „dead" ice masses (kettles). The terraces of 5 meters exist since the litorinian time.

---

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

EUGENIUSZ ROMER

Niektóre zagadnienia z morfologii plejstocenu

(*Some morphological problems of glaciation*)

Teoria przegłębienia lodowcowego, uzasadniona z dwu punktów widzenia prawie równocześnie przez A. Pencka i W. M. Davisa opanowała w swoim czasie naukę w zupełności. Kongres geografów w Genewie (1908), a geologów w Stockholmie (1910) nie pozostawiły w tej mierze żadnej wątpliwości. Pod tymi samymi aspektami toczyły się dyskusje na ten temat podczas międzyoceanicznej wyprawy Kongresu geografów w Toronto (1913).

Nigdy nie poddałem się sugestiom tej teorii, jakkolwiek byłem uczestnikiem klasycznej demonstracji, w której W. M. Davis roztoczył cudownie ilustrowaną syntezę normalnego cyklu erozyjnego zdeformowanego przez zlodowacenie i skrasowienie obszaru. Myślę, że historia demonstracji poglądów naukowych nie spotkała się — może nigdy—z tak manifestacyjnie entuzjastycznym przyjęciem, jakiego doznał w Genewie W. M. Davis; i ja szalałem wtedy i podzielałem poglądy Davisa bez cienia zastrzeżeń. Dopiero uczestnictwo w wycieczkach w różnych terenach alpejskich pod przewodnictwem czołowych przedstawicieli teorii przegłębienia (Brückner, Schardt, Lugeon) w latach 1908 i 1909, i w terenie Gór Skalistych jakoteż fjordów Kolumbji i Alaski (L. Martin, Reginald Daly) w r. 1913 podnieciły mą wyobraźnię raczej w kierunku sugestji Alberta Heima o wpływie ruchów skorupy na przeobrażenie cyklu wodnego w obszarach zlodowaconych, a zwróciły uwagę na rolę wód podlodowcowych, tak efektownie demonstrowanych przez Brunhesa.

Ośmielę się wreszcie wyznać szczerze, że w pierwszym okresie moich zainteresowań dla problemów zlodowacenia (1904 — 1909) mój pierwszy, samotny pobyt 24-godzinny na Mer de Glace zaciążył na mojej psy-

http://rcin.org.pl

chice więcej niż wszystkie demonstracje w terenie i cała literatura naukowa. Martwota absolutnej ciszy krajobrazu lodowcowego, przerwana w porze południowego tajania tylko krótkotrwałą burzą grzmotową podczas jasnego nieba, przekonały mnie wtedy, że i w kraju lodowców głównym czynnikiem rzeźbiącym jest woda.

W terminie „przegłębienia" mieści się teza o przewadze mocy żłobienia lodowcowego nad żłobiącą siłą wody płynącej, a w zjawisku zawieszenia dolin bocznych nad głównymi, jakoteż w fakcie progów w podłużnym profilu dolin lodowcowych, rozwijających się w szczególności w miejscu spływu dolin bocznych do doliny głównej, mieści się druga ważna teza o proporcjonalności żłobienia lodowcowego do masy lodowca.

Mam wrażenie, że w okresie po r. 1913, kiedy teorią przegłębienia jako ogólnie aprobowaną, przestano się oficjalnie na Kongresach zajmować, obie podstawowe tezy tej teorii uległy poważnemu nadkruszeniu. Nie przypuszczam przedewszystkiem, by znalazł się dzisiaj glacjolog podtrzymujący twierdzenie, że wysokość zawieszenia dolin pobocznych, lub wysokość progów w profilu podłużnym są zjawiskami proporcjonalnymi do mas lodowych odnośnych dolin, a mniemam, że w pojęciach o sile żłobienia lodowcowego nastąpiło też już daleko idące wyrównanie, w tym mianowicie sensie, że fazę zlodowacenia uważa się bodaj powszechnie za fazę silniejszej destrukcji aniżeli wszystkie pozaglacjalne fazy. W tym jednak poglądzie nietylko przeciwstawia się przemoc żłobienia podczas fazy lodowcowej terenu zlodowacenia zupełnej masowej akumulacji obszarów obwodowych, ale nawet przyjmując zasadę „przegłębienia" w sensie większej dynamiki erozyjnej faz lodowych na obszarach zlodowacenia, pozostaje nierozwiązane pytanie, jakim czynnikom tę przemoc erozyjną należy przypisać.

Tak mi się też zdaje, że silne antagonizmy pojęć na temat żłobienia lodowcowego z przed lat trzydziestu badzo się już wyrównały; to też czytając dziś rozprawy, napisane z punktu widzenia „przegłębieniowego", np. czarnohorskie studium Świderskiego, ogólna aprobata zaledwie się kłóciła ze sprzeciwami, które nikły przez wprowadzenie w interpretację zjawisk jakichś drobniutkich warjantów form czy procesów.

Zastrzegam się, że ta kompromisowość nie jest zgoła, jakby być mogła a może nawet jakby być powinna, objawem psychicznego zobojętnienia pod wpływem tego, co ludzkość przeżyła „w połowie drogi swojego żywota". A chociaż amnezja należy zapewne do stanów współczesnej ludzkości pospolicie właściwych, to pewne dla tych, którzy się z tego stanu wyswobodzili, że wyniszczona ludzkość współczesna ujawnia zdu-

http://rcin.org.pl

miewające bogactwo ilościowe i jakościowe myśli twórczej. Wezwany też przez organizatorów zjazdu plejstoceńskiego do zabrania głosu w sprawie problemów morfologicznych zlodowacenia, spostrzegłem rychło, że w tej, zdawna już dla mnie anamnezyjnej dziedzinie, zachowały się jednak niektóre żywo odczuwane wrażenia dawno poczynionych spostrzeżeń.

Oto jak sobie wyobrażam rolę lodu i wody w procesach przeobrażenia rzeźby górskiej preglacjalnej w rzeźbę poglacjalną. Naczelną rolę w tym przeobrażeniu przypisuję spotęgowanym w epoce lodowej procesom zwietrzenia, jakoteż możliwościom odtransportu tego nadmiaru materiału zwietrzałego na powierzchni i wewnątrz lodu. W tej ważnej funkcji rola lodu jest nietylko pierwszorzędna, ona jest niemal wyłączna. Potęga więc przeobrażeń w krainie zlodowaconej jest niewątpliwą funkcją lodu, a nie wody płynącej. Ale w tym ogólnem rozwiązaniu brak zupełnie odpowiedzi na pytanie, czy zamiana poprzecznych profili dolinnych „V" na „U", wyróżniających krajobraz wodny od lodowcowego, jest dziełem ścierania lodowcowego, czy też jest dziełem wód płynących, których podlodowcowy system wykazuje tendencję do bifurkacji, ze szczególnie uprzywilejowanym odpływem wzdłuż obu krawędzi lodowca.

W braku pozytywnej odpowiedzi na to pytanie, zwrócę uwagę na szereg relacji, które narzucają się w każdym terenie, ongi zlodowaconym. Najściślejsza i najbardziej w oczy narzucająca się relacja dotyczy stosunków klimatycznych; sporadyczne wprawdzie ale metodycznie przeprowadzone obserwacje nad trwałością szaty śnieżnej w dziedzinie reglowej (1300 — 1400) Tatr przekonały mnie o ścisłej analogii między współczesnym a plejstoceńskim klimatem. Relacja ta jakkolwiek nie bezpośrednia dla oceny procesów erozyjnych, rzucić może na nie pośrednio sporo światła. Bezpośredniej wkracza w problem przeobrażeń krajobrazowych relacja zachodząca między współczesnymi stosunkami hydrologicznymi potoków tatrzańskich, a stanem rozwoju i konserwacji rozmaitych kategorii moren. Poza tymi relacjami zachodzącymi między współczesną fizjografią kraju, a procesami erozyjnymi epoki lodowej, istnieje też daleko idąca korelacja między stanem ewolucyjnym krajobrazu, jego pozycją w cyklu erozji wodnej w okresie preglacjalnym a dziełem dokonanym podczas epoki lodowej.

W formie przykładowej zwracam uwagę na wachlarzowe systemy wodne potoków tatrzańskich: Biała Woda, Bystra i Zuberecka ze współczesnym bogactwem wód płynących, których obfitość w plejstocenie tłumaczy względne ubóstwo moren wewnętrznych i uderzający brak moren końcowych; gdzie dziś jest brak wody — przykładem Pańszczyca i Sucha Woda było jej brak zawsze, tam też moren wszelkich moc, a maximum rozwoju moren końcowych. W przeciwstawieniu do tamtych

http://rcin.org.pl

typów dolin o profilu odmłodzonym już w preglacjale, zapewne odmładzanych podczas epoki lodowej, dolina Miętusia, Kościeliska, Chochołowska przedstawiają typy o najbardziej wyrównanych krzywych erozyjnych, typy dolin dobrze odwodnionych — są one wszystkie pozbawione niemal zupełnie utworów morenowych.

W końcu zjawisko może najważniejsze. Cały obszar zlodowacony, w szczególności jego peryferja, odznacza się pospolitością rozwoju dolin epigenetycznych. Tą epigenezą tłómaczę pospolitość zmiany biegu walnych wypadowych dolin tatrzańskich w okresie każdego interglacjału. Ta pospolitość epigenezy na przedpolu zlodowacenia demonstruje niemoc erozyjną wód płynących wobec potężnych akumulacyjnych mas ryniska fluwioglacjalnego; ta niemoc powoduje zboczenie wód płynących na peryferję stożków fluwioglacjalnych, w następstwie zaś zmianę sieci wodnej.

Na przedpolu brak jest konkurencji lodowca. Dla wymiatającej działalności lodowca wewnątrz obszaru zlodowaconego winny być masy morenowe, w przeciwstawieniu do niemocy wody, miejscami słabszego oporu, terenami szczególnie intensywnego wymiatania. Tymczasem saldo rozwoju i konserwacji moren okazuje się powszechnie funkcją ilości wody w danej dolinie, a pospolitość dolin epigenetycznych w centralnych obszarach zlodowacenia przemawia za dominującą działalnością erozyjną wód podlodowcowych, przynajmniej w obszarach, w których ablacja mas lodowych przeważa nad akumulacją, ale naogół też w odcinkach o najpotężniejszej miąższości lodu.

Kapitalny przykład doliny między Holicą a Skałką, zawieszonej na 400 — 500 m nad doliną Białki, ale do niej r ó w n o l e g ł e j, przemawia za tym, że i w głębi Tatr dokonywały się procesy hydrograficzne, analogiczne do pospolitych na przedpolu interglacjalnych zmian biegu wód z jednej pobocznicy stożka na drugi. I w głębi Tatr wody staroglacjalne meandrowały i rozwidlały się i... nie wcinały swych nowych w stare „trogi".

Wszędzie widzę wodę, która reguluje krajobraz, uprzątając go z przemożnego balastu, gruchotu skalnego, dostarczonego przez rozkładowe siły klimatyczne a zrzuconego na pola firnowe ze szczytowej peryferji skalnej lub na lód z wysterczających nunataków. Lód — potężny, ale w znacznej mierze bierny transportowiec. Pospolite, nie tylko na peryferji, ale we wnętrzu wielkich zlodowaconych kilkakrotnie dolin tatrzańskich, potężnie rozwinięte i zachowane stare, zapewne nawet preglacjalne poziomy denudacyjne demonstrują jaskrawo nie tylko bierność lodu, tego potężnego transportowca, ale nawet jego wybitnie konserwacyjną rolę.

http://rcin.org.pl

Przeżyłem nietylko owe, może decydujące pierwsze 24 godzin samotności na lodowcu alpejskim, ale tak się złożyło, że podczas licznych dni i tygodni spędzonych w dziedzinie lodów przeżyłem dwie katastrofy, jedna z nich pochłonęła setki ludzkich istnień w północnym odcinku tunelu Lötschberg (1909), druga skończyła się łaskawie tylko na rozpruciu okrętu z „Princess-Line", którym wjechaliśmy do Yakutat - Bay w Alasce, a którym dzięki przedziwnej pogodzie zdążyliśmy znaleść ostoję w porcie Skagway. W obu tych wydarzeniach katastrofa nastąpiła na skutek poczynań technicznych, względnie nawigacyjnych, zgodnych z teorią przegłębienia.

Kraków, 14.VI. 46 r.

SUMMARY

The theory of the glacial overdeeping as exposed about simultaneousely by W. M. Davis and A. Penck overhelmed at once the scientific world opinion. The International Geographical Congres in 1908, and especially the Geological Congres of Stockholm in 1910, left in this instance no doubts. The same theoretical aspects were leading in the discussions accompanying the interoceanie excursion on the Congres of Toronto in 1913.

I was one of a legion, who participate to the classical demonstration, during which W. M. Davis developed in Geneva (1908) his view on the normal cycle of erosion and his transformation by glacial and carstic incidents. I know in my long experience no other exemple of such, even a theatrical, enthusiasm, as evoked by W. M. Davis splendid graphical sketches of the overdeepening work of glaciers. The victory of W. M. Davis was unic, and his theery of cycles become for a long time also unic in morphological studies, executed by geographers. The victory was but more splendid than fertile. The deductive methode peculiar to the theery of cycles produced an infinite amount of most effective, but often aprioristic and superficial studies and conducted finally to this situation, that now has the geology more to tell in morphology, than the geography.

In Geneva, 1908, I become also an admirer of W. M. Davis, but for a very short time only. The participation in excursions in different alpine regions, guided by leading „overdeepeners" (Brückner Lugeon, Schardt) during 1908 and 1909, as in the Canadian Rockies, the fiords of British Columbia and Alaska in 1913 (Lawrence

http://rcin.org.pl

Martin, Reginald Daly) directed my imagination rather to the ideas of Albert Heim on crustal movements as causes of erosive deformations in glaciated areas, and turned my attention to the work of subglacial waters, as demonstrated by Jean Brunhes.

I confesse finally, that in the first period of my glacial interests my first 24-hours solitary stay on Mer de Glace overhelmed my soul more than all the scientific field and book demonstration. The absolute dead silence belonging to the glacial landscape, interrupted during the short midday thaw by a terrible „thunderstorm", convinced me once for all that also in the glacier world the water is the first class sculpting element.

The thesis of „overdeepening" proclames the prevailing power of glacial erosion as compared with the water-erosion, and calling the attention to the facts of hanging valleys and bosses in longitudinal profiles of head valleys, especially in points of confluence will affirm to thesis on the proportionality of glacial erosion to the glacier-masses.

It is my impression that since 1913, the „overdeepening" theory commonly adopted, not only ceased to be treated on international congressional discussions, but that at the same time the two principal thesis of this theory loosed much of his solid form. Above all I can hardly imagine a contemporary glacialist, who believe now in the proportionality, between the grades of glacial valleys and corresponding glacial masses, and I hope, that also in the conception of the power of the glacial erosion we aproached already to a compromise, adopting universally that the glacial phases are in given landscape the phases of strongest destruction, the stages of a highest speed in the developement of the landscape. But in this last view we constate not only a contradiction in a highest erosive destruction in the centre of glaciation and a as high accumulation on the periphery of this area, but even accepting for the higher destruction during glacial cycle the principles of „overdeepening" we do not be delivered from doubts, which element, water or ice are for this „overdeepening" responsible. It seems to me that the drastic antagonismes in this respect thirty years ago is now already well smoothed and the lecture of modern pamphlets, written in „overdeepening" manner will find approbation also by extreme erosinists and some conflict will be appeased by introduction of innsigificant variants in interpretation of some notions or processes.

In my opinion is this extreme compromise in this matter not an expression of a general indifference, ensued from the terrible experience of last years, and in spite of the fact, that the amnezy is a common sickness of the humanity of today I am proud of the possibility to settle, that in a society devastated with most scientific methods, where the

http://rcin.org.pl

number of old men (above 70) in highest-class councils fell to 2%, and the part of young men (under 40) exceeded 80%, but that such a decapitated and in every member distressed council-board demonstrated in his debates a curious show of initiative and prompt invention with no signs of moral and intellectual fatigue.

Called by the Pleistocenic Comission of the Polish Academy of Sciens to give an account on the morphological problems of the Ice Age, I perceived soon, that also in this problem fallen since years in complete oblivion remained in my memory some distinguishable conception.

Well, that are in shortest form my wiew upon the transformation of an erosiv in a glacial landscape. The headroll in this play has the powerfull by glaciation developed weathering processes and the possibilities for removal of this large amount of loose material, given only by glacier on his surface and his complex interior system of communication. For the growing speed of landscape transformation during glaciation are also at first responsible the climatic changes, but the motoring power of this change are the ice in much higher degree than the water. This general aspect gives again no information to the question of transformation of the „V" profiles into the „U" profiles of the glaciated valleys. Which are from the both processes, here sure in action, more powerfull and activ? The scratching and planing action of the glacier on this bottom, or the underglacial water system with his tendency for bifurcation and special privilegy for water discharge along both underglacial bottom margins.

Instead of an answer to this question I call the attentoin upon some relations striking in every once glaciated region. The climatic conditions furnish the best example of these relation as for instance the duration of snow cover in the upper forest zone in Tatra gives a far reaching analogy with the elevation of the snowline of the last glaciation. Also this not quite direct relation is able to illuminate some problem of erosion during the Ice age. More light in the transformation of the glaciated landscape are casting by the relation, which existe between the hydrological qualities of the present streams on the one side and the developement and conservation of different kinds of moraines, on the second side. Besides the relations which existe between the present physiographical conditions and the developement of erosive processes during the Ice age I will call the attention for the correlation which come about the landscape and his position in the cycle of normal erosion in preglacial time and the erosive work executed in the same valley during the Ice age.

http://rcin.org.pl

Some examples taken from Tatra-Mts. The most fanshaped stream systemes of Biała Woda, Bystra, Zuberecka, rich in water at present, rich during Pleistocene, are showing a relative indigence of internal and an absolute want of terminal moraines. Valleys poor in water today likewise during Ice age have plenty allkind of moraines and are showing the highest developement of terminal moraines of the last Ice stages — so f. inst. the Pańszczyca and Sucha Woda valley.

In contradiction with valleys already mentioned, which were rejunevated probably already in preglacial time, another valleys, as both Miętusia, the Kościeliska and Chochołowska valleys belong to the most agraded and mature types of in preglacial formes of the Tatra. All these valleys in spite of them that only the last two are well watered are wanting of all moraine formations and shows an absolute lack of terminal moraines.

