

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

Revue polonaise de Géographie

ORGAN POLSKIEGO
TOWARZYSTWA GEOGRAFICZNEGO.

ORGANE DE LA SOCIÉTÉ
POLONAISE DE GÉOGRAPHIE

REDAKTOR

SOUS LA DIRECTION DE

STANISŁAW LENCEWICZ

TOM XVI.



1936 R.

WARSZAWA

Z ZASIĘKU MINISTERSTWA W. R. i O. P.
SKŁAD GŁÓWNY W KASIE IM MIANOWSKIEGO

1937



PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

	Ceny księgarskie	Ceny ulgowe
Tom I., r. 1918—1919, str. 332+IV, fig. 40	10.—	6·66
Tom II., r. 1920—1921, str. 200+IV, fig. 23	4·50,	3—
Tom III., r. 1922, str. 192+IV, fig. 6	4·50,	3—
Tom IV., r. 1923, str. 258+IV, fig. 26	6—,	4—
Tom V., r. 1925, str. 165+IV, fig. 13	6—,	4—
Tom VI., 1926, str. 160+IV, fig. 23	6—,	4—
Tom VII.*, z. 1927, str. 206+IV, fig. 29, 1 mapa	6—,	4—
Tom VIII.*, r. 1928, str. 260+IV, fig. 35, 3 tabl., 1 mapa	6—,	4—
Tom IX., r. 1929, str. 372+XXIII, fig. 50, 4 tabl.	10.—,	6·66
Tom X.*, r. 1930, str. 315+IV, fig. 44, 1 tabl.	6—,	4—
Spis rzeczy zawartych w pierwszych dziesięciu tomach	1·20,	0·80
Tom XI., r. 1931, str. 208+IV, fig. 15, 1 tabl., 1 mapa	6—,	4—
Tom XII., r. 1932, str. 246+IV, fig. 18, 2 tabl.	10.—,	6·66
Tom XIII.*, r. 1933, str. 223+IV, fig. 15, 2 tabl.	10.—,	6·66
Tom XIV.*, r. 1934, str. 263+IV, fig. 17, 1 tabl.	10.—,	6·66
Tom XV., r. 1935, str. 197+IV, fig. 24, 1 tabl.	10.—,	6·66
Tom XVI., r. 1936, str. 216+IV, fig. 28, 2 tabl.	10—,	6·66
<i>J. Lugeon.</i> Polski Rok polarny na wyspie Niedźwiedziej, str. 49, fig. 10	2·40,	1·60
<i>St. Lencewicz.</i> Wspomnienie o Wacławie Naikowskim w dwudziestą piątą rocznicę śmierci, str. 22, fig. 2	1·20,	0·80

Ceny ulgowe — dla nowo-przybywających członków Towarzystwa, dla osób nabywających komplety, oraz dla młodzieży akademickiej. Członkowie Polsk. Tow. Geograficznego otrzymują bieżące tomy „Przeglądu” bezpłatnie.

Tom I-y jest na wyczerpaniu i sprzedawany jest tylko osobom nabywającym komplety. Tomy oznaczone gwiazdką * można nabywać w oddzielnych, zbroszurowanych połówkach.

W związku z wydaniem obecnie III tomem SPRAWOZDAŃ (COMPTE RENDUS du Congrès International de Géographie, Varsovie 1934), Sekretariat Międzynarodowego Kongresu Geograf. 1934, Poznań, ul. Fredry 10 (Zakład Geograficzny U. P.) — zwraca uwagę wszystkim byłym członkom Kongresu, którzy nie otrzymali jeszcze SPRAWOZDAŃ, że wysyła dotychczas wydane trzy tomy (I — 375 str. 39 map i ilustr.; II — 700 str. 148 map i ilustr.; III — 623 str. 151 map i ilustr.), jak również mający się ukazać w najbliższym czasie IV tom, tylko za zwrotem kosztów przesyłki w kwocie zł. 3,— (trzy), które przekazać należy pod adresem Sekretariatu, podanym wyżej.

A V I S.

La Revue polonaise de Géographie est expédiée aux Sociétés et Institutions correspondantes par l'intermédiaire du Service des échanges internationaux.

POUR L'ENVOI DE TOUTE CORRESPONDENCE LIBELLER AINSI L'ADRESSE:

VARSOVIE, NOWY ŚWIAT 72.

ADRES REDAKCJI: WARSZAWA, NOWY ŚWIAT 72.

PRZEGLĄD GEOGRAFICZNY

REVUE POLONAISE DE GÉOGRAPHIE

ORGAN POLSKIEGO
TOWARZYSTWA GEOGRAFICZNEGO.
REDAKTOR

ORGANE DE LA SOCIÉTÉ
POLONAISE DE GÉOGRAPHIE.
SOUS LA DIRECTION DE

STANISŁAW LENCEWICZ

TOM XVI — 1936

z 28 figurami w tekście i 2 tablicami


KOŁO GEOGRAFÓW i GEOLOGÓW
Stud. Uniwersyteju Warszawskiego

WARSZAWA

Z ZASIĘKU MINISTERSTWA W. R. i O. P.
SKŁAD GŁÓWNY W KASIE IM. MIANOWSKIEGO

1937



<http://www.igp.org.pl>



Drukarnia i Litografia JAN COTTY, Warszawa, Kapucyńska 7.



<http://rcin.org.pl>

S P I S R Z E C Z Y

(Table des matières)

ARTYKUŁY (ARTICLES).

	Str.
<i>Klimaszewski Mieczysław</i> . Z morfologii doliny Sanu między Leskiem a Przemysłem. (<i>Zur Morphologie des Santeles zwischen Lesko und Przemysl</i>)	107
<i>Kończak Stanisław</i> . Zarys hydrografii Bałtyku. (<i>Aperçu sur l'hydrographie de la Baltique</i>)	i
<i>Kończak Stanisław</i> . Zarys klimatologii obszaru bałtyckiego. (<i>Aperçu sur la climatologie de la Baltique</i>)	63
<i>Lencewicz Stanisław</i> . Kilka większych jezior północnego Polesia. (<i>Sur quelques lacs de la Polesie du Nord</i>)	133

NOTATKI (NOTES).

<i>Gadomski Adam</i> . Uwagi o epoce lodowcowej w Tatrach. (<i>A propos de l'époque glaciare dans les Tatra</i>)	151
<i>Kondracki Jerzy</i> . Skutki ulewy w dniu 22 maja 1937 roku w dolinie Prądnika. (<i>Effets de l'averse du 22 mai 1937 dans la vallée du Prądnik</i>)	161
<i>Lencewicz Stanisław</i> . Uwagi o zlodowaceniu w polskich Tatrach Wysokich. (<i>Remarques sur la glaciation dans les Hautes Tatra</i>)	155
<i>Różycki Feliks</i> . Groty w Bułgarii. (<i>Sur les grottes de la Bulgarie</i>)	167

SPRAWOZDANIA (COMPTES-RENDUS).

<i>Gorczyński Władysław</i> . Sprawozdanie ze Zjazdu Unii Międzynarodowej Geodezyjno-geofizycznej w Edynburgu i Oxfordzie, we wrześniu 1936 r. (<i>Compte-Rendu du Congrès de l'Union Géophysique et Géodesique internationale; Edinbourg et Oxford en septembre 1936</i>)	173
<i>Gorczyński Władysław</i> . O potrzebie opracowania nowego Atlasu klimatów świata. (<i>A new Climatological Atlas for the World</i>)	177
<i>Gorczyński Władysław</i> . Riwiera jako typ specjalny klimatów usłonecznionych. (<i>Riviera comme type spécial du climat</i>)	178
<i>Kondracki Jerzy</i> . Geografia na Łotwie i Litwie. (<i>Géographie en Lettonie et Lithuanie</i>)	181

KRONIKA (CHRONIQUE).

Zmarli:

<i>Tadeusz Zubrzycki (St. L.)</i>	187
<i>Stefan Czarnowski (St. L.)</i>	188
<i>Anastas Iszirkoff (St. L.)</i>	188
<i>Albert Heim (St. L.)</i>	188
Jubileusz Maurice Lugeon'a (<i>Stanisław Krajewski</i>)	189

Kongresy:	Str.
Międzynarodowy Kongres Geograficzny w Amsterdamie (<i>St. L.</i>)	193
XVII-ty Międzynarodowy Kongres Geologiczny w Moskwie (<i>St. L.</i>)	195
Międzynarodowy Kongres Nauk Antropologicznych i Etnologicznych (<i>St. L.</i>)	197
VI-ta Bałtycka Konferencja Hydrologiczna (<i>St. L.</i>)	197
Międzynarodowa Wystawa Polarna w Bergen (<i>S. P.</i>)	197
Wyprawa na Grenlandię (<i>J. K.</i>)	198
Międzynarodowa wycieczka botaniczna w Polsce (<i>R. Kobendza</i>)	199
Najbogatsze pola złotońskie świata (<i>G. W. Dekking</i>)	201
Zmiany w granicach województw (<i>Jerzy Kondracki</i>)	203
Nowe towarzystwa:	
Polskie Towarzystwo Gleboznawcze	206
Polskie Towarzystwo Statystyczne	206
Polskie Towarzystwo Wypraw Badawczych	206
<i>BIBLIOGRAFIA (BIBLIOGRAPHIE)</i>	209

STANISŁAW KOŃCZAK.

Zarys hydrografii Bałtyku.

(*Aperçu sur l'hydrographie de la Baltique*).

WSTĘP.

Morze Bałtyckie posiada wszelkie cechy morza śródładowego; wrzyna się głęboko w kontynent północno-europejski, łącząc się bardzo wąskimi cieśninami Bełtów i Sundu z oceanem, jest nie głębokie, posiada bardzo słabo zaznaczone przyprływy i odprływy. Ponadto zaznacza się w nim bardzo wyraźne uwarstwienie wody; zasolenie jest znacznie mniejsze niż w oceanie, a stosunki termiczne bardzo przypominają warunki panujące w jeziorach. Razem z morzem Północnym, którego jest jakoby utworem bocznym, tworzy północno-europejskie morze śródziemne.

Gdyby nie bardzo nikłe połączenie z oceanem, możnaby uważać Bałtyk za wielkie jezioro, podobne do jednego z kompleksu wielkich jezior kanadyjskich; wypiętrzenie dna o 50 metrów rozbiłoby go tak samo na kilka oddzielnych niecek.

De Martonne wskazuje na bardzo wielkie podobieństwa między Bałtykiem i tarczą bałtycką z jednej strony, a kompleksem jezior kanadyjskich i tarczą kanadyjską z drugiej strony; podobnie są położone w depresji peryferycznej na granicy tarczy archaicznej i otoczek paleozoicznych, podobne mają wymiary, głębokości, fazy rozwoju czwartorzędowego a nawet klimat. De Martonne widzi nawet symboliczny pomost: depresje barometryczne powstają nad jeziorami kanadyjskimi a giną nad Bałtykiem...

W klasyfikacji K r ü m m e l'a jest Bałtyk w klasie mórz śródziemnych intrakontynentalnych z jednym dostępem do oceanu i maksymalnym nasileniem wpływów kontynentalnych na wodostan i zasolenie

„płytkim morzem ingresyjnym szerokości wyższych, którego powierzchnia leży powyżej oceanicznej a zawartość soli jest mocno rozcieńczona przez dopływ wód słodkich i prąd powierzchniowy skierowany na zewnątrz”.

Pod względem wielkości Bałtyk należy do mórz małych, jak to wykazuje zestawienie choćby z morzem Śródziemnym:

	Bałtyk	Morze Śródziemne
powierzchnia	430.000 km ²	3.000.000 km ²
głębokość średnia	55 m	1.431 m
objętość wody	28.730 km ³	4.250.000 km ³

Komunikację z oceanem utrzymują trzy wąskie cieśniny: Sundu, Wielkiego i Małego Bełtu. Do zaakcentowania reżimu słodkowodnego przyczynia się istnienie bardzo dużego dopływu wód rzecznych ze zlewiska o powierzchni 1.660.000 km². Dopływ ten kilkakrotnie przewyższa ubytek wody na skutek parowania. Nadmiar więc wody musi uchodzić cieśninami do oceanu, wzamian za co przez płytkie progi przelewa się nieco ciężkiej i słonej wody oceanicznej. Średnie zasolenie wynosi tylko 7,8‰.