Finally the most important phenomenon. The whole glaciated area with prevalence of his periphery is distinguished by universality of epigenetic valleys. This epigenesis explains the change in the course of Tatra headstreams during every interglacial time. This for the periphery of glaciated areas common epigenesis has his cause in the incapacity of running water for removing as loose as large morainic material, and this quality forcing the icemelting streams to bifurcation and meandering push them finally on the one or another side of the cone, where the contact with the solid rock inaugurate a new erosive incident culminating in a continuous change in the course of glacial streams.

On the peripheric area finds the water no competitor in his work. In the glaciated area itself should be an analogic epigenetical process a priori unthinkable; in contradiction with the complete incapacity of running water for removal of big material of blocks should be the pression of thick icemasses a much more effective element. This apriorical conclusion finds but no support in facts, und the general balance of moraines developement and conservation beeing in close proportion with the water masses which draine the valley, and the formation of epigenetic valleys even in central areas of glaciation seems to be a sufficient proof, that the water is the principal element of erosien also in glaciated territories with a probable exclusion of the parts elevated above the snowline of a given period.

Tatra gives several exemples of hanging valleys, parallel to the head valley. A classical type of such a valley rise some 400 — 500 m upon the Białka valley between Skałka and Holica visible well from the commonroud to Morskie Oko. This type of valleys is a proof that also in the centre of the Tatra glacierworld the headstreams meandered and bifur-

http://rcin.org.pl

cated as well as the icemelting streams on the peripheric cones ... they seems to be also a negation for the hypothesis of the new troughs cut in the old ones during subsequent glacial periods.

Everywhere I see water even in a glacierworld. Yes I see also an immense power of the ice — but only a passiv instrument of transport in the neve - region. The wunderfull passivity of the ice is demonstrated by the old certainly preglacial levelforms, conservated everywhere till the highest niveaus of the last glaciation, where they were spared in spite of scoring pression of a powerfull and many times repeated icemantle.

I experienced not only the first and decisive 24 houres on the alpine glacier, I have had the chance during my long and different avantures to live in the glacier wordl two catastrophs. The first of them spoiled in the north part of the „Lötschberg - Tunnel" (1909) many human beings; the second was practically paid by the half destroying of one ship of the „Princess - Line" by whom the Toronto - Congress - Party entered the Yakutat - Bay in Alaska. In both falls was the catastrophe a consequence of an action planed on the principles of the theory of „overdeepening".

---

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

EUGENIUSZ ROMER

O współczesnej oceanizacji klimatu europejskiego

(On the recent growing oceanic influence on the climate of Europe)

Prównując średnie temperatury 1851—1900 W. Gorczyńskiego (Pam. Fizj. 1918) z nowymi średnimi 1851—1930 z „Klimakunde d. D. Reiches" (T. II, Berlin, 1939) zauważamy powszechny wzrost, nieznaczny w średnich rocznych, silniejszy a uderzająco prawidłowy w średnich pór roku, w silnym wzroście temp. zimy i wiosny, a raczej lekkim spadku temp. lata. Tę tendencję zademonstrowałem różnicami temperatury poszczególnych miesięcy w przeciętnej dla 17 stacji, wspólnych obu seriom.

Chronologiczną tendencję stwierdzonej zmiany klimatycznej zademonstruję 30-letnimi średnimi konsekutywnymi (1851—80, 1861—90, 1871—900, 1881—910, 1891—920, 1900—930) pięciu stacji, dla których materiał zaczerpnięto z „Klimakunde": Tylża, Kilonia, Berlin, Drezno, Monachium, jakoteż dla Krakowa, Warszawy, Moskwy i Leningradu, dla których uzyskałem niepublikowany materiał 1831—1930 dzięki Prof. Banachiewiczowi (Obserwatorium Kraków) i Dr. Inż. Matusewiczowi (P.I.H.M., Warszawa).

Analiza średnich konsekutywnych dała uderzająco zgodne i jednolite wyniki. Temperatura zimy (XII, I, II) wzrosła na wszystkich stacjach równomiernie o blisko 1° C; krańce wyznacza Monachium ze wzrostem 1,98° i Moskwa +0,53°. Temp. lata (VI, VII, VIII) z wyjątkiem Monachium (+0,59) i Leningradu (+0,08) spadła na siedmiu stacjach mniej silnie i mniej jednolicie, jak wzrosła temp. zimy. Amplituda roczna temperatury spadła powszechnie około 1,5 stopnia z wyjątkiem Kilonii, Berlina i Leningradu, gdzie jej spadek wyniósł niespełna 1°. Suma rocz-

http://rcin.org.pl

nych opadów atmosferycznych wzrosła powszechnie o 40—70 mm z jedynym wyjątkiem Berlina, gdzie spadła o 14 mm.

Z porównania średnich konsekutywnych 80-cio i 100-letnich stacji polskich i rosyjskich wynika dla 100-letniego okresu bardzo znaczny wzrost tendencji opisanych powyżej zmian klimatycznych.

Przeciętne średnie owych 9 stacji ilustrują doskonale ilościowy i jakościowy charakter owych przeobrażeń.

Przeciętna średnia	1851/80	1861/90	1871/1900	1881/1900	1891/1920	1900/30	Różnica
temp. zimy	— 3,07	— 2,87	— 2,96	— 2,67	— 2,32	— 2,12	+ 0,95 C
temp. lata	17,10	16,92	16,99	16,82	16,91	16,83	— 0,27
ampl. rocz.	20,17	19,79	19,95	19,49	19,24	18,95	— 1,22
rocz. sumy opadów	662	667	688	701	703	708	+ 46 mm

Ponieważ cyfry powyższe wykazują powszechnie ruch jednokierunkowy, przemawiają one raczej za zmianą, aniżeli za wahaniami klimatycznymi, a znamiona tego ruchu tj. ogólne złagodzenie klimatu przy równoczesnym wzroście sumy opadów wskazują jako przyczynę tej zmiany współczesne wzmożenie wpływów oceanicznych w Europie.

SUMMARY

Comparing the means of temperature of the L. Gorczyński series, 1851 — 1900 (Pam. Fizj. Warszawa 1918) with the last one, 1851 — 1930 (Klimakunde d. D. R. Berlin, 1939. Vol. II) we establish thermic changes, which in the year-means are as insignificant, that they could be easily overlooked; they show on the contrary such striking seasonal distribution, that this must be taken into consideration. The average monthly mean temp. for 17 selected stations which are in both series common are higher (+) or lower (=) in the series 1851—1930.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Average means	+ 0,50	+ 0,59	+ 0,69	+ 0,24	+ 0,64	— 0,43	— 0,12	— 0,57	— 0,45	— 0,10	+ 0,52	+ 0,84°C

http://rcin.org.pl

The figure, above demonstrate well the tendency of this climatic improvement, but dont gives idea on his chronological developement. This can be — in shortest way done by consecutive means (1851—80, 1861—90, 1871—1900, 1881—910, 1891—1920, 1900—1930). I choose for this purpose from the rich material of the „Klimakunde" following stations: Tilsit, Kiel, Berlin, Dresden, München. Thanks to the Dir. of the Observatory of Cracov, Prof. Banachiewicz, and to Dr. Eug. Matusewicz, Dir. of the Meteor. and Hydrological Institute in Warsaw I received non published data for months and years 1831—1930 for Cracow, Warsaw, Moscow and Leningrad. All these stations I name, as follow, by initial letters: T, K, B, D, M, C, W, M, L.

Below is given for all stations the balance between the last and the first consecutive mean of the period 1851—1930:

	T	K	B	D	M	Cr.	W	M	L
Winter (XII, I, II)	+ 0,74	+ 0,73	+ 0,58	+ 0,78	+ 1,98	+ 1,17 (1,24)	+ 1,10 (1,37)	+ 0,53 0,67)	+ 1,03 (1,49)*
Summer (VI, VII, VIII)	— 0,70	— 0,18	— 0,46	— 0,02	+ 0,59	— 0,29 (0,49)	— 0,40 (0,20)	— 1,01 (1,23)	+ 0,08 (0,34)*
Ann. amplitude	— 1,44	— 0,91	— 1,04	— 0,80	— 1,39	— 1,46 (1,73)	— 1,50 (1,57)	— 1,52 (1,90)	— 0,95 (1,72)*
Ann. precipitation	+ 50	+ 41	— 14	+ 48	+ 59	+ 70mm			

The average of the nine stations will demonstrate not only the general balance but will shown also the chronological steps of this climatic improvement.

Average	1851 80	1861 90	1871 900	1880 910	1891 920	1900 930	Differen.
Winter—temp.	— 3,07	— 2,87	— 2,96	— 2,67	— 2,32	— 2,12	+ 0,95
Summer—temp.	17,10	16,92	16,99	16,82	16,91	16,83	— 0,27
Amplitude	20,17	19,79	19,95	19,49	19,24	18,95	+ 1,22
Precipitation	662	667	688	701	703	708	+46mm

*) The figures in brackets corresponds to a period of 1831/1930, which are showing a serious augmentation in the demonstrated tendency of climatic improvement.

http://rcin.org.pl

As the above figures show an uniform directed movement, they correspond rather to a climatic change than to variations, and the high increase of winter temperature together with a milding tendency during the summer and consequently with a highest descent of ann. amplitude and a distinct increase of ann. precipitation proves that the last climatic improvement in Europe is caused by growing oceanic influence.

The redaction of this note was provoked by H. W. Ahlman studies on „Snow and Ice" (Geogr. Journ. 1946, Jan, Febr.), which, obliged to be hidden for four years I received as well as the „Klimakunde" thorough incidentally and in the last moment. (Sept, 1946).

---

http://rcin.org.pl

HUGO STEINHAUS

O wskaźniku stromości przeciętnej

(L'indice de la declivité)

Chcąc określić przeciętną stromość obszaru powinniśmy podzielić go na drobne części i obliczyć średnią kątów nachyleń tych części do poziomu. Praktycznie ten sposób nie wchodzi w rachubę, gdyż odczytywanie kątów z poziomic jest zbyt żmudne. Postąpimy inaczej: rozwiążemy zadanie dla stożka prostego o podstawie kołowej w sposób ścisły, ale do wzoru wprowadzimy te wielkości, które i dla ogólnego obszaru dadzą się odczytać z mapy bez trudności. Tym sposobem uzyskamy wzór użyteczny dla wszystkich obszarów.

Jeżeli s jest długością boku stożka, r promieniem podstawy, to φ = kąt nachylenia pobocznicy stożka do poziomu wyraża się przez

$$\cos\varphi = \frac{r}{s} = \frac{r^2\pi}{s\pi} = \frac{B}{P}, \tag{1}$$

gdzie B jest polem podstawy, zaś P polem pobocznicy. Wprowadźmy poziomice o małym odstępie pionowym h. Są one kołami o promieniach $r_1, r_2, \ldots$ Odstępy tych kół mierzone po pobocznicy wynoszą d i jest $a : d = \sin\varphi$. Mnożąc długości poziomic przez ich odstępy d i sumując otrzymamy pole P pobocznicy. A zatem:

$$P = d \,.\, \Sigma\, 2r_i\pi = a/\sin\varphi \,.\, \Sigma\, 2r_i\pi. \tag{2}$$

Wzory (1) i (2) dają

$$\cos\varphi = \frac{B}{h/\sin\varphi \,.\, \Sigma L_i} \tag{3}$$

gdzie L_i = długość i — tej poziomicy. Stąd wynika natychmiast

$$\operatorname{tg}\varphi = \frac{h\Sigma L_i}{B} \tag{4}$$

http://rcin.org.pl

Wzór (4) możemy przyjąć jako konwencjonalny indeks stromości przeciętnej φ dowolnego obszaru. Przytem B jest polem krainy badanej, które uzyskujemy przez planimetrowanie; jest ono zbędne, gdy kraina ma kształt regularny, t. j. jest ograniczona dwoma równoleżnikami i dwoma południkami. Sumę ΣL_i długości poziomic można obliczyć zapomocą longimetru; gdy poziomice nie mają kierunku uprzywilejowanego, wystarczy położyć longimetr *raz* i przeliczyć wszystkie przecięcia z poziomicami w obrębie obszaru, a potem pomnożyć przez 3.

Wrocław, 1 grudnia 1945.

RÉSUMÉ

L'auteur propose de calculer l'angle moyen φ de la declivitę par la formule

$$\operatorname{tg} \varphi = \frac{h \,.\, \Sigma L_i}{B}. \tag{4}$$

B signifie ici l'aire du pays examiné, h l'écart vertical de deux lignes de niveau consecutives, L_i la longueur de la i — ième ligne de niveau. La somme ΣL_i est à évaluer a l'aide du longimetre imaginé par l'auter; ce sont deux systemes de droites formant des carres aux cotés 3.16 mm; on n'a qu' à le mettre sur la carte et à multiplier par 3 le nombre d'intersections avec les lignes de niveau.

http://rcin.org.pl

HUGO STEINHAUS

O wskaźniku zgęszczenia i rozproszenia

(L'indice de la condensation)

W jednej z poprzednich prac podałem wyrażenie, które ma służyć za indeks habitacji. Chodzi o taki wskaźnik, który ilościowo ocenia zjawisko skupienia i rozproszenia. Zaproponowany wówczas wzór

$$L = \frac{\sqrt{\frac{1}{N}\left[(a_1 - s)^2 + (a_2 - s)^2 + \ldots + (a_N - s)^2\right]}}{\sqrt{s}} \tag{1}$$

jest właściwie współczynnikiem Lexisa ze statystyki: $a_1, a_2 \ldots a_N$ są to liczby domostw w każdej z N kratek, za które podzielono badany obszar, $s = \frac{1}{N}(a_2 + a_1 + \ldots + a_N)$ jest średnią liczbą domostw w kratce, więc w liczniku ułamka (1) figuruje t. zw. dyspersja empiryczna liczb a zaś w mianowniku dyspersja Bernoulli'ego. W przypadku, gdy rozkład domostw jest spowodowany hazardem, tak jakby domy były rzucane z wysoka, teorja każe oczekiwać wartości 1 dla ułamka L; gdy działają siły odpychające, które w każdej kratce osadzają jednakową liczbę domów, ułamek L staje się zerem, w przeciwnym wypadku, gdy siły przyciągające skupią wszystkie domy w jednej kratce, L będzie bliskie N, a więc duże. Indeks L zależy jednak od ilości kratek; przy bardzo subtelnym podziale, jak łatwo widać, fakt wpadnięcia domu w kratkę jest przypadkowy, a że prawdopodobieństwo jest małe, więc działa tu prawo Poissona, co stwierdzono np. badając rozmieszczenie pozorne gwiazd stałych na firmamencie. Można więc z góry oczekiwać, że L będzie bliskie jedności (przypadek dyspersji normalnej w terminologii Lexisa). W pracy cytowanej proponowałem badanie L jako funkcji boku kwadracika stanowiącego kratkę. Zamiast indeksu otrzymuje się krzywą. Jakkolwiek taki wykres charak-

http://rcin.org.pl

teryzuje głęboko typ rozmieszczenia osiedli w danym terenie, nie zadawala on geografów, którzy chcieliby mieć dla każdego obszaru jedną liczbę, której wyliczenie byłoby łatwe, a którą możnaby porównywać z liczbami uzyskanemi dla innych obszarów. Sposób polegający na ustaleniu gęstości kratek, n. p. na wzięciu kwadracików o boku 100 *m*, nie znajduje uzasadnienia w naturze zagadnienia; odległość 100 *m* jest mała w niektórych krajach, zaś duża w innych; wybór absolutnej odległości jest zamąceniem obrazu przez wprowadzenie gęstości zaludnienia, a więc wielkości, która nie należy do problematu. Dlatego postanowiłem usunąć w inny sposób ową trudność.

Dla każdego terenu istnieje naturalna wielkość kratki, a mianowicie taka, że liczba domów w kratce jest średnio 1. Kładąc $s = 1$ we wzorze (1) otrzymujemy, po podniesieniu do kwadratu,

$$x = L^2 = \frac{1}{N}[(a_1 - 1)^2 + (a_2 - 1)^2 + \ldots + (a_N - 1)^2] = \tag{2}$$

$$= \frac{1}{N}\left[\sum_{i=1}^{N} a_i^2 - 2N + N\right] = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} a_i^2 - 1.$$

Wyrażenie

$$\omega = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} a_i^2 - 1 \tag{3}$$

jest szukanym indeksem. Jego oczekiwana wartość, przy założeniu prawa Poisosna małych liczb jest 1, jak okazuje następujący rachunek:

$$E\omega = -1 + \frac{1}{N}\sum_{r=0}^{\infty} e^{-s} N \cdot \frac{s^r}{r!} r^2 = -1 + \sum_{r=0}^{\infty} e^{-1} \cdot \frac{r^2}{r!} = -1 + 2 = 1$$

Chcąc stosować indeks (3) trzeba przeliczyć liczbę domostw i podzielić przez nią pole obszaru, aby otrzymać stąd pola kwadracika. Konstrukcja kratki o zmiennym boku da się uskutecznić przy pomocy równoległobocznej ramy artykułowanej o napiętych na nią strunach; dwie ramy sprzężone odpowiednio i zaopatrzone w śrubę zmieniającą kąt boków równoległoboku można wyposażyć w podziałkę nacechowaną średniem polem w mm^2.

Indeks (3) jest niezależny od rodzaju badanych wielkości. Pozwala on porównywać nawet tak heterogeniczne zjawiska jak rozproszenie domostw z rozproszeniem leukocytów we krwi. Przeniesienie na przestrzeń nie wymaga żadnych wyjaśnień: chcąc użyć wzoru (3) dla obliczenia rozproszenia leukocytów wystarczy obliczyć jaka objętość krwi przypada na jeden leukocyt i pobrać *N* próbek krwi o tej objętości a następnie

http://rcin.org.pl

przeliczyć w każdej próbce leukocyty; tak otrzymuje się liczby a_i a z nich ω. Podajemy ten przykład dlatego, by podkreślić niezależność indeksu od wszelkich jednostek konwencjonalnych.

Gdy rozmieszczenie jest maksymalnie rozproszone, indeks jest zerem. Gdy jest przypadkowe, indeks jest 1; odwrócenie nie jest słuszne: gdy indeks jest 1, należy zbadać takze liczbę kratek w których jest po 0,1 2, 3... przedmioty; reguła Poissona daje odpowiednio 37%, 18.5%, 6% kratek, gdy rozmieszczenie jest przypadkowe.

Wrocław, 2 grudnia 1945.

RÉSUMÉ

L'auteur propose de prendre comme indice de la condensation de la habitation le nombre

$$\omega = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N} a_i^2 - 1. \tag{3}$$

On suppose que le pays à examiner à été divisé en N carrés de manière que le nombre moyen de maisons par carré soit 1. a_i étant le nombre de maisons dans l' i — iême carre, on aura $\sum_{i=1}^{N} a_i = N$. L'indice ω devient 0 pour une habitation totalement dispersé, il devient 1 pour une habitation due au hasard et il est très grand pour une habitation condensée. L'indice est un nombre absolu; il est indépendant des unités conventionelles, il peut donc servir p. e. à comparer l'habitation d'une campagne avec la disposition des étoiles de premier ordre.