Już Herodot wie o dalekim morzu północnym, na którego brzegach znajdowano cenny bursztyn. W V w. p. Ch. flota rzymska opłynęła półwysep jutlandzki i ujrzła Bałtyk i liczne wyspy. Ptolemeusz twierdził, że na wschód od Jutlandii są 4 wyspy, zwane Skandiae; trzy małe (obecne Föhnen, Seeland i Laaland) i jedna duża (dzisiejsza Skania, o której sądzono, że jest wyspą, ze względu na wielkie jeziora od północy). Germanie również sądzili, że Skania jest wyspą, o czym świadczy nazwa: Skandynawia — znaczy tyle co wyspa Skandia (awi = wyspa).

Najstarszą nazwą morza oblewającego te wyspy, jest *Sinus Codanus* lub *Sinus Venetus*; Tacyt nazywa je *Mare Suevicum*, Ptolemeusz *Okeanos Sarmatikus*; ostatnia nazwa wskazuje już jakby na większe rozmiary poznanego morza. Rzymianie znali głównie dzisiejsze morze Bełtów oraz ujścia Wisły i Niemna. Pliniusz wymienia prócz Skandii jeszcze jedną wyspę większą *Epigia* czy *Aeningia*, w czym widzimy dziś Finlandię (Feningia — Finlandia). Diodor Sycylijski mówi o wyspie *Abalus*, *Abalcia* czy *Balcia*; nazwy te spotykamy również u Pliniusza. Prawdopodobnie od nazwy tej wywo-

dzi się nazwa Bałtyku, choć nowsi badacze wyspę ową identyfikują z dzisiejszym Helgolandem.

Najstarszy dokument w Polsce z 995 roku wspomina o *mare longum*; Gall używa nazwy *mare amfitrionale* lub *mare septentrionale*. Nestor nazywa je *morzem wareżskim*. Po raz pierwszy nazwy *Morze Bałtyckie* używa Adam z Bremeny 1076. W 1370 roku napisano pierwszy podręcznik dla żeglarzy, odbywających żeglugę z Danii wzdłuż brzegów Szwecji do wyspy Öland, do dzisiejszego Tallinn'a i Hangö.

Bałtyk przedstawiał się ówczesnym kartografom jako mało rozczłonkowana odnoga oceanu północnego, rozciągająca się na północ i na wschód. Pierwsza wzmianka o zatoce Fińskiej znajduje się na mapie Olajana Magnusa w r. 1532, choć zatoka jest mocno skrzywiona w kierunku północnym. Na nieco wcześniejszej mapie Diego Ribero'a z r. 1529, przedstawiającej ocean Atlantycki, widzimy na północy Europy zarysy morza, słabo tylko przypominającego kształtem Bałtyk. Hebersztein rysuje w 1549 r. Bałtyk nierozczłonkowany, wyciągnięty na północ aż do krawędzi mapy, tak że niewiadomo, jak sobie wyobrażał północny zarys tego morza. Finlandia leży u niego po zachodniej stronie Bałtyku. Prawidłowiej rysował kontury Bałtyku Mercator. Mapa Ortelius'a podaje już foremny zarys morza Bałtyckiego, choć deformuje bardzo półwysep Skandynawski.

Pierwsze nowoczesne zdjęcie Bałtyku wykonał z polecenia Karola XI matematyk i geodeta szwedzki Andrzej Bureus w 1603 r. Mapa ta posłużyła kapitanowi szwedzkiej floty Johannowi Mansa'nowi do wydania mapy żeglarskiej i locji, która służyła żeglarzom rosyjskim aż do roku 1789. Według szwedzkiej mapy Rosenfeld'a z 1694 polecił Piotr I w 1741 r. opracować rosyjską mapę Bałtyku p. t. „Kniha razmiernaja gradusnych kart Ostsej ili Wariażskoho moria” w 14 arkuszach. Pierwszą mapę zatoki Fińskiej i atlas wydano w 1789. Jeszcze w 1802 r. wykonał rosyjski geodeta Sarczew mapę Bałtyku metodami mało dokładnymi, aż dopiero w 1828 Schubert oparł się na wykonanej przez siebie triangulacji, która objęła cały wschodni brzeg Bałtyku.

W niemieckim języku pierwszą pracą o Bałtyku jest Boll'a „Die Ostsee”, wydana w r. 1857. Dokładniejszą i obszerniejszą jest praca Etzela z r. 1874 p. t. „Die Ostsee und ihre Küstenländer”. Nowoczesnym ujęciem jest już praca Ackermann'a: „Beiträge zur physischen Geographie der Ostsee” z 1883 r., w której znajdujemy zupełnie już dobrą mapę dna Bałtyku.

W tym okresie czasu zaczęto wykonywać pierwsze planowe pomiary i obserwacje takich elementów hydrologicznych jak temperatura, zasolenie, zawartość gazów itp. W latach 1871—1872 i 1881—1882 niemiecki statek hydrograficzny „Pommerania” wykonywa cały szereg takich pomiarów. Rok 1877 przynosi pierwsze pomiary szwedzkie na pełnym morzu pod kierownictwem L. Ekman'a, które objęły wybrzeża szwedzkie od Skagerraku do Botniku i były wykonywane tak w zimie jak i w lecie. Wyniki te zostały opublikowane w r. 1893 przez Petterssen'a. Rosyjski statek badawczy „Witiaz” wykonał serię pomiarów hydrologicznych w zatoce Fińskiej w 1889 r.

Na większą skalę rozpoczynają badania Finnowie, którzy już od 1900 roku przeprowadzają systematyczne pomiary hydrologiczne cztery razy do roku na wodach fińskich. Owocem tych prac jest dział hydrologiczny w „Atlas of Finland” 1910 r. (1).