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

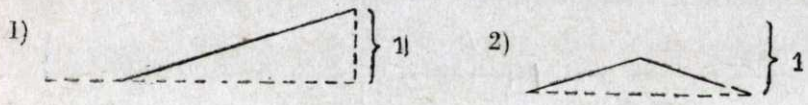
HUGO STEINHAUS

O wskaźniku ukształcenia pionowego

(L'indice de la sculpture)

Chcąc ująć zjawisko ukształcenia pionowego obszaru danego na ziemi w liczbę, w sposób praktycznie wykonalny, najlepiej użyć przekrojów pionowych. Równanie krzywej wyciętej na powierzchni ziemi przez pionową płaszczyznę krającą jest $y = f(x)$. Tu x jest odległością poziomą punktu (x, y) od obranego początku, zaś y wysokością tego punktu, liczoną od poziomu zasadniczego. Przedewszystkim trzeba uchwycić liczbowo ukształcenie krzywej płaskiej $y = f(x)$.

Najprostsze przykłady, narysowane tu jako 1) i 2) okazują, że szukanym indeksem nie jest długość,



gdyż oba przekroje mają długość jednaką, chociaż linia 2) jest bogaciej wyrzeźbiona. Zresztą długość przekrojów prowadziłaby do indeksu zbliżonego raczej do średniej stromości terenu, jak łatwo widać z przykładów. Wielkość zwana w matematyce wahaniem funkcji i określona przez $\Sigma\,|\Delta y|$ także zawodzi, jak świadczą te same przykłady: wahanie wynosi 1 w obu przypadkach.

Nazwijmy $y_0, y_1; \ldots y_n$ rzędne krzywej $y = f(x)$ odpowiadające jej minimom i maximom, co tłumaczy rysunek 3)

http://rcin.org.pl

i wprowadźmy liczbę określoną przez następujące wyrażenie:

$$\mu = \sqrt{y_1 - y_0} + \sqrt{y_2 - y_1} + \cdots \sqrt{y_n - y_{n-1}} = \sum_{i=0}^{n} \sqrt{|\Delta y_i|}.$$

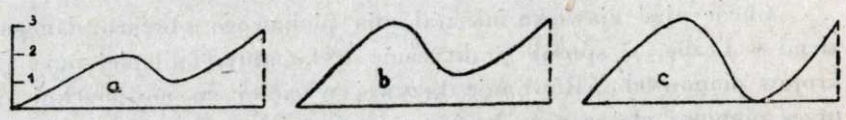
Wypróbujmy indeks μ na przykładach 1), 2). Jest

$$\mu_1 = \sqrt{1-0} = 1, \quad \mu_2 = \sqrt{\tfrac{1}{2} - 0} + \sqrt{\tfrac{1}{2} - 0} = 2\sqrt{\tfrac{1}{2}} = \sqrt{2} = 1.41.$$

a więc w przypadku 2) indeks o 41% większy.

Obliczmy jeszcze μ dla trzech profilów a), b), c) narysowanych poniżej:

4) Będzie



$$\mu_a = \sqrt{2} + \sqrt{1} + \sqrt{2} = 3.83, \quad \mu_b = \sqrt{3} + \sqrt{2} + \sqrt{2} = 4.56, \quad \mu_c = 3\sqrt{3} = 5.2,$$

co zupełnie godzi się z oszacowaniem zjawiska „na oko".

Chcąc określić indeks dla obszaru, badamy kilka przekrojów pionowych (n. p. dwa prostopadłe do siebie, wzdłuż przekątni kwadratowego terenu), bierzemy średnią μ i dzielimy przez pierwiastek z pola $|\Omega|$ obszaru Ω. Tak otrzymana liczba M

$$M = \mu / \sqrt{|\Omega|} \quad \left(= \frac{1}{k\sqrt{|\Omega|}} \sum_{j=1}^{k} \mu_j \text{ dla } k \text{ przekrojów} \right)$$

jest indeksem średniego ukształcenia terenu; jednostką tej wielkości jest m do potęgi $-1/2$ (metr do minus pół). Indeks ma tę własność, że dla terenu złożonego (n. p. z 4 kwadratów o jednakowem ukształtowaniu) jest takisam dla całości, co dla części. Wyliczenie indeksu nie wymaga obliczania odległości poziomych, lecz tylko wypisywania kot warstwic napotykanych na lineale położonym na mapie.[1])

Wrocław, 25 grudnia 1945.

---

[1]) Tu zaproponowany wskaźnik ukształcenia pionowego został użyty w pracy p. St. Szczepankiewicza p.t. „Mapa intensywności urzeźbienia okolic Wałbrzycha", za zgodą autora powyższej noty.

http://rcin.org.pl

RÉSUMÉ

L'auter propose de mesurer la richesse de la sculpture par le nombre

$$M = \mu / \sqrt{B}, \quad \mu = {}^1/_2 (\mu_1 + \mu_2).$$

B étant l'aire du terrain (que l' on suppose carié) et μ la moyenne de deux nombres, μ_1 et μ_2, qui caractérisent deux profils passant par les diagonales du carié examiné. Le plan vertical passant par une diagonale coupe le terrain suivant une courbe $y = f(x)$ (dessin 3); μ_1 est égal à

$$\sqrt{y_1 - y_0} + \sqrt{y_2 - y_1} + \ldots + \sqrt{y_n - y_{n-1}} = \sum_{i=1}^{n} \sqrt{|\Delta y_i|};$$

l'autre diagonale donne μ. Les distances horizontales de lignes de niveau n' entrent pas dans cette formule; on n' a qu' à noter les côtes maxima et minima y_i qui alternent le long du profil. L'unité de M est $m^{-1/2}$.

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

KRONIKA

† ADAM ŁUNIEWSKI

W końcu ubiegłego roku dotarła do nas smutna wiadomość o śmierci w obozie koncentracyjnym w Belsen Dr. Adama Łuniewskiego, długoletniego asystenta i adiunkta Zakładu Geologii i Paleontologii Uniwersytetu Warszawskiego. Dr. Łuniewski wywieziony został na początku powstania warszawskiego do obozu koncentracyjnego w Sachsenhausen, skąd, w czasie odwrotu Niemców, ewakuowany był do Belsen i tam zmarł, na skutek strasznych warunków, na początku lutego 1945 roku.

Dr. Łuniewski, aczkolwiek pracował naukowo w dziedzinie geologii, będąc jednym z lepszych u nas znawców jury, żywo interesował się zawsze geografią. Zresztą rozpoczął on swe studia uniwersyteckie z intencją poświęcenia się geografii i w latach 1910 — 11 był słuchaczem geografii w Uniwersytecie Paryskim, studiując u profesorów de Martonne'a i Velain'a. Po dłuższej przerwie, spowodowanej chorobą i pierwszą wojną światową, Łuniewski mógł powrócić do studiów uniwersyteckich dopiero po zorganizowaniu się polskiego uniwersytetu w Warszawie. Lecz wówczas przerzucił się na geologię, będąc jednym z pierwszych uczniów profesora Jana Lewińskiego, u którego doktoryzował się w r. 1923.

W czasie swej młodości dr. Łuniewski pracował przez szereg lat w szkolnictwie średnim jako nauczyciel geografii. Był on dobrym znawcą geologii i morfologii rejonu warszawskiego i opracował dla „Przewodnika geologicznego po Warszawie i okolicy" opis trzech wycieczek. Dr. Łuniewski położył również duże zasługi jako asystent i adiunkt Zakładu Geologii, gdzie brał żywy udział w kształceniu młodzieży i organizowaniu wycieczek studenckich. Był on członkiem-założycielem Polskiego Towarzystwa Geograficznego.

R. K.

† ALBERT DEMANGEON

Albert Demangeon (ur. w 1872 r. — um. w 1940 r.), znakomity geograf francuski, rozpoczyna swą karierę naukową w 1895 r. jako docent historii i geografii. Przez szereg lat uczy w Saint Quentin, Reims, Amiens. W 1904 r. zostaje profesorem uniwersytetu w Lille, w 1911 r. Sorbona powołuje go na katedrę,

http://rcin.org.pl

której nowy profesor nadaje nazwę katedry geografii gospodarczej. Mimo, że początkowo interesował się geografią regionalną, z której zakresu powstała jego wspaniała praca doktorska o Pikardii, obecnie stawia sobie dwa inne cele. Pierwszy — to przedstawienie jak najbardziej jasne i instruktywne dyscypliny, zwanej geografią człowieka. Drugi dotyczy geografii gospodarczej Francji. Niestety, żadna z tych prac nie została ukończona, choć autor pracował nad nimi niemal do ostatniej chwili swego życia. Ale tak jak „Pikardia" stała się wzorem monografii geograficznej, tak i te dwie, choć niedoprowadzone do końca, wyjaśniają szereg zagadnień, wzniecają zaciekawienie i pobudzają do dalszych badań.

Ważnym wkładem naukowym jest współpraca Demangeon'a z jego profesorem Vidal de la Blache w obrębie wydawnictwa Géographie Universelle. Tutaj wydaje dwa pierwsze tomy, poświęcone Wyspom Brytyjskim i Belgii z Holandią. Można je uznać za jedne z najbardziej udanych z całej serii, odznaczają się wysokim poziomem w zakresie popularyzacji, są owocem żmudnej pracy prowadzonej w Paryżu i na terenie krajów opisywanych. Po ukończeniu ich Demangeon oddaje się już całkowicie antropogeografii i drukuje szereg prac z tego zakresu o różnych aspektach łącznie nawet i z politycznym. Po wojnie 1914 — 1918 pisze „Schyłek Europy" (*Declin d'Europe*), gdzie przedstawia konsekwencje wielkiego zużycia bogactw i sił ludzkich na naszym lądzie. Również specjalną książkę poświęca Imperium Brytyjskiemu, podkreślając jego siły i słabe punkty. W tym też czasie publikuje z historykiem Fevre studium dotyczące problemów gospodarczych i politycznych Nadrenii. W 1921 r. Demangeon przyjmuje współpracę w redakcji „Annales de Géographie" i na tym polu daje dowody niezwykłej wnikliwości, inicjatywy i umiejętności jej realizacji. Zabiega o artykuły u różnych autorów, poddając im często tematy i nierzadko poprawiając następnie ich prace. Sam rok rocznie zasila „Annales de Géographie" owocami swej pracy, których narosło w ciągu 20-lecia około 100 notatek i 40 artykułów. Z nich warto wspomnieć np. studium domów we Francji z propozycją klasyfikacji typów lub pracę o potrzebie korzystania z planów katastralnych przy opracowywaniu typów wsi i wiele innych. Znany jest jego wkład w „Atlas Francji", który mu zawdzięcza bardzo wiele w zakresie map antropogeograficznych. W tym okresie również kieruje tzw. *Centre de Géographie Humaine du Conseil universitaire de la Recherche sociale*, współpracuje w układzie trzech wielkich ankiet, z czego wydrukowano już temat „Rola cudzoziemców w rolnictwie Francji" i przygotowano następny: „Struktura rolna".

Znana jest praca Demangeona na terenie międzynarodowych kongresów geograficznych, w których bierze czynny udział, zasiadając w Komisjach powoływanych przez Unię Geograficzną, przewodnicząc Komisji Osadnictwa Wiejskiego, opracowując materiały np. dla kongresu w Paryżu w 1931 r.

Wreszcie należy podkreślić jego zasługi pedagogiczne. Interesuje się szkolnictwem wszystkich stopni od najniższego powszechnego do akademickiego. Długie lata kieruje stowarzyszeniem *Société d'instituteurs*, które wydaje interesujący biuletyn, ujmujący region paryski z punktu widzenia historycznego i geograficznego. W pracach swych dba o jasność myśli, o upraszczanie problemów, aby były zrozumiałe. Nigdy jednak nie są to prace płytkie, zawsze fakty podawane są głęboko udokumentowane. Przykładem tego może być owa „Geografia gospodarcza Francji", którą już całkowicie przygotował do druku, gdy zaproponowano mu, aby umieścił ją jako część opracowania antropogeograficznego w dwóch ostatnich tomach „Géographie Universelle". Niestety poważna choroba zakaźna

http://rcin.org.pl

wywołała katastrofę. Nie dopuściła ona do wykończenia dzieła, w które autor włożył wiele trudu i umiłowania.

(Na podstawie *Bull. de l'Assotiation de Géographes Francais*, 1940).

W. Richling-Kondracka.

† SIR HOPWOOD JEANS

16 września 1946 roku umarł w wieku 69 lat sir Hopwood Jeans, znany w świecie tak ze względu na swe prace matematyczno-fizyczne, jak i głównie astronomiczne. On to analizował możliwość procesu rozpadu materii mgławicowej wskutek ruchu wirowego i był jednym z tych, którzy uważali, że hipoteza Kanta i Laplace'a nie może być słuszna. Sam podał natomiast wespół z geofizykiem Jeffreysem tzw. teorię przypływową, opartą na ogłoszonej w 1905 roku hipotezie planetezymalnego pochodzenia układu słonecznego. Wielki talent popularyzacyjny Jeans'a przyczynił się do upowszechnienia tych poglądów, gdyż nietylko podawał je w pracach specjalnych, ale i w ujęciu przeznaczonym dla ogółu interesującego się wiadomościami astronomicznymi. U nas w Polsce znane jest nazwisko Jeans'a dzięki przekładom następujących prac:

Wszechświat. Biblioteka Mathesis Polskiej, t. 4.

Niebo. Mathesis Polska. Z dziedziny nauki i techniki.

Nowy świat fizyki. Biblioteka Wiedzy t. 3.

Horyzonty nowej nauki. Biblioteka Mathesis Polskiej, t. 6.

Śmierć Jeans'a jest bolesną stratą dla nauki angielskiej, która ceniła Go wysoko, czego dowodem było powierzenie Mu w latach 1925 — 1927 prezesury Królewskiego Towarzystwa Astronomicznego, a później (1934 r.) przewodnictwa Brytyjskiego Stowarzyszenia Postępu Nauki.

W. Richling-Kondracka.

LEW S. BERG.

Dnia 14.III. 1946 roku upłynęła 70-letnia rocznica urodzin Lwa S. Berga, najwybitniejszego współczesnego geografa i biologa Z. S. R. R., prezesa Wszechzwiązkowego Towarzystwa Geograficznego w Leningradzie, mianowanego również na Walnym Zebraniu Polskiego Towarzystwa Geograficznego we Wrocławiu członkiem honorowym P. T. G. Niezwykle szeroki rozmach zainteresowań naukowych oraz wyjątkowa płodność prac badawczych jubilata zasługują na bliższe zaznajomienie się z postacią sędziwego uczonego.

Już w roku 1898, będąc dwudziestoletnim zaledwie studentem Uniwersytetu w Moskwie, wyróżniony zostaje złotym medalem za pracę na temat: „Bruzdkowanie jaj i powstanie parablasta u szczupaka". Zasadniczym trzonem zainteresowań naukowych L. Berga jest ichtiologia. Prace jego: „Ryby Turkiestanu" (1905), „Ryby dorzecza Amuru" (1909), „Ryby wód słodkich Rosji", „Systematyka ryb" (1940) są kapitalnymi wkładami do skarbnicy wiedzy światowej. Dociekania ichtiologiczne wprowadziły L. Berga w sferę zagadnień limnologicznych i spowodowały badania jezior Selety-dengyz, Aralskiego, Bałkasza, Issyk-kyla, Ładogi i innych. Monografia Morza Aralskiego, będąca tezą doktorską autora, stanowi dotychczas podstawowe źródło poznania tego obiektu.

http://rcin.org.pl

Dalszym kręgiem zainteresowań L. Berga była klimatologia. Jego pióru zawdzięczamy prace o zmianach klimatycznych w czasach historycznych (1911), „Klimat a życie" (1922) i „Podstawy klimatologii" (1938).

Poza tym L. Berg należał do twórców wiedzy o klasyfikacji i dynamice krajobrazów i był założycielem szkoły naukowej geograficznej Z.S.R.R. Czołowymi pracami L. Berga w tej dziedzinie są: „Przyroda Z. S. R. R", (1938) i „Strefy krajobrazowe Z. S. R. R." (1936).

Bardzo cenne są również publikacje L. Berga z dziedziny historii wiedzy geograficznej. Należą do nich: „Szkic rozwoju rosyjskiej wiedzy geograficznej", (1929), „Odkrycie Kamczatki i wyprawy Beringa", „Zarys dziejów rosyjskich odkryć geograficznych", „Stulecie Wszechzwiązkowego Towarzystwa Geograficznego 1845 — 1945".

Ogólny dorobek naukowy L. Berga stanowi ponad 470 prac drukowanych z dziedzin już wzmiankowanych oraz z biogeografii, geomorfologii, gleboznawstwa, geologii, paleontologii, hydrobiologii, glacjologii, petrografii skał osadowych, etnografii, historii różnych gałęzi wiedzy geograficznej i biologicznej, oraz biografii wielu wybitnych uczonych i podróżników.

Miarą rozgłosu i uznania dla tak wszechstronnego talentu badawczego i syntetycznego mogą być liczne odznaczenia i tytuły przyznawane przez instytucje naukowe rosyjskie i zagraniczne. Jest on posiadaczem dwóch medali złotych Wszechzwiązkowego T-wa Geograficznego, złotego medalu Azjatyckiego Towarzystwa Indyjskiego oraz wielu orderów i odznak.

Lew Berg jest członkiem Akademii Nauk Z. S. R. R., nosi tytuł zasłużonego działacza naukowego, mianowany został członkiem honorowym Wszechzwiązkowego T-wa Geograficznego i wielu innych towarzystw naukowych radzieckich jak również kilku towarzystw naukowych Ameryki, Anglii, Czechosłowacji i t. d. W roku 1946 mianowany został członkiem honorowym Polskiego Towarzystwa Geograficznego.

Paweł Ordyński.

STULECIE TOWARZYSTWA GEOGRAFICZNEGO Z. S. R. R.[1])

W październiku 1945 r. minęło sto lat od czasu założenia Rosyjskiego — obecnie Wszechzwiązkowego — Towarzystwa Geograficznego.

Towarzystwo to, czwarte z kolei na świecie co do czasu założenia, już od pierwszych lat swego istnienia staje się, obok starszych od siebie towarzystw geograficznych: Paryskiego, Berlińskiego i Brytyjskiego, oraz o siedem lat młodszego Nowojorskiego, jednym z głównych światowych ośrodków badań geograficznych.