Już wtedy zaczęto rozumieć, że w celu lepszego poznania stosunków hydrologicznych morza Bałtyckiego i w ogóle mórz północnych, konieczna będzie współpraca zainteresowanych państw, sąsiadujących z Bałtykiem celem ujednostajnienia metod, pór obserwacji i przyrządów. Ojcem duchowym tego porozumienia był znakomity hydrograf szwedzki O. Petterssen, który autorytetem swoim doprowadził do utworzenia w 1902 roku „Międzynarodowej Komisji Badania Mórz Północnych”, egzekutywą której był „*Conseil Permanent International pour l'Exploration de la Mer*” z siedzibą w Kopenhadze. W Oslo powstaje również „Centralne Laboratorium Międzynarodowych Badań Morza” pod kierownictwem F. Nansen'a. Rozpoczął się teraz okres wzmózonych badań według systematycznego planu: od roku 1902 przez pięć lat, cztery razy do roku, w lutym, maju, sierpniu i listopadzie, każde z państw uczestniczących miało wykonywać badania hydrologiczne na wyznaczonym odcinku Bałtyku; *Dania* w Kattegacie i Morzu Bełtów, *Niemcy* w południowej i zachodniej części Bałtyku do linii Bornholm—Kłajpeda, *Szwecja* w Bałtyku zachodnim do Gotlandu i w Skagerraku, *Rosja* i *Finlandia* we wschodniej części Bałtyku, mianowicie pierwsza na wodach fińskich i w zatoce fińskiej do wyspy Dago, zaś druga w basenie Gotlandzkim od Ölandu do brzegów wschodnich oraz w zatoce Ryskiej.

Do prac tych przystąpiono z dużym nakładem kosztów; poszczególne państwa wyposażyły nawet specjalne statki — np. niemiecki statek Poseidon, — ale korzyści odniesione z należycie zrozumianej współpracy były nierównie większe. Udało się wkrótce ogarnąć rozkład w czasie i przestrzeni najważniejszych czynników hydrologicznych i co ważniejsza, osiągnięto pogląd na warunki życia fauny bałtyckiej. Na

podstawie osiągniętych wyników ukazało się szereg opracowań duńskich, szwedzkich, wspomniany wyżej „Atlas of Finland” i „Atlas für Temperatur, Salzgehalt und Dichte der Nord- und Ostsee” (18). Wyniki pomiarów rosyjskich, rozpoczętych dopiero w 1908 r. opracował Lebedincew (26).

Wskutek wybuchu wojny prace badawcze przerwano w 1914 r. Po wojnie światowej, w nowych warunkach, w innym rozkładzie państw wokół Bałtyku, do którego weszła i Polska, podjęto pracę w zmienionej formie. Wielką aktywność badawczą przejawiają z jednej strony Finowie z Wittingiem, Blomquistem, Renquistem na czele, a z drugiej Duńczycy z Petterssenem i Knudsenem. Utworzono t. zw. Unię Hydrologiczną Państw Bałtyckich.

Z innego środowiska wyszła inicjatywa współpracy na terenie hydrologii, co prawda najpierw kontynentalnej. Na Łotwie powzięto w roku 1926 myśl zwołania *Konferencji Hydrologicznej Państw Bałtyckich*. Wzięły w niej udział: Estonia, Sowiety, Polska, Litwa i Łotwa. Rychło jednak dodano sekcję hydrografii morskiej i już następną, II Konferencja, zorganizowana w Tallinnie w 1928 r. obradowała w sekcjach: 1) hydrologii rzek i wód gruntowych, 2) hydrografii Bałtyku, 3) odpływu rzeczno-morskiego. W konferencji tej wzięło udział więcej państw: Niemcy, Estonia, Finlandia, Łotwa, Sowiety, Litwa, Polska i Szwecja. Ustalono, że współpracę przy badaniach Bałtyku należy rozpocząć od badań nad wodostanem i bilansem wodnym Bałtyku. Przyłączenie się Danii do prac Konferencji oznaczało zupełny sukces idei współpracy. Przedstawiciele wszystkich państw, sąsiadujących z Bałtykiem zjechali się po raz trzeci na III Konferencję Hydrologiczną w r. 1930 do Warszawy. Zakres pracy objął tu już pewne określone całokształty zagadnień; w dziedzinie hydrografii morskiej traktowano głównie sprawy wodostanu i bilansu, oraz reżimu hydrologicznego Bałtyku. Rund o przedstawił nową próbę ustanowienia bilansu wodnego Bałtyku. Głównymi zagadnieniami talassologicznymi były:

- 1) ustalenie średniego poziomu Bałtyku i obranie wspólnego poziomu porównawczego celem powiązania wszystkich mareografów;
- 2) badania nad ogólnym régime'em Bałtyku; związek między opadem, parowaniem a odpływem;
- 3) ujednostajnienie i udoskonalenie metod badawczych wodostanu, prądów, temperatury, zasolenia i falowania.

Zorganizowanie następnej z kolei, IV Konferencji w 1933 roku przypadło Sowiетom (Leningrad), którzy zmobilizowali cały zespół wybitnych hydrografów. Program uległ znacznemu rozszerzeniu. W sekcji hydrologii morskiej rozpatrywano zagadnienia: a) bilansu hydrolo-

gicznego, b) dynamiki morza, c) reżimu zimowego Bałtyku, d) badania dna i wybrzeży.