Towarzystwo założone zostało w roku 1845 w Petersburgu, przez czynną tam grupę znakomitych już wówczas eksploratorów, z badaczem Nowej Ziemi i Morza Barentsa admirałem Litke, badaczem polarnych wybrzeży Syberii admirałem Wranglem, badaczem Pacyfiku Kruzenszternem, oraz badaczem Syberii A. Middendorfem na czele; prócz tego do grona

[1]) Berg, L. S.: Wsiesojuznoje Geograficzeskoje Obszczestwo za sto let. Moskwa-Leningrad Akademia Nauk S.S.S.R., — Tenże: Letopiś Georaficzeskogo Obszczestwa za 1845 - 1945 gody. Izwiestia Wsiesojuznogo Geograficz. Obszcz., 1946.- Siemionow, P.P.: Istoria połuwiekowoj diejatielnosti Russkogo Geogr. Obszcz., 3 tomy, Petersburg 1896. — Kaulbars, N.V.: Aperçu des travaux géographiques en Russie - Congrès International de Géographie, Paris 1889.

http://rcin.org.pl

założycieli Towarzystwa należeli profesorowie uniwersytetu petersburskiego: ekonomista K. Arsieniew, etnograf a później również słynny geograf K. Bär, geolog G. Helmersen, statystyk P. Köppen i astronom W. Struve; wybitną rolę grał tu również znakomity zbieracz przysłów i bajek rosyjskich, autor pierwszego rozumowanego słownika rosyjskiego, Wł. Dahl. Za główne zadanie nowego Towarzystwa założyciele uważali „zbieranie możliwie kompletnych i pewnych wiadomości" o ich kraju, oraz rozpowszechnianie w nim „gustu i zamiłowania do geografii, statystyki i etnografii".

Założyciele zwrócili się z wezwaniem do ogółu wykształconych rodaków oraz prosili o opiekę monarszą, powołując się na ważność swego zadania i ogromny jego zakres. Istotnie, moment ówczesny był dla rozwoju geografii w Rosji ze wszech miar sprzyjający. Odziedziczenie po podbojach poprzednich dwóch stuleci olbrzymich przestrzeni azjatyckich i tysięcy kilometrów wybrzeży mało jeszcze wówczas znanych mórz północnych i wschodnich stawiało badaczy rosyjskich wobec olbrzymich zadań, a uzyskanie przez Rosję, dzięki świeżemu zdobyciu krajów bałtyckich z Dorpatem, dobrze już rozwiniętego środowiska uniwersyteckiego dawało ich pracom możność osiągnięcia wysokiego poziomu. Ponieważ dalej poznanie kraju leżało w interesie państwa, więc prace te uzyskać mogły bezzwłoczną i szeroko zakrojoną pomoc państwową.

W takich warunkach działalność młodego Towarzystwa rozwinęła się szybko. Już w pierwszym roku zajęto się przygotowaniem wielkiej ekspedycji do północnego Uralu, terenu subarktycznego, odgrodzonego od rdzennych obszarów Rosji nieprzebytą tajgą i przedstawiającego jeszcze wiele zagadek dla nauki. Równocześnie Towarzystwo zajęło się będącymi już w toku badaniami, świeżo przez Rosję opanowanych terytoriów: stepów kirgiskich i Alaski. W drugim roku swego istnienia Towarzystwo wyłoniło komisję celem ustalenia rosyjskiej terminologii geograficznej, a w trzecim — wydało pierwsze dwie instrukcje do systematycznych prac terenowych, a mianowicie do zbierania nazw geograficznych i do spostrzeżeń fenologicznych, których zestawienie opublikowano w sześć lat później p. t. „Sielskaja letopiś" (kronika wiejska).

Równocześnie Towarzystwo przystąpiło na wielką skalę do studiów etnograficznych, które w warunkach rosyjskich stanowiły sprawę szczególnie ważną i pilną, a to ze względu zarówno na konieczność poznania licznych plemion i narodowości, rozproszonych na wielkich przestrzeniach państwa rosyjskiego, jak i na to, że cechy etniczne tych ludów, rozpływających się stopniowo w „rosyjskim morzu" mogły znajdować się już w stadium zaniku. Już w roku 1851 wydana zostaje na podstawie tych badań czteroarkuszowa mapa etnograficzna Rosji Europejskiej P. Köppena, zastąpiona później (w r. 1875) przez takąż mapę A. Ritticha.

W roku 1849 przyjęty został i zatwierdzony ostateczny statut Towarzystwa, które otrzymało wówczas nazwę „cesarskiego". Cel Towarzystwa określono jako „zbieranie, opracowywanie i rozpowszechnianie w Rosji wiadomości geograficznych, etnograficznych i statystycznych", i w związku z tym wyłoniono w nim cztery wydziały: geografii matematycznej, geografii fizycznej, etnografii oraz statystyki. Poza tym powołano do życia komitet redakcyjny, odpowiedzialny za wydawnictwa Towarzystwa. Oprócz głównego swego organu „Wiestnika Russkogo Geograficzeskogo Obszczestwa", który w roku 1865 zastąpiony został przez „Izwiestja R. G. O." Towarzystwo wydawało krótkie „Zapiski" oraz roczne „Sprawozdania", od czasu do czasu również większe prace monograficzne, przede wszystkim wydany w latach 1853 — 56 „Północny Ural wraz z grzbie-

http://rcin.org.pl

tem brzegowym Paj-Hoj". Poza tym w roku 1851 wydany został „Zbiór wiadomości statystycznych o Rosji", powtarzany jeszcze dwukrotnie; od roku 1853 ukazuje się „Etnograficzeskij sbornik"; pierwszy zastąpiony zostaje od roku 1866 przez „Zapiski R. G. O. po otdieleniu statistiki", drugi, od roku następnego — przez takież „Zapiski . . . po otdieleniu etnografii". Wreszcie w tymże roku 1867 ukazuje się też pierwszy tom „Zapisek R. G. O. po obszczej geografii" t. j. z dziedziny geografii ogólnej: organ ten poświęcony zostaje nietylko tematom ogólnogeograficznym, ale również rezultatom badań, przeprowadzonych przez Towarzystwo poza granicami państwa rosyjskiego.

W roku 1851 Towarzystwo założyło pierwszy swój oddział prowincjonalny — w Tyflisie, na świeżo przez Rosję zdobytym Kaukazie. Już od roku następnego wychodzą tam odrębne „Zapiski Kawkazskogo Otdiela". W tymże roku założono drugi oddział — syberyjski, w Irkucku; oddział ten już w rok po swoim powstaniu zorganizował wielką, trzyletnią ekspedycję naukową na rzekę Wiluj, a następnie w dorzecze górnego Amuru, pod kierownictwem R. Maaka; rezultaty w postaci czterech tomów opisu i siedmioarkuszowej mapy, opublikowane zostały w latach 1864 — 74. W tymże czasie — po roku 1863 — rozpoczął tu swą działalność szereg badaczy polskich — zesłańców politycznych (A. Czekanowski, I. Czerski, B. Dybowski, W. Godlewski, E. Piekarski, W. Sieroszewski, K. Wołłosowicz).

W centrali Towarzystwa rozpoczął w tym czasie działalność młody, energiczny i wysoce uzdolniony geograf Piotr Siemionow, uczeń Humboldta i Rittera. Rozpoczął on pracę nad rosyjskim przekładem „Ziemioznawstwa Azji" tego ostatniego, a równocześnie dokonał szeregu podróży eksploracyjnych, przede wszystkim na obszarze gór Tian-Szań; w rezultacie przekład „Ziemioznawstwa", wydany przez Towarzystwo w dziesięciu tomach w latach 1858—1895, stał się w większej swej części pracą oryginalną. Temuż Siemionowowi zawdzięcza swe ukazanie się w latach 1863—85 pięciotomowy „Geograficzno-statystyczny słownik Imperium Rosyjskiego", a później — pomnikowa, szesnastotomowa „Rosja", w której współpracowała większość czołowych geografów rosyjskich, a z Polaków — Wł. Massalski, który opracował tom poświęcony Turkiestanowi.

Z dalszych imprez centrali Towarzystwa wymienić należy przede wszystkim pięcioletnią ekspedycję wołżańsko-kaspijską pod kierunkiem K. Bära (1853—57), mającą na celu zbadanie warunków tamtejszego rybołówstwa; w czasie tej ekspedycji Bär sformułował swe słynne prawo, dotyczące podmywania prawych brzegów rzek na skutek obrotu ziemi. W tychże latach sporządzono staraniem Towarzystwa szczegółowe mapy topograficzne dwóch gubernii środkowej Rosji; przeprowadzono badania jarmarków ukraińskich, jako aparatu rozprowadzającego wyroby przemysłu środkowo-rosyjskiego po południowych częściach państwa (J. Aksakow, 1854—58); dokonano licznych studiów etnograficznych i opublikowano szereg monografij z tej dziedziny; zorganizowano pierwsze próbne spisy ludności w szeregu miast; przystąpiono do badań z dziedziny geografii historycznej, w postaci opracowań dawnych ksiąg spisowych; wydano wreszcie wielką dwunastoarkuszową mapę Rosji Europejskiej w skali 1 : 1 680 000, która posłużyła następnie za podkład do całego szeregu innych prac.

Największe jednak wysiłki wkładano w badania azjatyckie. W latach 1862—64 K. Struve i G. Potanin przeprowadzają eksplorację dorzeczy Irtyszu i Zajsanu, a następnie graniczącej z nimi chińskiej prowincji Tarbagataj; w roku

http://rcin.org.pl

1864 Oddział Syberyjski organizuje badania fizjogeograficzne w dorzeczu rzeki Sungari, pod kierownictwem Piotra Kropotkina. W roku 1865 wychodzi z druku dwutomowa monografia okręgu jenisiejskiego. W roku następnym wyruszają z ramienia Oddziału Syberyjskiego aż dwie naraz ekspedycje: olekmińsko-witymska pod kierunkiem Kropotkina, oraz turuchańska, prowadzona przez inżyniera-górnika Łopatina i historyka Szczapowa. Od roku 1869 Benedykt Dybowski z Wiktorem Godlewskim prowadzą badania Bajkału: równocześnie przystępuje do badań geologicznych gubernii Irkuckiej Aleksander Czekanowski, oraz rozpoczyna swą karierę eksploracją dorzecza Ussuri najsłynniejszy z podróżników rosyjskich — Mikołaj Przewalski.

Ostatnia trzecia część XIX stulecia — to okres największego rozwoju prac Towarzystwa. W ciągu tego czasu powstają oddziały Towarzystwa w Wilnie (w r. 1867), Orenburgu (1868), Kijowie (1873), Omsku (Oddział Zachodnio-Syberyjski, 1877), Chabarowsku (Oddział Amurski, 1894), Taszkencie (Oddział Turkestański, później Środkowo-Azjatycki, 1898). Zorganizowane zostają wielkie, światowej miary wyprawy eksploracyjne, przede wszystkim do gór środkowo-azjatyckich i Mongolii wraz z przyległymi częściami Chin i Tybetu, pod kierunkiem Przewalskiego (cztery wielkie podróże w latach 1870—73, 1876—7, 1879—80 i 1883—5), Muszkietowa (geologiczna, na Ałaj i Pamiry, 1877), Siewiercowa (w tymże roku), Piewcowa (1878—9 oraz 1889—90, wraz z Karolem Bohdanowiczem), Grąbczewskiego (1888 i 1890), Grum-Grzymajły (1889—90), Pozdniejewa i Obruczewa (1892), Roborowskiego (1893—5). Na Syberii pracują ekspedycje Majdla (1869—70, w kraju Czukczów), Aminowa (1878, na dziale wodnym między Obią a Jenisiejem, celem zbadania możliwości przeprowadzenia kanału), meteorologiczna do delty Leny i na Nową Ziemię w r. 1881—2 (w ramach akcji międzynarodowej), ochocko-kamczacka K. Bohdanowicza (1896—7); prócz tego prowadzą tu badania geologiczne Czerski i Obruczew, antropologiczne — Talko-Hryncewicz, etnograficzne, — Sieroszewski („Jakuci" — praca odznaczona w r. 1896 wielkim medalem złotym Towarzystwa). Polarne kresy Imperium badają, poza wspomnianymi tu meteorologami, E. Toll (Wyspy Nowosyberyjskie, 1893) oraz A. Wilkicki (ujście Jenisieju i przyległe części Morza Lodowatego, 1894).

W Rosji Europejskiej zorganizowana zostaje w roku 1867 ekspedycja do badania handlu zbożowego (wydała ona swe prace drukiem w latach 1870—76); na Ukrainie w latach 1869—70 — ekspedycja etnograficzno-statystyczna pod kierunkiem P. Czubińskiego; liczne badania etnograficzne przeprowadzane zostają w rdzennej Rosji, a nawet i za granicą (Mazury, Pomorze) przez A. Hilferdinga i innych członków Wydziału etnograficznego. Do współpracy w tych badaniach wciągnięte zostają najszersze warstwy społeczeństwa, dla których wydawane są odpowiednio przystępne instrukcje i kwestionariusze, a od roku 1890 również i czasopismo popularyzacyjne („Żywaja Starina").

W taki sam sposób korzysta ze współpracy oświeconego ogółu powołana w roku 1870 komisja meteorologiczna Towarzystwa. Niezależnie od współpracy wybitniejszych specjalistów, z G. Wildem i Aleksandrem Wojejkowem na czele, komisja ta rozpoczęła swoją działalność od badań nad burzami i zamarzaniem rzek, opartych na kwestionariuszach rozsyłanych do aików. Stopniowo komisja ta stała się ośrodkiem skupiającym ogół me-

http://rcin.org.pl

teorologów rosyjskich, wydając do roku 1891 czasopismo „Meteorologiczeskij Wiestnik".

Badania hydrograficzne prowadzone były przez Towarzystwo do roku 1867 — na morzach Kaspijskim i Azowskim, a później — na morzach Czarnym oraz Lodowatym, gdzie szczególnie zasłużył się N. Knipowicz. W dziedzinie limnologicznej Towarzystwo czynne było zaczynając od roku 1887, gdy opublikowało „Program dla zbierania danych o wysychaniu jezior", co urzeczywistniono również przy pomocy szerokich kół społeczeństwa, oraz „Instrukcję dla badania jezior", początkowo napisaną dla Towarzystwa przez znakomitego badacza szwajcarskiego F. Forela, a później uzupełnioną przez Juliusza Szokalskiego. W roku 1898 zaczyna swą działalność w tej dziedzinie Leon Berg, prowadząc na wielką skalę badania jezior rosyjskiej Azji środkowej. W dziedzinie badania rzek Towarzystwo organizuje w r. 1874 wielką ekspedycję na Amu-Darię, a w r. 1878 wysyła B. Anisowa na dział wodny Obi i Jenisieju; w roku 1896 wydana zostaje „Instrukcja dla badania i opisywania rzek". W dziedzinie wreszcie glacjologicznej czynny jest znakomity geolog I. Muszkietow, który sporządza instrukcje do obserwowania lodowców (1892) i wiecznej zmarzliny gruntu (1895).

W dziedzinie geologicznej Towarzystwo mniej jest już czynne jako organizator badań (którą to rolę spełnia w Rosji Komitet Geologiczny), ale drukuje obszerne z nich sprawozdania (prace Bohdanowicza, Czerskiego, Czernyszewa, Muszkietowa, Obruczewa). Od roku 1880 czynna jest też w łonie Towarzystwa komisja sejsmologiczna, która zakłada szereg własnych stacyj, publikuje instrukcje i sporządza katalog trzęsień ziemi Imperium rosyjskiego (1893); Komisję tę przejęła w następstwie Akademia Nauk. Podobnie zajmowało się Towarzystwo badaniami magnetyzmu ziemskiego.

W zakresie kartografii Towarzystwo publikuje, prócz licznych map specjalnych o których była już mowa, drugie wydanie ogólnej mapy Rosji Europejskiej, w skali 1 : 1.680.000 oraz opartą na tym podkładzie pierwszą szczegółową mapę hipsometryczną Rosji Europejskiej, opracowaną przez generała A. Tillo na podstawie zebranych przez niego rezultatów wszystkich dokonywanych w Rosji pomiarów i zdjęć, w ogólnej ilości 51 385 punktów wysokościowych (r. 1890, specjalny dodatek do „Izwiestij R. G. O."). Ta ostatnia mapa, dając zupełnie nowy obraz urzeźbienia Europy Wschodniej, gruntownie zmieniła istniejące w tej kwestji zapatrywania.

W dziedzinie geografii historycznej Towarzystwo starało się wykorzystać i udostępnić najcenniejsze materiały, zachowane z czasów dawnego carstwa moskiewskiego, a mianowicie „piscowyje knigi" (księgi spisowe) i „knigę bolszogo czerteża", t. j. tekst opisujący treść wielkiej mapy państwa, wykonanej około r. 1552 z rozporządzenia cara Iwana Groźnego. Część tych materiałów, obejmująca obszar Rosji środkowej oraz gubernie: Smoleńską i Witebską, została opublikowana pod redakcją N. Kałaczowa w latach 1877—1895; druga część obejmująca opis rosyjskich wybrzeży Morza Lodowatego, przez E. Ogorodnikowa w latach 1869 — 1882. Poza tym w publikacjach Towarzystwa znajdujemy kilka studiów o podróżach, dokonanych na obszarach Rosji w XVII i XVIII w.

W dziedzinie geografii regionalnej czynnym był w łonie Towarzystwa przede wszystkim P. Siemionow, o którego pracach mówiliśmy

http://rcin.org.pl

już wyżej. Cenny maerial przedstawiają w tej dziedzinie rezultaty wielkich ekspedycyj Towarzystwa, opublikowane w postaci monografij przez Przewalskiego (Mongolia i kraj Tangutów, 1875—6; od Kuldży za Tian-Szań i na Łob-Nor, 1878; z Zajsanu do Tybetu i źródeł Rzeki Żółtej, 1883; od Kiachty do źródeł Rzeki Żółtej, 1888), Piewcowa i Bohdanowicza (Prace ekspedycji tybetańskiej, 1892—95), Potanina (Tangucko-tybetańskie kresy Chin i Mongolia środkowa, 1893), Grum-Grzymajły (Chiny Zachodnie, 1896—1907), Pozdniejewa (Mongolia, 1896—8), Obruczewa (Azja Środkowa, Chiny północne i Nan-Szań, 1900), oraz w licznych artykułach „Izwiestij" i „Zapisek". Należy tu też wspomnieć i o niektórych publikacjach wydziału statystycznego Towarzystwa, jak w szczególności „Primorskaja Oblast" P. Unterbergera (rok 1900).