Tak jak w Leningradzie Sowiety zmajoryzowały Konferencję pod względem liczby uczestników i liczby referatów, tak organizatorzy następnej, V Konferencji w 1936 r. w Helsinkach, wystąpili z pokazem pierwszorzędnych prac talassologicznych. Praca Finnów z Wittin g'iem na czele zasługuje na najwyższe uznanie, ich *Havsforskningsinstitutet* stał się przodującą instytucją badań hydrologicznych Bałtyku. W Helsinkach obradowała Konferencja w 3 sekcjach; w sekcji hydrologii morskiej rozpatrywano zagadnienia: bilansu wodnego, ujednostajnienia metod pomiaru temperatury, zasolenia i alkaliczności, falowania powierzchniowego, dna morskiego i zlodzenia. Sprawa bilansu była podnoszona już po raz trzeci (R u n d o w 1930 w Warszawie, B e r g i S o k o ł o w s k i w Leningradzie); referaty wygłoszone w Helsinkach wniosły sporo materiałów nowych, ale ujawniły dalszy brak wszelkich danych odnośnie parowania. Co do ujednostajnienia metod pomiarów temperatury i zasolenia, to poszczególne państwa wypowiedziały się w szczegółowej ankiecie w sprawie potrzeby ujednoczenia instrumentów i metod.

Co się tyczy falowania, to okazało się, że odpowiednie obserwacje wykonywa się już prawie we wszystkich krajach, lecz systematycznie tylko w Niemczech i Sowietach. W dziedzinie badań dna wynikło z referatu zbiorowego, że nie wyszły one jeszcze poza stadium wstępnego gromadzenia materiałów, wreszcie stwierdzono, że obserwacje lodowe na Bałtyku prowadzone są systematycznie.

1. PODZIAŁ BAŁTYKU.

Jako granicę Bałtyku przyjmuje się zwykle linię Skagen-Marstrand. Sam podział nie nastrocza zbyt wielkich trudności, gdyż poszczególne części są wyraźnie odgraniczone; jedynie w morzu Bełtów trzeba było konwencji międzynarodowych. Mimo to różni oceanografowie różnie przeprowadzali podział; A c k e r m a n n wyróżnił Bałtyk zachodni, odpowiadający morzu Bełtów, i wschodni, od Sundu do Botniku. K r ü m m e l (24) dzielił na: 1) Kattegat i Sund, 2) morze Bełtów, 3) Bałtyk właściwy i 4) zatoka Botnicka¹⁾.

¹⁾ Wprowadzone przez C z e k a ń s k ą pojęcie Bałtyku południowego w przeciwstawieniu do północnego, obejmującego część północną Bałtyku właściwego z zatokami Ryską, Fińską i Botnicką, nie przemawia do przekonania, gdyż o wiele naturalniejszą jest linia podziału biegnąca przez archipelag Alandzki.

Wkraczając do Bałtyku od strony morza Północnego, wchodzimy przez *Skagerrak* do pierwszej części składowej morza Bałtyckiego — *Kattegatu*, do którego niektórzy zaliczają również i (Öre) - Sund. Po stronie szwedzkiej widzimy tu głęboką rynnę, przedłużenie rynny norweskiej, której głębokość sięga 100 metrów; strona zachodnia, jutlandzka ma głębokości od 8 do 15 m, na północ od Seelandu jest od 20 do 40 m wody. Szerokość Sundu koło Helsingör wynosi 4,4 km, koło Kopenhagi 25 km; w części południowej nie jest on głębszy niż 8 metrów.

Następną częścią składową jest tzw. *morze Bełtów*, naj płytsze ze wszystkich, a obejmujące według definicji międzynarodowych obszar Bełtów: Wielkiego, Małego, Samso, Langeland i Alsen, dalej płycizny między Seeland a Laaland, Bełt Fehmarn, zatoki Kilońską i Meklenburską. Głębokości w Morzu Bełtów nie przekraczają nigdzie 30 metrów poza rynnami ancyclusowymi. Mały Bełt zwęża się do 650 m przy głębokości około 20 m, w dużym Bełcie izobaty 10 m leżą w odległości 10—29 km od siebie. Bełty powstały podobnie jak kanał La Manche pod działaniem erozyjnym falowania, idącego ze Skagerraku, czemu współdziałały w okresie lityrnowym silne prądy przyprływu i odpływu. Na dnie tego „morza” widzimy kilka zatopionych dolin rzecznych odpływu jeziora ancyclusowego. Kiedy w lityrnie otwarły się przejścia bałtyckie na północ i na zachód, falowanie i przyprływy swobodnie przenikały do Bałtyku i doliny te częściowo rozmyły. Zachowały się jedynie małe odcinki w Małym Bełcie, w dużym zaś tylko krótkie odcinki szerokości 1 km, a w Kattegacie tzw. „Läsörinne”.

Z morza Bełtów wkraczamy już w obręb *Bałtyku właściwego*, ciągnącego się w kształcie litery S od ławicy Möen do końca zatoki Fińskiej. Na wstępie wydzielamy mały *basenik Arkoński* między Rugią a Skanią z głębokościami do 53 m. Na wschód od Bornholmu mamy już nieco głębszy *basen Bornholmski*, ograniczony od wschodu ławicą Środkową, na zachodzie ławicami Rönne i Orlą (Adlergrund). Największa głębokość wynosi tu 105 m. Od strony wschodniej ławicy Słupska i Środkowa stają na przeszkodzie bezpośredniej komunikacji z następną, największą częścią Bałtyku, *basenem centralnym*, zwanym też *morzem Gotlandzким* (*Östersjö*). Basen ten tworzy całość od zatoki Gdańskiej do zatoki Fińskiej; w najszerszym miejscu ma 330 km, a w kierunku podłużnym, z południa na północ — 875 km. Prawdopodobnie basen ten istniał już w trzeciorzędzie jako system rzeczny, który potem posłużył lodowcowi jako łożysko. Erozja była tu łatwa, bo odbywała się w materiale z łupków i wapieni; jako świadki erozyjne pozostały dzisiejsze wyspy Bornholm, Gotland i Öland. Największa głębokość wynosi tu 249 metrów

w tzw. głębi Gotlandskiej; na południu w obrębie zatoki Gdańskiej, sonda opuści się do 109 metrów.

Wyspa Gotland i ławica Hoborg oddzielają *basen Landsort'u*, w północnej części którego mamy najgłębszą kotlinę — w pobliżu małej wysepki Gotska Sandö (469 metrów). Nieco na uboczu leżą zatoki: *Ryska*, zabarykadowana wyspami Ösel i Dagö i sięgająca do 53 m głębokości oraz *zatoka Fińska*, zwięzająca się ku wschodowi i z głębokościami malejącymi od 100 m ku wschodowi.