Całkiem odrębne miejsce w dziejach Towarzystwa zajmuje działalność pioniera kolonialnego, Mikołaja Mikluchy-Makłaja. Duch niespokojny, usunięty z gimnazjum a następnie i z Uniwersytetu petersburskiego, uczeń Haeckla, z którym odbył w roku 1866 podróż na Wyspy Kanaryjskie, proponuje on Towarzystwu w trzy lata potem, jako 23-letni młodzieniec, wysłanie go w celach badawczych na Nową Gwineję i osiąga swój cel, otrzymując ponadto pomoc holenderskiego Ministerstwa Kolonij oraz Admiralicji brytyjskiej. Podróż jego, w której prócz prawie nieznanej jeszcze wówczas ludożerczej Gwinei zwiedził on całą Indonezję, Malakkę, Filipiny i Australię, trwała lat 12 (1871—1882); po powrocie do kraju rozwija on działalność, zmierzającą do objęcia wschodniej części Nowej Gwinei przez Rosję jako kolonii, czemu jednak przeciwstawia się rząd.

W wieku XX działalność Towarzystwa zmienia nieco charakter. Organizacja ekspedycyj badawczych przechodzi coraz bardziej w ręce instytucyj specjalnych: Komitetu Geologicznego, Urzędu Przesiedleńczego, placówek Akademii Nauk, a po rewolucji — również Instytutu Arktycznego, Komitetu Północnej Drogi Morskiej i Instytutu Hydrologicznego. Inicjatywie Towarzystwa zawdzięczają swe urzeczywistnienie wyprawy Cybikowa do Tybetu (1900—1902, religioznawcza), Szmidta do Korei i na Sachalin (1900—01), Obruczewa do Azji Środkowej i Chin (w tychże latach), Żytkowa na półwysep Kanin (1902), Kozłowa do Mongolii (1900—01 i 1907—09), Riabuszyńskiego na Kamczatkę (1908—10), Żytkowa na Półw. Jamal (1908). Po pierwszej wojnie światowej i rewolucji działalność Towarzystwa rozwija się znów od roku 1923, pod przewodnictwem J. Szokalskiego, a od roku 1931 — Mikołaja Wawiłowa. Zorganizowane zostają wówczas wielkie wyprawy P. Kozłowa do Mongolii i Tybetu, i B. Gorodkowa na dział wodny Obi i Tazu. Na nich jednak kończy się lista wielkich ekspedycyj Towarzystwa. Rośnie natomiast ilość badań przedsiębranych indywidualnie: z tych ostatnich eksploracje o szerszym zakresie organizowane są przez S. Grigoriewa (na półwyspie Kolskim), N. Urwancewa (na półwyspie Tajmyr), S. Obruczewa (Arktyka, Góry Wierchojańskie, odkrycie Gór Czerskiego). Rośnie też ilość publikacyj Towarzystwa. Ruchliwy oddział wschodnio-syberyjski zakłada aż dwa czasopisma etnograficzne, jedno naukowe (Biuletyn etnogr. oddziału wsch.-syb.), drugie popularne (Sibirskaja Żywaja Starina). Powstają liczne nowe oddziały: w Jakucku (już w r. 1913, publikacje od 1923), Archangielsku, Aszchabadzie, Czelabińsku, Eriwaniu, Ojrot-Turze, Petropawłowsku na Kamczatce, Petrozawodzku, Symferopolu. Badania naukowe ześrodkowują się w komisjach Towarzystwa (prócz istniejących dawniej — geomorfologiczna, fenologiczna, hydrologiczna,

http://rcin.org.pl

glebożnawcza, lotnych piasków, wód i lasów, aerofotogrametryczna, dydaktyczna i propagandowa). Powstają poza tym nowe wydziały: biogeograficzny, szkolno-metodyczny oraz dziejów geografii. Wydział statystyczny przetwarza się w wydział geografii gospodarczej.

Z prac badawczych na większą skalę należy z omawianego okresu wymienić przede wszystkim hydrograficzne, prowadzone na Morzu Lodowatym przez Knipowicza (odkrycie szeregu rozgałęzień Golfstromu, ważnych ze względów rybackich, 1904—6), na Czarnym przez Szokalskiego (1924—27). Badania jezior prowadzone są głównie przez Szokalskiego (Ładoga) i Berga (Jez. Aralskie, Bałchasz i inne środkowo-azjatyckie). Rozwijają się badania glacjologiczne (Wardanianc), paleograficzne (K. Markow) i geomorfologiczne (Sokołow, S. Obruczew, B. Połynow, S. Kalesnik). W dziedzinie geografii roślin czynni są Tanfiliew, Kryłow, Wawiłow oraz Józef Paczoski. Zjawiają się pierwsze — od czasów działalności Wojejkowa — prace z dziedziny antropogeografii (W. Siemionow, G. Kowalewski, M. Wawiłow). Rozwija się ruch w dziedzinie dydaktyki geografii, zapoczątkowany w Rosji już w końcu XIX w. przez E. Petri'ego. Kartograficzna działalność Towarzystwa wyraża się w opracowaniu map dolnego biegu rzeki Taz (R. Kols, 1931) i współpracy w opracowaniu „Wielkiego Sowieckiego Atlasu Świata", a także nowego „Atlasu Morskiego". Towarzystwo przyczynia się wreszcie znakomicie do skoordynowania rosyjskich prac geograficznych, zwołując w roku 1933 do Leningradu pierwszy wszechzwiązkowy zjazd geografów [1].

Siedzibą Towarzystwa pozostaje nadal Leningrad. W czasie oblężenia 1942—44 r. lokal jego stale był czynny, mimo że ucierpiał nieco od bombardowania. Biblioteka zawiera 200 000 tomów oraz bezcenne rękopisy, opisane przez D. Zielenina (Opisanje rukopisiej archiwa Geogr. Obszcz., 3 tomy, 1914—16).

Wielkiemu bratniemu Towarzystwu, w którym żywe są jeszcze wspomnienia o licznych jego współpracownikach-Polakach, życzymy dalszego świetnego rozwoju.

St. Pietkiewicz.

GEOGRAFIA WE FRANCJI PODCZAS WOJNY.

Geografia francuska poniosła podczas wojny znaczne straty. Ubył szereg wybitnych uczonych, zmarłych czy zamęczonych przez Niemców, jak:

A. Albitreccia (autor niedawno publikowanej pracy o Korsyce),

J. Ancel (profesor Sorbony, umarł w obozie koncentracyjnym; interesował się Polską, z której przykłady zamieszczał w swych pracach np. „Géographie de la frontière" i „Géopolitique".),

H. Baulig (wybitny morfolog, profesor uniwersytetu w Strassburgu, więziony przez szereg miesięcy),

P. Camena d'Almeida (znał język polski, umieszczał recenzje o polskiej literaturze geograficznej w „Bibliographie Géographique"),

E. Colin (wydawca „Bibliographie Géographique Internationale"),

A. Demangeon (profesor Sorbony, zob. nekrolog str. 107),

L. Gallois (jeden z pierwszych uczniów Vidal de la Blache'a),

---

[1]) Ob. Przegląd Geograficzny, t. XIII. str. 196-199.

http://rcin.org.pl

P. Labbé (badacz Azji środkowej),
Th. Lefebvre (profesor uniwersytetu w Poitiers, zamordowany przez Niemców po długotrwałym więzieniu),
R. Musset (profesor uniwersytetu w Caen, dwa lata był w obozie w Buchenwaldzie),
Ch. Rabot (znawca Skandynawii),
Ch. Robert-Muller (interesował się życiem rybaków),
J. Sion (profesor uniwersytetu w Montpellier),
C. Vallaux (znakomity oceanograf).

Praca naukowa i wydawnicza była krępowana tak przez warunki okupacji wogóle, jak i przez cenzurę niemiecką, oraz brak papieru, utrudniający publikacje. Toteż czasopisma geograficzne przestały wychodzić poza „Annales de Géographie", które ukazywały się jednak w zmniejszonej objętości i rzadziej (nie 6 a 4 rocznie), a po połączeniu z „La Géographie" przybrały nazwę „Annales de Géographie. Bulletin de la Société de Géographie". Zamieszczone tu artykuły (w liczbie 45) i notatki (ponad 50) oparte są na badaniach i podróżach przedwojennych.

Pozatem na prowincji mogły jeszcze przynajmniej przez pewien czas wychodzić biuletyny towarzystw geograficznych, np. w Lille, Lionie, Tuluzie oraz inne jak „Revue de Géographie Alpine", „Bulletin de la Société languedocienne de Géographie", „Revue géographique des Pyrénées et du Sud-ouest".

W całości produkcji z okresu 1940 — 1944 uderza przewaga geografii regionalnej, co jest wynikiem kierunku studiów na uniwersytetach, gdzie przeważnie geografia miała przed wojną jedną katedrę i profesor jej musiał wprowadzać studentów we wszystkie gałęzie wiedzy swej specjalności. Tylko w Sorbonie było 5 katedr geografii (geografia fizyczna, gospodarcza, antropogeografia, regionalna i kolonialna), a w Lionie i Strassburgu po 2. Od 1943 roku Bordeaux ma dwie katedry, a obecnie również i Rennes i Lille. Spis prac doktorskich z okresu wojny obejmuje niemal wyłącznie tematy regionalne tak z terenu Francji jak i pozaeuropejskiego, przyczym geografia fizyczna danego obszaru jest przeważnie szeroko uwzględniona. Ważną odrębną pozycję stanowi Em. de Martonne'a „La France" w VI-ym tomie „Géographie Universelle". Jest to praca oparta na 50-cioletnich badaniach geografów francuskich w zakresie geografii fizycznej poszczególnych okolic kraju. Poza nią można przytoczyć jeszcze szereg innych, dotyczących tak geografii człowieka wogóle, jak i specjalnie geografii politycznej, nieco książek popularnych jak np. Romanowski „Le Spitzberg et la Siberie du Nord", Bruét „Alaska", Chabot — „La Bourgogne"

Co do podróży badawczych, to jednak mimo wojny można podać jedną w tereny obrzeżające Tybet (Guibaut w r. 1940), drugą — w Andy Peruwiańskie (B. Flonoy, J. de Guébriant, F. Matter w latach 1941 i 1942), a zaraz po uwolnieniu kraju do Chile, Kambodży i nad górną Amazonkę.

W studiach geograficznych obecnie zaznacza się wyraźna poprawa, zgłasza się więcej studentów na tę specjalność, stworzono nowy rodzaj dyplomu „Certificat d'études superieures de cartographie". Większą wagę niż przed wojną przywiązuje się do geografii kolonialnej i powstają nowe katedry z tego zakresu. Nowy rodzaj docentury geografii (niezależnej od historii) może zachęcić młodych nauczycieli, którzy zechcą iść drogą samodzielnych badań.

(Na podstawie *Geographical Journal*, CVII, Nr. 1—2, 1946).

W. Richling-Kondracka

http://rcin.org.pl

GEOGRAFIA W STANACH ZJEDNOCZONYCH PODCZAS WOJNY.

Nauczanie geografii i badania geograficzne przed wojną miały w U.S.A. znaczenie drugorzędne. Geografia nie była przedmiotem samodzielnych studiów uniwersyteckich, ale przedmiotem pobocznym — przy studium geologii, lub nauk politycznych czy ekonomicznych. Wielcy geografowie amerykańscy jak W. M. Davis, Douglas Johnson czy Isaiah Bowman byli bardziej znani zagranicą niż w U. S. A. Do roku 1941 żaden z uniwersytetów we wschodnich stanach nie miał samodzielnego wydziału geografii.

Z chwilą przystąpienia U. S. A. do wojny w grudniu 1941 roku stan rzeczy ulega radykalnej zmianie. Od tego czasu datuje się wielki rozwój geografii amerykańskiej. Przystąpienie U.S.A. do wojny wywołuje potrzebę zapoznania społeczeństwa z geografią. Trzeba zaznajomić z geografią obcych krajów żołnierzy, którzy w nich mają walczyć, oraz przygotować specjalistów regionalnych amerykańskiej administracji na terenach, będących w zasięgu działań militarnych U. S. A. Wojna spowodowała też pewne ograniczenia gospodarcze, a w związku z nimi zainteresowanie społeczeństwa geografią gospodarczą. Trzeba więc było wytłumaczyć społeczeństwu geograficzne przyczyny braku kauczuku, cukru czy kawy, oraz trudności transportowych. Następnie miały miejsce lądowania wojsk U. S. A. w różnych, egzotycznych dla Amerykanów krajach — w Nowej Gwinei, na Wyspach Salomona, w Afryce Północnej Francuskiej. W miarę postępu działań wojennych zainteresowanie geograficzne społeczeństwa zwraca się ku pustyni Libijskiej, Kaukazowi, południowo-wschodniej Europie (Wołga i Stalingrad), ośrodkom przemysłowym Europy.

To zainteresowanie społeczeństwa geografią — najpierw budzone przez rząd w celu spopularyzowania idei wojny w obozie aliantów, następnie podsycane rozwojem działań wojennych znajduje swój wyraz w ożywieniu ruchu geograficznego. Państwo ujęło w swe ręce kierownictwo tego ruchu — mamy tu niewątpliwie do czynienia z pierwszym wypadkiem „geografii kierowanej" na szeroką skalę. Od wiosny 1943 armia lądowa szkoli „specjalistów regionalnych" na rozmaitych uniwersytetach. W związku z tym dziesiątkom tysięcy studiujących należy dostarczyć dostatecznej ilości wykładowców i podręczników.

Wszystkie te zjawiska wykazują społeczeństwu doniosłość geografii. Na uniwersytecie Johna Hopkins'a w Baltimore powstaje autonomiczny wydział geografii, którego twórcą i kierownikiem jest zasłużony geograf — rektor tegoż uniwersytetu — Isaiah Bowman. Inicjatywa Bowmana znajduje żywy oddźwięk na innych uniwersytetach, gdzie powstają wydziały, lub choćby tylko katedry geografii.

Wielu fachowców jest zajętych w biurach Waszyngtonu — rząd bowiem stworzył tu wielki ośrodek badań geograficznych, który w okresie największej „koniunktury" liczył około 300 geografów. Powstały tu liczne mapy i prace naukowe, które — gdy zostanie z nich usunięta pieczęć tajności — wzbogacą ogromnie naszą znajomość kuli ziemskiej. Wielkie postępy poczyniła geografia i fotogrametria lotnicza, dostarczając szeregu zdjęć niedostępnych dla dawnych metod.

Jedną z najczynniejszych instytucji jest „American Geographical Society" w Nowym Jorku. Prace tego Towarzystwa odznaczają się bardzo wysokim poziomem. Wydawanie jego organu — „Geographical Review" — mimo trudności wojennych nie ulega przerwie. Ukazują się tu poważne artykuły naukowe — o Afryce Francuskiej, Japonii, posiadłościach europejskich na Antylach, oraz

http://rcin.org.pl

o poszczególnych krajach Europy jak Francja, Holandia i Niemcy. Wydano również wielobarwną mapę Ameryki Łacińskiej w skali 1 : 5.000.000 w trzech arkuszach.

Niektóre gałęzie studiów geograficznych szczególnie rozwinęły się podczas wojny. Dotyczy to przede wszystkim meteorologii, która będąc służbą pomocniczą zwłaszcza dla lotnictwa korzystała równocześnie z jego doświadczeń. Duże zasługi na tym polu położył meteorolog norweski Bjerknes, który na początku wojny schronił się do Kalifornii i z kilkoma uczniami stworzył tu ważny ośrodek badań meteorologicznych.

Również geografia polityczna w U. S. A. ma w czasie wojny sprzyjające warunki rozwoju. Planowaniu geopolityków hitlerowskich przypisuje się w Ameryce sukcesy armii niemieckiej. Toteż w odpowiedzi na to organizuje się geopolityka w U. S. A. W październiku 1942 roku ukazuje się w „Geographical Review" artykuł Bowmana, który wywołuje żywą dyskusję i liczne artykuły na temat geografii politycznej. Dziś można powiedzieć, że geografia polityczna jest najbardziej popularną dziedziną geografii.

Wreszcie wspomnieć trzeba o wydanym przez Ministerstwo Informacji U. S. A. Atlasie Wojny. Jego liczne, proste a interesujące mapy, zaopatrzone w zwięzły i treściwy tekst, przedstawiają geografię wojny od wybuchu do końca 1943 roku (War Atlas for Americans — New York 1944).

(Na podstawie M. J. Gottmana „La géographie aux Etats Unis pendant la guerre" w *Bull. Assoc. géogr. franc.* 1947).

W. Mioduszewska

PIERWSZA POLSKA WYPRAWA W HIMALAJE W 1939 R.

W miesiącach od maja do sierpnia 1939 r. działała w Himalajach Garhwalu na terytorium Zjednoczonych Prowincji w pograniczu Nepalu wyprawa alpinistyczna Klubu Wysokogórskiego Polskiego T-wa Tatrzańskiego. Terenem działania były: grupa górska Nanda-Devi oraz grupa górska, otaczająca górną partię lodowca Milam, obie położone w silnie rozczlonkowanym w tej części Wielkim Pasmie Himalajskim (pasmo środkowe systemu górskiego Himalajów). Głównym celem był atak na szczyt Nanda Devi Wschodni (7.430 m n. p. m.). Niezależnie od zadań alpinistycznych przeprowadzano: badania nad promieniowaniem słonecznym na dużych wysokościach, oraz obserwacje meteorologiczne.

W skład wyprawy wchodzili: inż. A. Karpiński (kierownik), inż. St. Bernadzikiewicz, Dr. inż. J. Bujak, inż. J. Klarner, oraz przydzielony przez Himalayan Club jako oficer łącznikowy i lekarz Anglik mjr Dr. J. R. Foy.

Punktem wyjściowym było miasteczko Almora (siedziba władz Districtu). Po dwunasto-dniowym marszu 85-cio osobowa karawana dotarła w dniu 25 maja do górnego piętra doliny Lwani u wschodnich urwisk Nanda Devi Wschodniej, gdzie został założony obóz — baza (4.300 m).