Płytkie skaliste progi łączą szkiery szwedzkie z fińskimi poprzez archipelag Alandu (1 duża i około 300 małych wysp). Połączenie to przerwane jest przy brzegu szwedzkim tzw. rowem Ålandskim z głębnią 201 metrów. Całość tworzy *morze Ålandów*.

Ostatnią z części składowych Bałtyku jest *zatoka Botnicka* czyli *Botnik*. Budowa jej jest zupełnie inna niż Bałtyku; jest to kocioł w samym środku tarczy archaicznej, powstały z uskoków i pogłębiony przez lodowce. Długość jej wynosi 700 km, największa szerokość 225, najmniejsza 75 km. Pomostem wysp Norra Kvarken przedzielona jest zatoka Botnicka na dwie części; właściwą zatokę Botnicką i tzw. *wik Botnicki* (Bottenwik). Ukształtowanie dna przypomina do złudzenia krajobraz polodowcowy Szwecji lub Finlandii. Głębie rozrzucone są nieregularnie, sięgają one — koło Härnosand — 249 m, koło Bjurroklub — 124 m.

Z form drobniejszych wymieniłyby należało zalewy: Odrzański, Wiślany, Kuroński, mierzeję Helską.

Powierzchnia całego Bałtyku w/g Krümme'la wynosi 430.000 km², co czyni mniej więcej 0,4% powierzchni oceanu Atlantyckiego. Objętość w/g Halbfa's'a wynosi 28.730 km³. Powierzchnia zatoki Botnickiej wynosi 102.000 km², objętość 6.150 km³, zatoki Fińskiej w/g Wittin'g'a — 29.900 km² i 1.125 km³, zatoki Ryskiej — 1.900 km² i 270 km³.

Długość rzeczywista linii brzegowej równa się 5.600 km, długość najmniejsza możliwa = 2,300 km, co daje rozwój linii brzegowej 60%. (Morze Śródziemne ma odpowiednio 77%). Długość wybrzeża szwedzkiego od Skagen do Torneo wynosi 1.800 km.

Dno Bałtyku posiada formy bardzo urozmaicone; część północna jest wyżłobiona przez lodowiec w skalistym podłożu tarczy fennoskandyjskiej, podczas gdy południowa przedstawia obszar akumulacji lodowcowej jako olbrzymia rozmyta morena denna. Stąd mamy tam dużo mielizn, raf i podwodnych kamieni, dno jest w licznych miejscach usiane zbiorowiskami głazów narzutowych, stanowiących poważne przeszkody dla żeglugi. Obserwujemy również wędrówki tych głazów po

dnie; w zatoce Fińskiej morze wyrzuciło kiedyś na ląd blok 4×2 metry, wagi 82 ton, a w 1888 r. na brzeg wyspy Hogland — głaz objętości 60 m^3 i wagi około 150 ton. W południowej części Bałtyku ławice Orla (Adlergrund) i Środkowa (Mittelbank) stanowią prawdopodobnie szczątki rozmytych moren końcowych. Według pomiarów statku „Pomerania” dno Bałtyku południowego jest ubogie w wapien — 0,2%, podczas gdy Kattegat i Skagerrak mają 5—13%. Natomiast w warstwach politorynowych zawartość wapnia wzrasta, koło Bornholmu i Gotlandu znaleziono pokłady marglu lodowcowego z zawartością 8—15% wapnia.

Misa Bałtyku była długo wystawiona na działanie lodowca. Z jednej strony lodowiec z wmarzłymi w dno i boki głazami złobił dno i brzegi przyszłego Bałtyku, z drugiej, już po odwróceniu, nagromadzony materiał został osadzony na dnie. Twarde skały krystaliczne i gnejsowe, tworzące tarczę bałtycką, trudniej pozwalały się urzeźbić niż miękkie skały osadowe południowych części basenu. To też tłumaczy wąskość Botniku i dużą pojemność Bałtyku właściwego.

Tak więc stosownie do budowy geologicznej winniśmy brzegi Bałtyku dzielić na wybrzeża skaliste, na północ od linii — północny brzeg zatoki Fińskiej, Alandy do Szwecji południowej i na wybrzeża złożone, w części piaszczyste, w części kliffowe, wyrzeźbione w osadach czwartorzędowych. W części północnej linia brzegowa rozbita jest na tysiące małych skalistych wysepek (szkiery), których największe skupienie znajduje się między Hangö a Alandami. W południowej części — brzegi Liwlandii i Kurlandii są płaskie, piaszczyste, podobnie jak większość wybrzeży południowych i zachodnich, jedynie na niektórych wyspach widzimy brzegi strome — Rugia, Bornholm i Møen.

2. TEMPERATURA WODY.

Szczególne warunki geograficzne, w jakich znajduje się Bałtyk, nie pozostają bez wpływu na rozkład temperatury jego wód w czasie i przestrzeni. Zdawałoby się, że na skutek wąskości cieśnin woda zawarta w Bałtyku stanowi pewną zamkniętą w sobie całość, w obrębie której następowałyby zmiany tylko wskutek parowania oraz opadów atmosferycznych i dopływu rzeczno-ego. Badania jednak hydrologiczne, zwłaszcza nowsze wykazały, że nie można traktować Bałtyku jako jezioro. Coprawda w wielu szczegółach reżim termiczny Bałtyku podobny jest do jeziornego, ale tym niemniej faktem jest, że istnieje wymiana wody między Bałtykiem a morzem Północnym, jak zobaczymy dalej i w związku z tym obserwujemy pewne komplikacje w układzie termicznym.

Kiedyś za czasów Hjärne'a wyobrażono sobie, że im dalej w głąb morza, tym będzie chłodniej. Rychło okazało się jednak, że temperatura najniższa nie jest na dnie, ale gdzieś w warstwie pośredniej wody. Jeszcze w r. 1891 Makarow twierdził, że temperatura wody w warstwie przydennej nie ulega wahaniom; dowiedziono jednak niabawem, że wahania takie są, choć amplituda ich jest znacznie mniejsza niż w warstwie powierzchniowej.