Z przyczyny zbyt późnego otrzymania zezwolenia od władz angielskich na przeprowadzenie wyprawy działania górskie przypadły na niezwykle niekorzystny okres: porę monsunu — w 1939 r. monsun nadciągnął w Himalaje Garhwalu już 6 czerwca. Nadzwyczaj silne, nieprzerwane opady śnieżne oraz gwałtowne wiatry utrudniały w najwyższym stopniu prowadzenie akcji górskiej.

http://rcin.org.pl

Atak na Nanda-Devi został przeprowadzony żlebem na przełęcz Longstaffa (5.900 m), a stam ąd ostrą i poszarpaną granią na szczyt. Po założeniu pięciu kolejnych obozów na wysokościach: 4.900, 5.900, 6.250, 6.400 i 7.020 m n. p. m. i po kilkotygodniowych zmaganiach z przeciwnościami aklimatyzacyjnymi, pogodowymi i technicznymi trudnościami: skały, lodu i śniegu, niezdobyty dotąd szczyt Nanda Devi Wschodni (7.430 m.) został osiągnięty w dniu 2 lipca przez J. Bujaka i J. Klarnera.

Celem drugiej części działań było zdobycie potrójnego szczytu Tirsuli (7.150 m, 7.070 m, 7.040 m n. p. m.). Obóz-baza dla tego okresu został założony na wysokości 4.250 m nad lodowcem Milam. Tirsuli jak i cała grupa górska położona nad górnym piętrem lodowca Milam była dotąd całkowicie niezbadana.

W czasie nadzwyczaj pomyślnie rozwijającego się „oblężenia szczytu", w nocy z 17 na 18 lipca obóz III (6.250 m) został zmieciony przez lawinę śnieżno-lodową, w której ponieśli śmierć wybitni alpiniści i pierwsi pionierzy idei himalajskiej w Polsce: A. Karpiński i St. Bernadzikiewicz.

Dla określenia skali osiągnięcia Polskiej Wyprawy Himalajskiej godzi się przypomnieć, że najwyższym szczytem świata osiągniętym dotąd przez człowieka jest Nanda Devi Główny 7.815 m n. p. m. (zdobyty od zachodniej strony). W porównaniu do wyników około 150-ciu wypraw wszelkich narodowości, które działały na terenie Himalajów w okresie przeszło stuletnim, osiągnięcie Polskiej Wyprawy jest sklasyfikowane na 7-mym miejscu pod względem wysokości zdobytego szczytu.

S. Klarner

TEBERDYŃSKI WĄWÓZ JAKO OBIEKT BADAŃ RADZIECKICH UCZONYCH

Teberdyński rezerwat na Północnym Kaukazie jest jednym z najmłodszych. Został on utworzony decyzją rządu radzieckiego wiosną 1936 roku. Rezerwat znajduje się w wąwozie rzeki Teberdy i zajmuje obszar 62.000 hektarów.

Wąwóz rzeki Teberdy jest jednym z najbardziej czarujących zakątków kaukazkiej przyrody.

Osłonięty z trzech stron wysokimi grzbietami górskimi, wąwóz Teberdyński nadaje się, jak można najlepiej, do urządzania w nim rezerwatu aklimatyzacyjnego, t. zn. rezerwatu, przystosowanego do aklimatyzacji i reaklimatyzacji zwierząt i roślin, do rekonstrukcji fauny i dzikorosnącej flory. Z niemniejszym powodzeniem można się tu zajmować rozwiązywaniem problemów, związanych z powstawaniem klimatu i stanu wód, posuchą, nawodnieniami, suchymi wiatrami, badaniem ochronnego znaczenia lasów i powłoki roślinnej.

Wysokogórskie położenie Teberdy, łagodna zima, przewiewne, niegorące lato, duża ilość jasnych dni w roku — stanowią zespół warunków klimatycznych, wyjątkowo szczęśliwy dla utworzenia rezerwatu takiego typu.

Dla zrozumienia osobliwości klimatu Teberdy, należy porównać go z klimatem uzdrowiska podobnego typu w Szwajcarii — Davos.

W Davos jest tylko 99 jasnych dni w roku, w Teberdzie — 145, dni pochmurnych w Davos — 94, w Teberdzie — 80, dni z opadami w Davos — 140, w Teberdzie — 110, średnia roczna temperatura wynosi w Davos +2,6°C, w Teberdzie +5,3°C najwyższa temperatura lata w Davos +29°C., w Teberdzie + 17°C.

http://rcin.org.pl

To porównanie wykazuje, że warunki klimatyczne w Teberdzie są dużo lepsze, niż w osławionym Davos.

Obok swego znaczenia uzdrowiskowego, Teberda jest przepięknym miejscem dla wysokogórskiej turystyki. Wąwozem Teberdyńskim od dawnych już czasów ciągnie się szlak przez zbocze Kłuchorskie do Zakaukazji, Swanetii i Abchazji. Łączy on Północny Kaukaz ze stolicą Abchazji, — miastem Suchumi. Niedawno przeprowadzono tędy drogę automobilową na Dombaj i dalej przez zbocze do Zakaukazji. Droga ta jest bardzo malownicza i daje wiele możliwości amatorom wspinaczki wysokogórskiej.

Szlak skręca na zbocze Kłuchorskie od Teberdy wzdłuż prawego jej dopływu, Gonaczchiru.

Powyżej ujścia Gonaczchiru przechodzi on przez wąski wąwóz z wiszącymi nad rzeką skałami. Sama ścieżka jest wyrąbana w skałach.

Na Dolnej Dombajskiej Polanie, gdzie zlewają się razem Aman-Aus, Dombaj i Alibek, położona jest stacja meteorologiczna i bazy turystyczne. Stąd odkrywa się zdumiewający widok na trójkątne granitowe ostrze Biełałakaja i górę Sufurudżu, wysokości 3.700 m nad poziomem morza, z położonym między nimi lodowcem Amen-Aus. Dookoła nich widać inne wierzchołki łańcucha górskiego i lodowce, karmiące górskie rzeczki: Dombaj, Ulgep i Alibek.

Oto jak opisuje te miejsca pewien autor, entuzjasta Teberdy:

„Zbocza głównego łańcucha są prawie pozbawione lasu, który uchronił się tylko w wąskich pasmach na ich grzbietach i wypukłościach. W pozostałych częściach zbocza zniosła go lawina ze zwałami śnieżnymi. Gdzieniegdzie zachowały się niskie brzózki.

Uderzające jest piękno łańcucha, widzianego od góry do dołu z pastwisk, położonych na przeciwległych zboczach Dombaju i Alibeka. Zwały kamienia, lodu i śniegu wydają się nierealnymi w doskonale przezroczystym powietrzu. Wschodzące słońce oświeca jeden wierzchołek za drugim. Widziałem ten obraz wiosną. Słońce dopiero się wznosiło. Zaczynał się ruch śniegów i lodów. Tając, zwały poczynały się walić. Huk, towarzyszący obsuwaniu się, napełniał powietrze i widać było poprzez wąwóz, jak to w jednym, to w drugim miejscu zbocza płyną i toczą się potoki śniegu, skaczą w dół, jak piłki, lawiny lodu i kamienia. Wspanialszego obrazu nigdy nie widziałem".

Z chwilą założenia rezerwatu całe lasy, roślinność i cały świat zwierzęcy wąwozu teberdyńskiego zostały wzięte pod ochronę przez państwo.

Na równi z ochroną i odtwarzaniem całego szeregu miejscowych gatunków roślinnych, zadaniem rezerwatu jest aklimatyzacja nowych dla Kaukazu roślin i zwierząt, szczególnie w strefach wysokogórskich.

Jeszcze przed założeniem rezerwatu został osadzony w lasach Teberdy ussuryjski „jenot", mieszkaniec tajgi Dalekiego Wschodu. Rozmnaża się on teraz w miejscowych lasach.

Zaaklimatyzowała się też dobrze ałtajska niebieska popielica. W celu założenia hodowli przywieziono do Teberdy plamiste jelenie.

Projektowana jest hodowla jaka-olbrzyma, pokrytego długą sierścią. Jak jest napół domowym zwierzęciem w Ałtaju i Mongolii. Ciekawym jest, że przy skrzyżowaniu z bydłem domowym jak daje hybrydy, o dużym wzroście, smacznym mięsie i odporności przeciwko piroplazmie, będącej plagą hodowli bydła.

http://rcin.org.pl

W dziedzinie roślinności zadaniem rezerwatu jest odtwarzanie lasów i organizacja utrzymywania ich w kulturalnym stanie: oczyszczanie z suchych gałęzi i chrustu, zdecydowana walka z kornikiem i innymi szkodnikami i chorobami lasu. Poza tym dopełnia się las całym szeregiem nowych cennych drzew i krzewów. W tym celu założone są szkółki roślin Dalekiego Wschodu, Syberii oraz Pónocnej i Południowej Ameryki. Część tych roślin (mandżurski orzech, amurski „barchat", amurskie winogrona, cedr koreański i inne) będą rozmnażane masowo. Dziesiątki tysięcy roślin przesadza się ze szkółek do lasu, tworząc w nim nowe cenne gatunki roślinne i zabezpieczające zwierzęta w obfity pokarm.

W związku z tym, że wysokogórskie strefy Kaukazu są pozbawione dobrych drzew owocowych, a dzikorosnących grusz, jabłoni, „alyczy" i wisien jest w lasach kaukazkich bardzo wiele, w zakres pracy rezerwatu wchodzi również zadanie wyprowadzenia cennych miczuryńskich gatunków owoców i jagód w oparciu o dzikorosnące gatunki, i wprowadzenie odpornych na mrozy gatunków drzew owocowych i winogron. W tym celu pracownicy rezerwatu pozasadzali na różnych wysokościach wiele drzew owocowych i pozaszczepiali miejscowe gatunki.

Dla zbadania działania ultrafioletowych promieni stref wysokogórskich zbudowano na Górnej Dombajskiej Polanie, z inicjatywy akademika A. Joffe, laboratorium świetlne z cieplarniami i oranżeriami, pokrytymi zamiast szkła cienką błonką, przepuszczającą promienie ultrafioletowe. W laboratorium tym przeprowadza się szereg doświadczeń: przyśpieszania wzrostu roślin, zwiększenia urodzaju i wprowadzenia w górach podzwrotnikowych i zwrotnikowych kultur.

Oprócz drzew owocowych lasy Teberdy obfitują w poziomki, maliny, czarne porzeczki, kaukazkie czarne jagody i szereg innych roślin jagodowych. Należy wspomnieć jeszcze o buku kaukaskim, leśnym i „niedźwiedzim" orzechu, „bojaryszniku", berberysie. Wszystko to mówi o wielkiej różnorodności w owocowo-jagodowym zespole roślin w Teberdzie.

Pastwiska i polany są pokryte wspaniałą roślinnością typu alpejskiego, dającą cudowny pokarm zwierzętom.

W rzekach Teberdy jest wiele pstrągów. W górach znajdują się niedźwiedzie i dziki, na zboczach gnieżdżą się górskie indyki, spotyka się kaukaskiego cietrzewia i górską kuropatwę, zachowała się jeszcze sarna i żubr. W niewielkiej ilości spotyka się kuny i wilki.

Tak więc teberdyński rezerwat posiada wyjątkowo dobre warunki dla rekonstrukcji kaukaskiej flory i fauny. Praca naukowych stacji na Północnym Kaukazie obiecuje nowe poważne wyniki o charakterze tak teoretycznym, jak i praktycznym.

WIELKOŚC I ZALUDNIENIE CZECHOSŁOWACJI.

Powierzchnia w roku 1946:

Czechy	52.062 km²
Morawy i Śląsk	26.808 „
Słowacja	48.895 „
Razem . . .	127.765 km²

http://rcin.org.pl

Liczba ludności	1938 (31.XII)	1945 (31.XII)	1946(1.XI)
Czechy	7.347.000	6.794.000	5.647.000
Morawy i Śląsk	3.698.000	3.490.000	3.151.000
Słowacja	3.564.000	3.545.000	3.456.000
Razem	14.609.000	13.768.000(?)	12.254.000

Gęstość zaludnienia (na 1 km²):

Czechy	141	130	108
Morawy i Śląsk	138	130	117
Słowacja	76	74	70
Czechosłowacja	114	108	95

Liczby odnoszą się do dzisiejszego terytorium państwowego. Ubytek ludności tłumaczy się wysiedleniem Niemców, których do końca roku 1946 wyjechało 1.825.000. Pozostało ich z początkiem roku 1947 jeszcze 374.000.

(Na podstawie *Zeměpisne Aktuality* J. Krála).

J. K.

NOWE GRANICE LĄDOWE WŁOCH.

Traktat pokojowy z Włochami został podpisany w Paryżu 10 lutego 1947 roku. Na jego mocy niezmieniona została granica włosko-szwajcarska i włosko-austriacka, natomiast Włochy straciły pewne tereny na rzecz Francji i Jugosławii.

Granica włosko-francuska.

Granica ta była ustalona na podstawie traktatu turyńskiego z marca 1860 roku, kiedy to Włochy straciły na korzyść Francji Sabaudię i okolice Nicei.

Obecne zmiany graniczne obejmują następujące tereny:.

1. Okolica szczytu św. Bernarda o pow. 4,0 km².
2. Region Mont Cenis — 64,8 km².
3. Dolina potoku Stretta, dopływu rzeki Bardonecchii oraz szczyt Chaberton — 46,4 km² i 17,8 km .
4. Górna i środkowa dolina rzeki Roja — 588,2 km².

1. Okolica szczytu św. Bernarda. W roku 1860, gdy Sabaudia została oddana Francji, ten mały obszar zatrzymały Włochy, gdyż znajduje się tu schronisko Szczytu św. Bernarda — własność Zakonu św. Maurycego. Słynne to schronisko założone zostało w X wieku przez św. Bernarda z Mentony. Zakonnicy założyli tu też jedyny na świecie „ogród roślinności alpejskiej", który później został przekształcony na Instytut Botaniki Alpejskiej.
2. Region Mont Cenis. Obejmuje zbiornik strumienny potoku Cenischia, wpadającego pod Susą do Dory Riparii. Powyżej Ferrery w roku 1919 wybudowano na Cenischii zaporę, wskutek czego powstał zbiornik wodny, pojemności 32.000.000 . Siłę zaś spadku wód Cenischii wyzyskano, budując trzy elektrownie w Grande Scala, Venaus, oraz Mompaterno o łącznej mocy ponad 60.000 KW.

http://rcin.org.pl

3. Dolina Stretty. Położona na wschód od szczytu Tabor (3.177 m) otwiera się ku południowemu-wschodowi ku Bardonecchii i Dorze Riparii. Obecna granica polityczna biegnie od Gran Bagna poprzez Gasperre ku G. del Mezzodi, zostawiając po stronie francuskiej górną część doliny Stretty, która zasila elektrownię w Bardonecchia.

Góra Chaberton. Wznosi się ona na 3.130 m w rejonie przełęczy Mont Genèvre i ma znaczenie strategiczne jako punkt obronny, wznoszący się nad drogą z Briançon do Włoch. Ponadto góra ta stanowi naturalny bastion, broniący dostępu do doliny potoku Monginevro, a za nim do doliny Dory Riparii.

4. Górna i środkowa dolina rzeki Roja. Obecna granica biegnie najwyższymi szczytami tej okolicy i pokrywa się z działem wodnym. W ten sposób cała górna i środkowa część doliny rzeki Roja oraz górne, dotąd odcięte granicą, biegi potoków, wpadających do La Tin e, znajdują się po stronie francuskiej. Na terenie obecnie przyłączonym do Francji znajdują się dwa miasteczka — Tenda i Briga. Roja była przez Włochów wykorzystywana jako źródło energii elektrycznej. Istniały trzy elektrownie — Confine, Le Mesce i S. Dalmazzo, o łącznej mocy zainstalowanej 52.400 KW i produkcji rocznej ca 150.000.000 KWh.

Granica włosko-jugosławiańska i terytorium Wolnego Miasta Triestu.

Dotychczasowa granica włosko-jugosłowiańska była ustalona na podstawie traktatu w Rapallo w roku 1920. Po ostatniej wojnie było szereg koncepcyj przeprowadzenia granicy między Włochami i Jugosławią. Ostatecznie zwyciężył projekt francuski z tym, że Triest został uznany za wolne miasto.

Ważnym elementem obszaru, który Włochy straciły na rzecz Jugosławii, jest dolina górnej i środkowej Isonzo. Doliną tą biegnie linia kolejowa z Austrii do Triestu przez Gorizię. Dziś linia ta jest dwukrotnie przecięta przez granicę. Miasto Gorizia zostało granicą w ten sposób rozdzielone, że trzy jego przedmieścia, stacja wodociągów miejskich, cmentarz i sanatorium i wreszcie lasy okolic Panovizza i Val di Rose — znalazły się po stronie jugosłowiańskiej. Okolice Monfalcone są nawadniane przez Isonzo, również z siły motorycznej Isonzo korzystają elektrownie Monfalcone, Gorizii i Triestu.

Obszar Wolnego Miasta Triestu wynosi 783 km² i 330.000 ludności — w tem 260.000 Włochów, 50.000 Jugosłowian i 20.000 innych.

Z pozbawieniem Istrii Włochy tracą pokłady związków rtęciowych w Idrii, boksyt na Istrii i węgiel w Arsa, pomijając kamień budowlany, którego zresztą w całych Włoszech jest pod dostatkiem. Boksyt Istrii zaspakajał 75% zapotrzebowania przemysłu aluminiowego Włoch.

Straty terytorialne Włoch przedstawiają się więc następująco: na rzecz Francji — 721,2 km², na rzecz Jugosławii i Wolnego Miasta Triestu — 8.173,0 km²; razem — 8.894,2 km².

Powierzchnia Włoch przed wojną wynosiła 310.138,0 km², obecna — 301,243,8 km².

W. Mioduszewska.

http://rcin.org.pl

KSIĄŻKI NADESŁANE.

British Council w Warszawie nadesłał do Polskiego Towarzystwa Geograficznego następujące publikacje:

Zeuner F. E. Dating the Past. An Introduction to Geochronology. Londyn, 1946. Methuen et Co. In 8⁰, 444 str., 103 fig., 24 tabl.

Autor próbuje dać zarys nowej dyscypliny naukowej — geochronologii, która w oparciu o dane geologii, botaniki, zoologii i fizyki zajmowałaby się ustaleniem dokładnego kalendarza czasów wcześniejszych niż historyczne. Miałoby to mieć znaczenie przedewszystkim dla prehistorii i paleontologii, człowieka a w odniesieniu do czasów dawniejszych geochronologia wspierałaby mocno geologię i geofizykę. Tym ostatnim zagadnieniom poświęcono 3 rozdziały czyli 1/4 całości książki. Z pośród metod omówione są: analiza słojów drzewnych, (wstecz do 1000 lat przed Chrystusem), analiza iłów wstęgowych (wstecz do 15 000 lat), astronomiczna teoria epoki lodowcowej (wstecz do miliona lat) i metoda badania radioaktywności skał (wstecz do 1 500 000 000 lat). Książka jest interesująca dla geografów, ponieważ przy genetycznym rozpatrywaniu wszelkich zjawisk geograficznych musimy sięgać wstecz conajmniej do chronologii epoki lodowej, a niekiedy również i dalej. Zwrócić jednak należy uwagę, że w charakterystyce czwartorzędu europejskiego autor oparł się całkowicie na nauce niemieckiej.