Zmiany termiczne wychodzą z powierzchni morza, na którą oddziałują promienie słoneczne i kontakt z masami powietrza o różnej temperaturze. Zmiany te idą w dół przez konwekcję termiczno-słonościową, przy czym w chłodniejszej porze roku dużą rolę odgrywa fakt, że woda posiada największą gęstość nie przy 0° a przy 4° , co zresztą znowu uzależnione jest od stanu zasolenia, np.:

przy słoności	$0^{\circ}/_{\infty}$	$10^{\circ}/_{\infty}$	$20^{\circ}/_{\infty}$	$30^{\circ}/_{\infty}$	$40^{\circ}/_{\infty}$
temperatura największej gęstości . .	4°	1.8°	-1.3°	-2.7°	-5.1°

Związki powyższe wyjaśniają, dlaczego trudno traktować jest oddzielnie stosunki termiczne, a oddzielnie słonościowe; tworzą one nierozłączny kompleks, w którym dochodzi jeszcze znaczenie zawartości różnych gazów, koncentracja jonów itd.

Najwyższe temperatury *na powierzchni* Bałtyku obserwujemy w sierpniu; północna część zatoki Botnickiej ma wtedy 13° , morze Alandzkie 13° , wschodnia część zatoki Fińskiej 16 — 17° , morze Gotlandzkie około 17° , a w miejscach płytszych nawet 20° . Ciekawe są dwie enklawy z temperaturą niższą o 2° koło Vasa w Finlandii i Sztokholmie, gdzie średnia temperatura sierpnia wynosi tylko 11° . Przy polskim brzegu notowano w okresie 1928—1935 najwyższą temperaturę $22,8^{\circ}$ — w Gdyni.

Najniższe temperatury w warstwie powierzchniowej notujemy w lutym; w zatokach Botnickiej i Fińskiej około 0° lub kilka dziesiątych stopnia poniżej zera, a w południowym Bałtyku około $2,5^{\circ}$. Podczas surowej zimy 1928/29 notowano przy Helu pod lodem w lutym temperaturę — $0,5^{\circ}$.

Jeżeli chodzi o stosunki termiczne na różnych głębokościach, to z jednej strony obserwujemy zmniejszenie się amplitudy wahań temperatury wraz z głębokością, a z drugiej coraz większe opóźnienie maximum. Konwekcja termiczna sięga zwykle nie głębiej, jak 50—60 metrów, poniżej tej granicy wahania roczne temperatury są bardzo małe, rzędu dziesiątych stopnia.

Maximum temperatury na głębokości 80 m występuje w Botniku późną jesienią i na początku zimy, zaś w rowie Alandzkim na 300 m dopiero w końcu grudnia. Przy wejściu do zatoki Fińskiej na głębokości 80 m, maximum występuje na początku stycznia, zaś w głębi morza Gotlandzkiego dopiero na wiosnę.

Minimum obserwujemy na powierzchni w lutym, w warstwie 40—60 m w kwietniu i maju, zaś w Botniku na głębokościach poniżej 100 m latem. T a n f i l i e w (45) twierdzi, że w północnej części morza Gotlandzkiego minimum w przebiegu rocznym temperatury na głębiach poniżej 150 metrów przesuwają się na miesiące zimowe, to znaczy ochłodzenie dochodzi z prawie rocznym opóźnieniem.

Najwyższą temperaturę obserwuje się często nie na samej powierzchni, lecz w warstwach niżej leżących, zwłaszcza latem.

Przykład przebiegu rocznego temperatur na różnych głębokościach, na stacji pomiarowej w pobliżu Bornholmu				
Głębokość w m	Luty	Maj	Sierpień	Listopad
0	2.5 ^o	4.7 ^o	16.7 ^o	8.8 ^o
20	2.7	4.4	15.4	8.8
40	2.6	3.6	4.8	8.9
50	3.9	3.2	3.8	6.8
60	5.9	4.1	4.3	6.0

Z tabelki tej widać odwrócony układ termiczny zimą, przejście do układu normalnego na wiosnę, wytworzenie się powierzchniowej warstwy silnie nagrzanej latem, wreszcie dużą amplitudę wahań na powierzchni i niewielką w warstwie do 60 metrów.

Warstwa skoku termicznego występuje bardzo wyraźnie latem, najczęściej na głębokości 15 do 20 metrów.

Głębokości	0	1	10	15	20	30	40 metrów
Fehmarnbelt czerwiec 1893	17.6 ^o	17.6 ^o	17.6 ^o	14.9 ^o	9.3 ^o	8.5 ^o	—
Hogland czerwiec 1882	15.7	15.3	15.1	6.5	0.5	0.5	0.2

Przebieg roczny stosunków termicznych Bałtyku jest następujący:

w *lutym* mamy zwykle odwrócony układ termiczny. W południowej części Bałtyku wykształcona jest na powierzchni warstwa o jednokowej słoności, grubości 40—60 metrów o średniej temperaturze 1,6^o do 2,8^o; na dnie panują temperatury 4—5^o.

W maju warstwa powierzchniowa nagrzewa się intensywnie, wytwarza się tzw. dichotermia, to znaczy, że warstwa powierzchniowa i warstwa denna są cieplejsze od warstw pośrednich. Stopniowo układ termiczny przechodzi w normalny. Na powierzchni basenu głównego temperatura wynosi około 5° , w warstwach dennych 4° , a w warstwie pośredniej od 1° na północy do 3° na południu. W zatoce Botnickiej mamy na powierzchni od 1 do 3° , na dnie 2— $2,5^{\circ}$, a w warstwie pośredniej poniżej 1° . W maju zaznacza się również spora różnica temperatury wody u brzegów wschodnich i zachodnich Bałtyku południowego — brzeg szwedzki ma 4° , a brzeg wschodni 7 i 8° ; izoterma 7° przebiega tuż przy brzegu zatoki gdańskiej i wybrzeży Łotwy i Estonii do Windawy.