Kimble G., Busch R. The Weather. Pelican Books. Londyn, 1944 (II wydanie). In 16⁰, 188 str., 7 tabl. (24 fot.), 14 fig.

Popularny wykład meteorologii pod kątem widzenia dynamiki zjawisk pogody, napisany żywo i dobrze ilustrowany.

The British Countryside in Pictures. Londyn (bez roku wydania). Odhams Press Ltd, In 8⁰, 320 str., 300 fot.

Zbiór fotografii, ilustrujących krajobraz Wielkiej Brytanii i życie brytyjskiej wsi. Ilustracje zaopatrzone w krótkie objaśnienia. Całość podzielona na cztery części: ludność wsi i wiejskie drogi, miasto i wieś, krajobraz brytyjski, zajęcia wiejskie.

South Wales Coalfield. Regional Survey Report. Londyn, 1946, Ministr. of Fuel and Power His Majestys Stationary Office. In 8⁰, 218 str., 18 fig., 7 tabl.

Sprawozdanie, obejmujące charakterystykę geologiczną oraz analizę gospodarczą i społeczną Południowo-Walijskiego Zagłębia Węglowego wraz ze wskazówkami, co należy przedsiębrać dla poprawienia stosunków w tym dziale produkcji.

Guppy E. M., Phemister J. Rock Wool. Special Reports on the Mineral Resouces of Great Britain. London, 1945. Geolog. Survey His Majestys Stationary Office. In 8⁰, 46 str.

Broszura poświęcona „włóknom mineralnym" oraz ich źródłom surowcowym w Wielkiej Brytanii.

Britain To Day. Wydawany w Londynie miesięcznik, przeznaczony głównie dla zagranicy, informuje o zagadnieniach życia angielskiego.

English Life and Language. Miesięcznik dla studjujących język angielski (raczej dla młodzieży).

http://rcin.org.pl

British Council Publications. 45 broszur różnej treści w języku angielskim i 13 broszur w języku polskim, wydanych w Londynie w ciągu ostatnich kilku lat. Mogą one oddać dobre usługi dla chcących zapoznać się z kulturą, gospodarką i krajobrazem brytyjskim, aczkolwiek są to tylko opracowania popularne i propagandowe. Piękne ilustracje.

J. K.

http://rcin.org.pl

STATUT

POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOGRAFICZNEGO

I.

NAZWA, SIEDZIBA, CEL I DZIAŁALNOŚĆ TOWARZYSTWA

§ 1.

Towarzystwo nosi nazwę „Polskie Towarzystwo Geograficzne" i posiada pieczęć z tym napisem.

§ 2.

Siedzibą Towarzystwa jest miasto stoł. Warszawa. Towarzystwo rozciąga swą działalność na całą Rzeczpospolitą Polską. Towarzystwo składa się z Oddziałów i Kół, których zakres terytorialny określa Zarząd Główny Towarzystwa względnie Zarządy Oddziałów.

§ 3.

Celem Polskiego Towarzystwa Geograficznego jest:

a) popieranie rozwoju geografii i nauk pokrewnych,

b) zrzeszenie polskiego nauczycielstwa szkół wszelkich stopni i typów dla popierania i doskonalenia nauczania geografii w szkołach polskich oraz zdobycie dla tej gałęzi wiedzy należytego stanowiska w kształceniu obywatelsko-państwowym, społecznym i narodowym.

c) krzewienie i popularyzacja geografii i nauk pokrewnych wśród ogółu społeczeństwa.

http://rcin.org.pl

§ 4.

Dla urzeczywistnienia swoich zadań T-wo ma prawo:

a) posiadać własną siedzibę, nabywać i zbywać nieruchomości, zawierać wszelkie umowy prawne, przyjmować zapisy, ofiary i darowizny,
b) utrzymywać biblioteki, księgarnie, czytelnie, zbiory i pracownie naukowe,
c) wydawać własne czasopisma oraz prace z dziedziny geografii i nauk pokrewnych, oraz popierać inne wydawnictwa geograficzne,
d) podejmować i organizować podróże badawcze i wycieczki naukowe w kraju i za granicą, oraz brać udział w kongresach krajowych i międzynarodowych, utrzymywać stałe stosunki i współpracę z pokrewnymi towarzystwami zagranicą,
e) urządzać zjazdy osób pracujących w zakresie działalności T-wa,
f) ustanawiać stypendia, nagrody, urządzać konkursy, wystawy, odczyty, dyskusje, wykłady, kursy itp.,
g) współdziałać z władzami szkolnymi i organizacjami nauczycielskimi w sprawach nauczania geografii,
h) popierać krajoznawstwo we wszelkich jego przejawach,
i) i w ogóle współdziałać wszelkimi sposobami w szerzeniu wiedzy geograficznej.

Dla osiągnięcia powyższych celów T-wo dążyć będzie z zachowaniem obowiązujących praw i przepisów.

§ 5.

Do urzeczywistnienia poszczególnych zadań T-wo tworzy Wydział spraw naukowych, oraz Wydział spraw geografii szkolnej. W miarę potrzeby i możliwości T-wo może tworzyć również inne specjalne wydziały i komisje. Wydziały, oddziały i koła działają na zasadzie własnych regulaminów, zgodnych ze statutem T-wa i zatwierdzonych przez Zarząd T-wa.

II.

CZŁONKOWIE TOWARZYSTWA.

§ 6.

Towarzystwo składa się z członków: honorowych, korespondentów, czynnych, dożywotnich i wspierających.

http://rcin.org.pl

§ 7.

Członków honorowych mianuje Walne Zgromadzenie T-wa na wniosek Zarządu Głównego z pośród osób, które położyły wybitne zasługi na polu geografii i nauk pokrewnych lub oddały wielkie usługi T-wu.

Wnioski w sprawie mianowania członków honorowych podaje Zarząd Główny do poufnej wiadomości Zarządów Oddziałów, conajmniej na cztery tygodnie przed Walnym Zgromadzeniem. Walne Zgromadzenie T-wa wnioski te uchwala lub odrzuca bez dyskusji.

§ 8.

Członków korespondentów mianuje Zarząd T-wa z pośród zasłużonych pracowników na polu geografii i nauk pokrewnych w kraju i zagranicą.

§ 9.

Członkiem czynnym T-wa może zostać każda osoba, pracująca na polu geografii lub interesująca się geografią i naukami pokrewnymi. Kandydatów na członków czynnych balotują i przyjmują Zarządy Oddziałów na podstawie przedstawienia ich przez dwóch członków czynnych T-wa.

§ 10.

Członkiem wspierającym T-wa może być instytucja, która okazuje gotowość wspierania celów T-wa. Członków wspierających przyjmują Zarządy Oddziałów na podstawie pisemnego zgłoszenia danej instytucji.

§ 11.

Zarządy Oddziałów mogą odmawiać przyjęcia kandydata na członka czynnego lub wspierającego T-wa. Zarząd Oddziału zawiadamia o nieprzyjęciu członka Zarząd Główny, a ten Zarządy innych Oddziałów.

§ 12.

Każdy członek obowiązany jest czynnym udziałem w pracach T-wa przyczyniać się wedle swych sił do urzeczywistnienia jego celów.

Członkowie czynni i wspierający opłacają składki roczne, których wysokość ustanawia Walne Zgromadzenie Towarzystwa. Członkowie honorowi i korespondenci nie płacą składek.

http://rcin.org.pl

§ 13.

Każdy członek T-wa ma prawo:

a) być obecnym na posiedzeniach naukowych i zebraniach odczytowych wszystkich Oddziałów,

b) brać udział we wspólnych wycieczkach naukowych, urządzanych przez T-wo,

c) korzystać z bibliotek T-wa,

d) otrzymywać wydawnictwa T-wa bezpłatnie lub na warunkach ulgowych ustalonych przez Zarząd Główny,

e) być obecnym na Walnych Zgromadzeniach Towarzystwa i na Walnych Zebraniach wszystkich Oddziałów,

f) zabierać głos i głosować na Walnych Zebraniach swego Oddziału

g) wybieralności do Zarządów i Komisji Rewizyjnych Oddziałów oraz delegatów na Walne Zgromadzenie T-wa,

h) zgłaszać Zarządowi swego Oddziału pisemne wnioski do rozpatrzenia na Walnych Zebraniach Oddziałów,

i) przedstawiać kandydatów na członków T-wa,

j) wprowadzać gości na odczyty i zebrania naukowe z wiedzą Przewodniczącego.

§ 14.

Członkiem T-wa przestaje być:

a) kto zawiadomi pisemnie Zarząd Oddziału, że z T-wa występuje,

b) kto przez dwa lata, pomimo upomnienia, nie płaci składek. T-wo ma prawo od członka występującego ściągnąć zaległe składki w drodze sądowej,

c) kto zostanie z T-wa wykluczony.

§ 15.

Członka, który dopuścił się czynu niehonorowego, postępowaniem swoim ubliżył godności członka towarzystwa naukowego lub działał na szkodę T-wa, może Zarząd Główny na wniosek Zarządu odnośnego Oddziału wykluczyć z T-wa bez żadnego odwołania. Uchwała, wykluczająca członka, wymaga obecności, prócz przewodniczącego lub jego zastępcy, conajmniej 2/3 pełnej liczby członków Zarządu Głównego i większości 3/4 głosów obecnych.

http://rcin.org.pl

III.

ORGANY TOWARZYSTWA.

§ 16.

Organami T-wa są: Walne Zgromadzenie T-wa, Zarząd Główny, Komitet Redakcyjny, Zarządy Komisji, Walne Zebrania Oddziałów, Zarządy Oddziałów, Komisja Rewizyjna T-wa i Komisje Rewizyjne Oddziałów, a w razie potrzeby — Sąd polubowny.

Na czele T-wa stoi Zarząd Główny, z siedzibą w Warszawie, złożony z Wydziału spraw naukowych, Wydziału spraw geografii szkolnej oraz z Prezydium jako czynnika nadrzędnego dla spraw ogólnych.

§ 17.

Zwyczajne Walne Zgromadzenie T-wa zwołuje Zarząd Główny w okresie Zielonych Świąt każdego roku w Warszawie lub w innej miejscowości, ustalonej przez Zarząd Główny w porozumieniu z Oddziałami conajmniej na trzy miesiące przed tym terminem. Zarząd Główny winien przynajmniej na 20 dni przed Walnym Zgromadzeniem T-wa przesać Zarządom Oddziałów porządek obrad Zgromadzenia.

§ 18.

W Walnym Zgromadzeniu biorą udział z głosem decydującym:

a) członkowie honorowi T-wa,
b) członkowie Zarządu Głównego,
c) przewodniczący Oddziałów lub ich zastępcy,
d) członkowie Komisji Rewizyjnej T-wa,
e) delegaci Oddziałów.

Delegatem może być członek czynny T-wa. Delegatów wybierają Walne Zebrania Oddziałów w ten sposób, że na każdych 20 członków Oddziału przypada jeden delegat, przy czym liczbę wyższą niż 10 uważa się za pełną dwudziestkę. Oddziały mogą wybierać stosowną liczbę zastępców na wypadek niemożności wykonania funkcji przez delegata.

Oddziały mogą wybierać swoimi delegatami nietylko własnych członków, ale także członków innych Oddziałów, z wyłączeniem osób wymienionych pod a) do d).

Delegatów legitymuje ich lista, przesłana do Zarządu Głównego przez Zarządy Oddziałów przed Walnym Zgromadzeniem T-wa.

http://rcin.org.pl

§ 19.

Walne Zgromadzenie T-wa może powziąść prawomocne uchwały, jeżeli oprócz przybyłych na Zgromadzenie członków honorowych, połowy członków Zarządu Głównego i połowy członków Komisji Rewizyjnej T-wa, jest obecna jeszcze przynajmniej połowa liczby zgłoszonych delegatów, reprezentujących przynajmniej połowę istniejących Oddziałów.

Jeżeli na Walnym Zgromadzeniu T-wa formalnie zwołanym nie zbierze się komplet, to w następnym przez Zarząd wyznaczonym terminie każda ilość obecnych wystarcza do powzięcia prawomocnych uchwał we wszystkich sprawach, z wyjątkiem rozwiązania i zmiany statutu T-wa.

§ 20.

Walne Zgromadzenie T-wa:

a) przyjmuje do wiadomości lub odrzuca roczne sprawozdania Zarządu Głównego, obejmujące sprawozdania Zarządów Oddziałów, udzielając lub odmawiając absolutorium,
b) mianuje członków honorowych na wniosek Zarządu Głównego bez dyskusji,
c) wybiera przewodniczącego Zarządu Głównego, przewodniczących Wydziałów, oraz członków Zarządu Głównego i Wydziałów,
d) wybiera redaktorów czasopism na wniosek przewodniczącego Komitetu Redakcyjnego,
e) wybiera Komisję Rewizyjną T-wa,
f) załatwia wnioski Zarządu Głównego, Zarządów Oddziałów oraz wolne wnioski,
g) uchwala zmiany statutu i rozwiązanie T-wa,
h) rozporządza majątkiem T-wa,
i) uchwala wysokość składek członków T-wa.

§ 21.

Wolne wnioski, nie odnoszące się do spraw zamieszczonych na porządku obrad Walnego Zgromadzenia T-wa, nie mogą być przedmiotem głosowania na tym samym Walnym Zebraniu T-wa, na którym je zgłoszono, wyjąwszy przypadki, w których Walne Zgromadzenie T-wa uzna ich nagłość. Uchwała uznająca nagłość wymaga większości dwóch trzecich głosów uprawnionych do głosowania. W razie nie uznania nagłości Walne Zgromadzenie T-wa przekazuje wnioski Zarządowi Główne-

http://rcin.org.pl

mu do załatwienia lub zaopiniowania i przedstawienia na najbliższym Walnym Zgromadzeniu T-wa. Wnioski nagłe nie mogą dotyczyć zmiany statutu, rozwiązania T-wa lub rozporządzania jego majątkiem.

§ 22.

Głosowanie odbywa się jawnie przez podniesienie rąk, na żądanie zaś 1/3 uprawnionych do głosowania imiennie lub tajnie. Głosowanie nad mianowaniem członków honorowych, we wszystkich sprawach osobistych oraz wszelkie wybory odbywają się kartkami.

§ 23.

Do ważności uchwał Walnego Zgromadzenia tudzież wyborów potrzeba bezwzględnej większości głosów członków uprawnionych do głosowania. Mianowanie członków honorowych i zmiana ustawy tudzież rozporządzanie majątkiem T-wa wymaga większości 2/3 głosów, zmiana § 2 statutu jak również rozwiązanie T-wa większości 3/4 głosów członków obecnych na posiedzeniu. Przewodniczący głosuje, a w razie równości głosów roztrzyga, o ile sprawa nie wymaga kwalifikowanej większości. Jeżeli przy wyborze nie uzyskano bezwzględnej większości głosów dla dostatecznej ilości kandydatów, uważa się za wybrane tylko te osoby, które otrzymały bezwzględną większość, co do reszty następuje wybór ściślejszy między kandydatami, którzy po wybranych otrzymali największą liczbę głosów.

§ 24.

Nadzwyczajne Walne Zgromadzenie T-wa zwołuje w razie potrzeby przewodniczący T-wa na podstawie uchwały Zarządu Głównego, na żądanie Komisji Rewizyjnej lub Zarządów conajmniej 3 Oddziałów.

Nadzwyczajne Walne Zgromadzenie T-wa winno być ogłoszone dwa tygodnie naprzód z podaniem porządku obrad.

§ 25.

Zarząd Główny T-wa składa się:

a) z prezydium, w którego skład wchodzi przewodniczący, jego zastępcy, dwóch sekretarzy oraz skarbnik,
b) z Wydziału spraw naukowych, w którego skład wchodzi przewodniczący, jego zastępca i sekretarz,
c) z Wydziału spraw geografii szkolnej, w którego skład wchodzi przewodniczący, jego zastępca i sekretarz,
d) z redaktorów czasopism.

http://rcin.org.pl

Przewodniczący Wydziałów są równocześnie zastępcami przewodniczącego Zarządu Głównego. Zarządowi przysługuje prawo kooptacji. W miarę rozwoju działalności Zarząd Główny może ulec rozszerzeniu, przez włączenie do Zarządu przedstawicieli nowopowołanych Wydziałów lub Komisji. Wydziały mogą w razie potrzeby kooptować dalszych członków, nie są oni jednak równocześnie członkami Zarządu Głównego. Przewodniczący T-wa lub jego zastępca oraz połowa liczby członków Zarządu Głównego muszą być wybierani z pomiędzy członków zamieszkałych w Warszawie. W razie nieobecności przewodniczącego w Warszawie, przewodniczącym urzędującym jest jego zastępca.

Zarząd Główny jest wybierany zasadniczo na lat trzy.

Co roku ustępuje 1/3 część członków Zarządu Głównego najdawniej wybranych, a w ich miejsce wybiera Walne Zgromadzenie nowych. Ustępujący członkowie mogą być ponownie wybrani. W pierwszych dwu latach uzupełnia się skład Zarządu Głównego przez wylosowanie 1/3 części członków Zarządu Głównego.

Gdyby z powodu ważnych przeszkód doroczne Walne Zgromadzenie T-wa nie doszło do skutku, Zarząd Główny urzęduje dalej w składzie nie zmienionym do najbliższego Walnego Zgromadzenia T-wa.

§ 26.

Przewodniczący lub jego zastępca wraz z sekretarzami reprezentują T-wo na zewnątrz i podpisują imieniem Zarządu Głównego wszelkie pisma i dokumenty.

Wszelkie fundusze T-wa podnoszą prezes albo jego zastępca lub skarbnik, albo też osoba przez nich upełnomocniona, za dwoma podpisami.

Asygnacje na wydatki podpisują prezes lub jego zastępca i jeden z członków Zarządu.

§ 27.

Zarząd Główny jest kierującym i wykonawczym organem T-wa, odpowiedzialnym przed Walnym Zgromadzeniem T-wa. W zakres jego czynności wchodzą:

a) przedkładanie Walnemu Zgromadzeniu T-wa rocznych sprawozdań ze swych czynności i z zawiadywania majątkiem T-wa oraz z czynności Wydziałów i Oddziałów,
b) wykonywanie uchwał Walnego Zgromadzenia T-wa,
c) wszczynanie i załatwianie w granicach ustaw wszelkich spraw, zmierzających do osiągnięcia celów T-wa, oraz załatwianie lub

http://rcin.org.pl

przedkładanie Walnemu Zgromadzeniu T-wa spraw, przekazanych mu przez Zarządy Oddziałów,

d) porozumiewanie się z władzami w sprawach ogólnych T-wa,

e) zawiadywanie majątkiem T-wa,

f) zwoływanie Walnych Zgromadzeń T-wa i uchwalanie dla nich porządku obrad,

g) przedkładanie Walnemu Zgromadzeniu T-wa wniosków o mianowanie członków honorowych,

h) mianowanie członków korespondentów T-wa,

i) czuwanie nad prawidłowym tokiem czynności Wydziałów, Oddziałów i Kół przez utrzymywanie z nimi stałego kontaktu oraz wspieranie tychże w ich czynnościach,

j) uchwalanie w razie potrzeby regulaminu swych czynności z podaniem go do wiadomości Zarządów Oddziałów,

k) wykluczenie członka według § 15 statutu.

§ 28.

Zarząd Główny zbiera się na posiedzenia na zaproszenie przewodniczącego lub jego zastępcy, przynajmniej trzy razy do roku. Przewodniczący lub jego zastępca winien jednak zwołać Zarząd Główny na żądanie 1/3 jego członków lub Komisji Rewizyjnej. Posiedzenia Zarządu Głównego odbywają się z reguły w Warszawie, wyjątkowo na podstawie uchwały Zarządu Głównego powziętej na poprzednim posiedzeniu, także w innej miejscowości.

§ 29.

Do ważności uchwał Zarządu Głównego potrzebna jest obecność conajmniej połowy członków, prócz przewodniczącego lub jego zastępcy. Uchwały zapadają większością głosów. Ważność uchwały, wykluczającej członka warunkuje § 15. Wniosek przedłożony Walnemu Zgromadzeniu T-wa w sprawie mianowania członka honorowego wymaga większości 2/3 głosów obecnych na posiedzeniu członków Zarządu Głównego.

Przewodniczący głosuje i roztrzyga w razie równości głosów.

§ 30.

Działalność oraz kompetencje Oddziałów, jako autonomicznych organów T-wa, określają regulaminy, zatwierdzone przez Zarząd Główny.

http://rcin.org.pl

§ 31.

T-wo wydaje conajmniej jedno czasopismo naukowe oraz jedno dydaktyczne. W tym celu powołuje Komitet Redakcyjny z siedzibą w Warszawie, w skład którego wchodzą: przewodniczący Zarządu Głównego jako przewodniczący Komitetu, przewodniczący Wydziałów oraz przedstawiciele wszystkich Oddziałów.

§ 32.

W miastach uniwersyteckich, a także w innych miejscowościach, gdzie istnieje możliwość zorganizowania pracy naukowej i dydaktycznej w zakresie geografii, mogą powstawać za zgodą Zarządu Głównego Oddziały T-wa, jeżeli w tej miejscowości mieszka conajmniej 12 członków T-wa. W innych miejscowościach powstawać mogą Koła podporządkowane Oddziałom. Oddziały i Koła mogą powołać na swoich członków także osoby, nie mieszkające w ich siedzibach, z obszarów ich działalności. Zadaniem Oddziałów i Kół jest współdziałanie w urzeczywistnieniu celów T-wa z Zarządem Głównym.

Na czele Oddziału stoi Zarząd Oddziału, złożony z:

a) prezydium, w skład którego wchodzi przewodniczący i jego zastępcy, sekretarz, skarbnik,
b) z wydziału spraw naukowych,
c) z wydziału spraw geografii szkolnej,
d) oraz z tylu członków, ilu Oddział uzna za potrzebnych.

Organizacja Zarządu Oddziału jest wzorowana w miarę możliwości na organizacji Zarządu Głównego z tym, że dopuszczalne jest kumulowanie funkcji w rękach jednego członka Zarządu.

§ 33.

W zakres działania Zarządów Oddziałów wchodzi:

a) realizacja celów T-wa na terenie działalności Oddziałów,
b) zwoływanie Walnego Zebrania Oddziału,
c) składanie sprawozdania przed Walnym Zebraniem Oddziału z czynności Zarządu i z użycia funduszów, przyznanych Oddziałowi przez statut, względnie przez Zarząd Główny oraz uzyskanych z wydawnictw, przedsiębiorstw własnych lub też inną drogą,
d) przedkładanie Walnemu Zebraniu Oddziału i Zarządowi Głównemu wniosków, zmierzających do osiągnięcia celów T-wa jak również wniosków o mianowanie członków honorowych

http://rcin.org.pl

i korespondentów jak i wniosków o wykluczenie członków T-wa,

c) przedkładanie Zarządowi Głównemu na miesiąc przed Walnym Zgromadzeniem sprawozdań z działalności Oddziału i protokółów z Walnych Zebrań Oddziału,

f) przedsiębranie innych czynności, zgodnie z celami T-wa.

§ 34.

Do prawomocności Walnego Zebrania Oddziału potrzebna jest obecność przynajmniej połowy członków czynnych, zamieszkałych w siedzibie Oddziału. — Jeżeli na Walnym Zebraniu Oddziału formalnie zwołanym nie zbierze się komplet, to w następnym przez Zarząd wyznaczonym terminie każda ilość obecnych wystarcza do powzięcia prawomocnych uchwał.

Do ważności uchwał Walnego Zebrania Oddziału, jak też wyborów, potrzeba bezwzględnej większości głosów członków obecnych na Zebraniu.

W zakres uprawnień Walnego Zebrania Oddziału wchodzą następujące sprawy:

a) przyjmowanie lub odrzucanie rocznego sprawozdania Zarządu Oddziału,

b) wybór Zarządu Oddziału w sposób podobny jak Zarządu Głównego,

c) wybór Komisji Rewizyjnej na okres jednego roku,

d) wybór delegatów Oddziału na Walne Zgromadzenie Towarzystwa,

e) załatwianie wniosków Zarządu Oddziału i wniosków uczestników Zebrania, zgłoszonych Zarządowi Oddziału najmniej na tydzień przed terminem Zebrania.

f) odwoływanie się do uchwał Zarządu Głównego do Walnego Zgromadzenia Towarzystwa, o ile Walne Zebranie Oddziału orzeknie, że uchwały te nie osiągają zamierzonego celu.

§ 35.

Komisja Rewizyjna Towarzystwa wykonywa z ramienia Walnego Zgromadzenia T-wa kontrolę nad administracją majątkiem T-wa. W tym celu ma prawo przeglądać każdego czasu księgi rachunkowe Zarządu Głównego oraz stwierdzić stan kasy, ma jednak obowiązek czynić to przynajmniej raz na rok. Komisja Rewizyjna jest obowiązana sprawdzać roczne zamknięcia rachunkowe i przedkładać Walnemu Zgromadzeniu

http://rcin.org.pl

T-wa wniosek udzielenia lub odmówienia absolutorium Zarządowi Głównemu.

§ 36.

Komisja Rewizyjna składa się z czterech członków, wybieranych przez Walne Zgromadzenie T-wa na przeciąg jednego roku, z tych dwóch z poza Warszawy. W razie zdekompletowania Komisji Rewizyjnej w ciągu kadencji, pozostałym członkom Komisji Rewizyjnej przysługuje prawo kooptacji z pośród członków Towarzystwa. Do przeprowadzenia czynności urzędowych Komisji Rewizyjnej potrzeba obecności przynajmniej trzech jej członków. Komisja Rewizyjna ma prawo żądać zwołania Nadzwyczajnego Walnego Zgromadzenia T-wa, które musi się odbyć najdalej w 6 tygodni po dniu, w którym Komisja Rewizyjna przedłożyła swoje żądania Zarządowi Głównemu.

§ 37.

Komisje Rewizyjne Oddziałów T-wa składają się z trzech członków, wybieranych na Walnym Zebraniu Oddziału na przeciąg jednego roku. Działają one na tych samych zasadach, jak Komisja Rewizyjna T-wa.

§ 38.

Wszelkie spory pomiędzy członkami T-wa, wynikające z ich przynależności do T-wa, a również wszelkie spory pomiędzy Władzami T-wa a członkami T-wa roztrzyga w jednej i ostatniej instancji Sąd Polubowny, do którego każda strona wybiera po dwóch sędziów, ci zaś dobierają sobie przewodniczącego. Jeżeli sędziowie nie mogą się zgodzić na wybór przewodniczącego, roztrzyga los pomiędzy podanymi przez nich kandydatami. Złożeniem Sądu polubownego zajmie się przewodniczący Zarządu Głównego lub przewodniczący Zarządu Oddziału albo członek T-wa przez nich wyznaczony. Od wyroku tego sądu niema odwołania. Sprawy o prawomocności zarządzeń lub uchwał Organów T-wa nie podlegają Sądowi polubownemu.

IV.

MAJĄTEK TOWARZYSTWA, ZMIANY STATUTU, ROZWIĄZANIE TOWARZYSTWA.

§ 39.

Majątek T-wa tworzą: składki członków, dochody z wykładów publicznych i ze sprzedaży wydawnictw, zbiory, muzea, ich urządzenia,

http://rcin.org.pl

urządzenia stacji, pracowni naukowych i innych podobnych zakładów tworzonych i utrzymywanych przez T-wa, wreszcie wszelkie zasiłki i dary udzielane T-wu i zapisy na rzecz T-wa czynione.

Zarząd Główny administruje majątkiem T-wa; fundusze uzyskane w jakikolwiek sposób przez Zarządy Oddziałów na rzecz T-wa, ale z wyraźnym przeznaczeniem ich dla pewnego Oddziału, pozostawia Zarząd Główny do rozporządzenia temu Oddziałowi.

Wydatki administracyjne Zarządów Oddziałów pokrywa kasa T-wa. W tym celu otrzymują Zarządy Oddziałów połowę składek członków swoich, a z wydatków nadsyłają Zarządowi Głównemu sprawozdania. Zobowiązania majątkowe T-wa zaciągają za zgodą Zarządu Głównego Przewodniczący, Sekretarz i Skarbnik T-wa.

§ 40.

Zmiany i uzupełnienia niniejszego statutu, uchwalone przez Walne Zgromadzenie T-wa powinny być wniesione do statutu T-wa z zastosowaniem się do przepisów o stowarzyszeniach i związkach.

§ 41.

Rozwiązanie T-wa może nastąpić uchwałą Walnego Zgromadzenia, powziętą zgodnie z § 23, na wniosek Zarządu Głównego.

Majątek T-wa przechodzi stosownie do uchwały Walnego Zgromadzenia na rzecz innej instytucji, mającej cele pokrewne.

---

http://rcin.org.pl

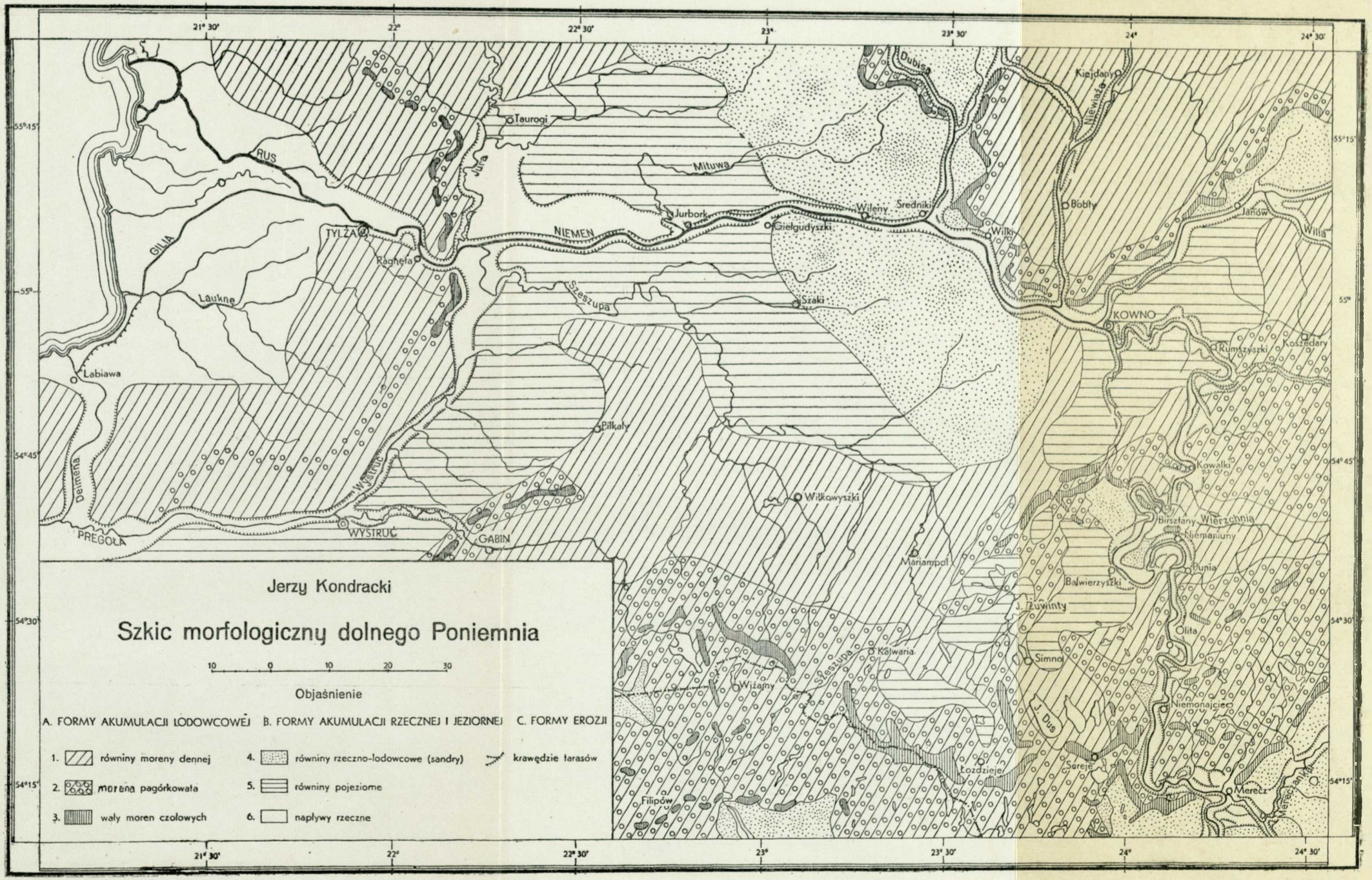
http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

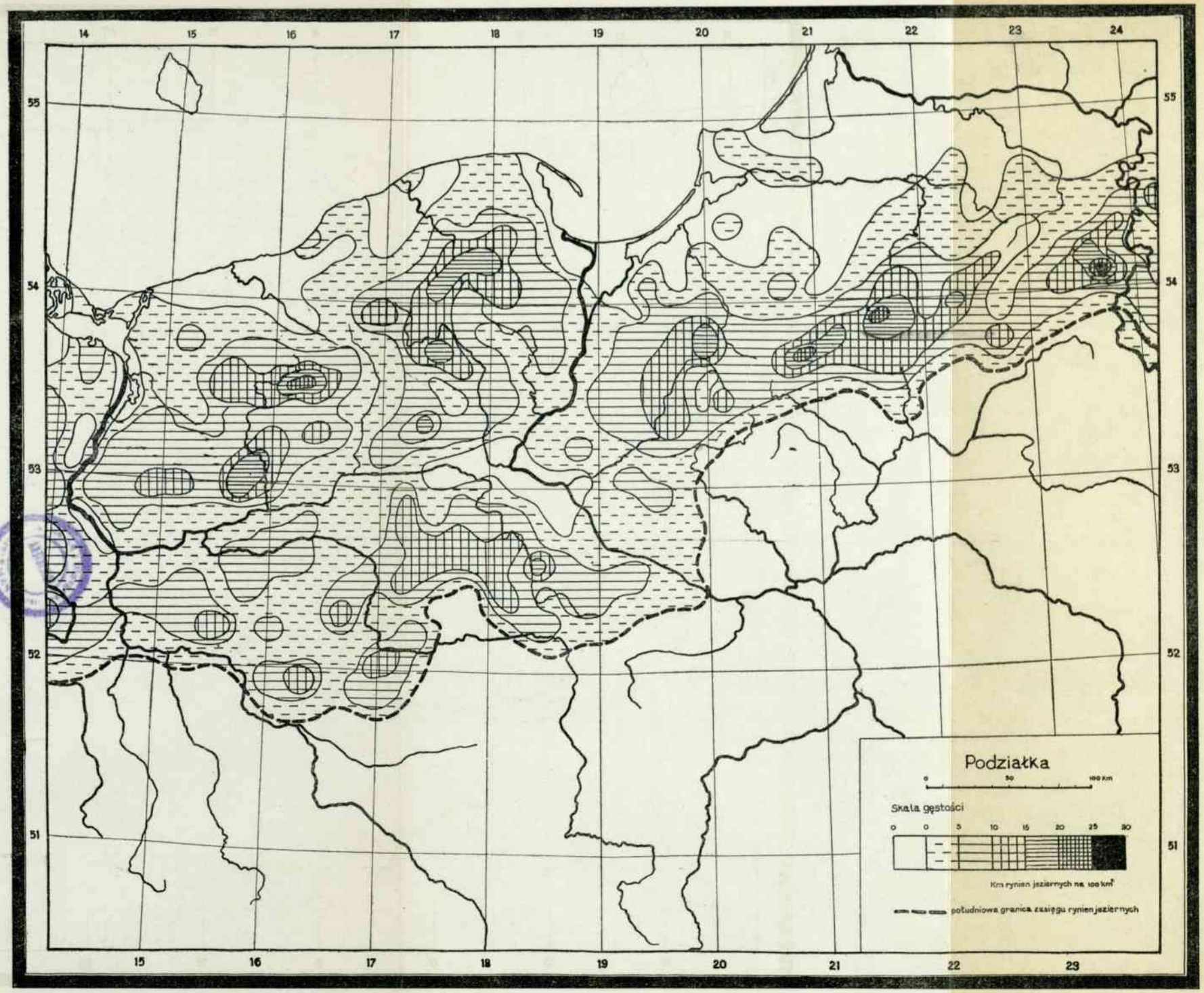
KOŁO GEOGRAFÓW
Stud. Uniwersytetu Warszawskiego

Tablica I.



http://rcin.org.pl

Stud. Uniwersytetu Warszawskiego



Mapa gęstości rynien jeziornych na Niżu Polskim. Gęstość wyrażona w km/100 km².

Map of density of lake-channels in the Polish lowlands. Density registered in kms/100 km².

http://rcin.org.pl