W sierpniu powierzchniowa warstwa homohaliczna basenu centralnego nagrzewa się silnie — do 16° a nawet 18° . Pod nią zaznacza się ostro warstwa skoku termicznego. Wody denne basenu głównego mają od 4 do 7° . Zatoka Botnicka ma na powierzchni 12— 13° , na dnie 2— 4° .

W listopadzie wreszcie woda, ochładzając się na powierzchni dzięki coraz intensywniejszemu wyparowaniu (długie noce), staje się cięższą i opada w dół, a na jej miejsce wchodzi woda z warstw niższych. Ta ujemna konwekcja termiczna trwa tak długo, aż wyczerpie się zapas ciepła warstwy powierzchniowej, po czym następuje odwrócenie układu termicznego.

Warstwa skoku termicznego, obniżając się, jest w listopadzie mniej więcej na głębokości 50 metrów. Na powierzchni wynosi temperatura w listopadzie od 4° w Bottenwiku do 9° w zatoce Gdańskiej, na dnie zaś około 3° w zatoce Botnickiej, 6° w basenie centralnym a 10° w morzu Bełtów.

W ogóle wody Bałtyku są najchłodniejsze u spągu warstwy homohalicznej; nieciągłość bowiem słoności i gęstości wody stanowi barierę dla prądów konwekcyjnych, powodujących mieszanie się wody pod względem termicznym tak głęboko, jak sięga wpływ promieni słonecznych. Warstwy wody leżące poniżej nie biorą udziału w krążeniu ogólnym i mają odrębne stosunki termiczne.

W warstwach dennych temperatura wody i jej wahania roczne zależą głównie od przelewania się nowych mas słonej wody z Kattegatu, o czym mowa była wyżej. Amplituda wahań rocznych wynosi około $2,5^{\circ}$ w basenie Gotlandu, zaś w nieckach Botniku tylko $1,5^{\circ}$. Istnienie powierzchniowej warstwy homohalicznej, wykrytej przez Krümmele'a (24) jest bardzo ważne w gospodarce cieplnej Bałtyku. Działa ona regulująco na stosunki termiczne, jest to pewnego rodzaju „centralne ogrzewanie” oddające nagromadzone latem zapasy ciepła do późnej jesieni, co w znacznym stopniu łagodzi klimat strefy brzeżnej.

Powyżej podany rozkład temperatur może ulec niekiedy silnemu zakłóceniu, głównie przez falowanie, gdy silne i długotrwałe wiatry wzbudzają głęboko warstwy wody i wyrównują temperatury. Szybko się jednak ustala normalny układ, odpowiadający porze roku.

W zależności od przeważających w danym roku kierunków wiatru obserwujemy czasem wybitną asymetrię między temperaturą wody przy brzegach wschodnich i zachodnich Bałtyku. Zazwyczaj latem temperatura przy brzegach Szwecji jest niższa o 2—3° niż przy brzegach wschodnich. Zawdzięczać to należy przewadze wiatrów zachodnich, które spędzają ciepłą warstwę wody powierzchniowej ku brzegowi wschodniemu. Kompensujący prąd denny podprowadza wtedy przy brzegu szwedzkim chłodną wodę. Prócz tego różnice w temperaturze spowodowane są tym, że wzdłuż wybrzeża Szwecji płynie stale prąd wody chłodniejszej z północy, zaś brzegi wschodnie omywane są prądami przynoszącymi z południowej części Bałtyku wody cieplejsze. Różnice temperatury wody spowodowane działalnością wiatrów odładowych czy doladowych występują zresztą wszędzie; często możemy to zauważyć na wybrzeżu polskim, o czym zresztą będzie mowa dalej.

Mniej więcej w sierpniu różnica temperatur między brzegiem wschodnim a zachodnim wyrównywa się; zimą natomiast na odwrót brzeg wschodni jest chłodniejszy od zachodniego. Objawia się to tym, że brzeg wschodni jest bliższy wpływów zimowego ancyklonu rosyjskiego i bardziej wystawiony na mroźne wiatry wschodnie, a zapas ciepłny wody w Bałtyku jest już wyczerpany.

Jak wiemy, woda ma największą gęstość przy $t = 4^{\circ}$; wraz z obniżeniem się temperatury gęstość również maleje, tak że przy 0° jest taka sama jak przy $7,5^{\circ}$. Ochładzająca się na jesień woda z chwilą osiągnięcia temperatury 4° uzyskuje największą gęstość i opada na dół, robiąc na powierzchni miejsce cząsteczkom które mają jeszcze temperaturę wyższą. Skoro już cała warstwa wody jest ochłodzona do temperatury 4° , to przy dalszym oziębianiu cząsteczki nie mogą już opadać, będą się więc na danym poziomie utrzymywały aż do osiągnięcia temperatury zamarzania. Woda morska w zależności od zawartości soli zamarza przy temperaturze niższej od 0° , przy czym obniża się również (w zależności od zasolenia) temperatura największej gęstości:

Przy słoności	0 ⁰ / ₀₀	10 ⁰ / ₀₀	20 ⁰ / ₀₀	30 ⁰ / ₀₀	40 ⁰ / ₀₀
Temperatura największej gęstości . . .	4 ⁰	1,8 ⁰	-1,3 ⁰	-2,7 ⁰	-5,1 ⁰
Temperatura zamarzania wody . . .	0	-0,6	-1,1	-1,7	-2,3

Temperatura wody morskiej może się obniżyć jeszcze bardziej bez zjawiska zamarzania (woda przechłodzona), przy wstrząśnięciu jednak zamarza wtedy woda w całej masie. Zjawisko to występuje czasem na Bałtyku przy tworzeniu się pewnych form zlodzenia.

Różnica między temperaturą wody a powietrza może dochodzić na Bałtyku do 8—9°. Jest oczywistym, że zimą woda będzie miała temperaturę wyższą niż powietrze, w średniej rocznej również, zaś latem woda będzie chłodniejsza. Amplituda wahań dobowych i rocznych temperatury wody jest znacznie mniejsza niż temperatury powietrza ¹⁾, a przebieg roczny temperatur średnich nieco przesunięty. Średnio w północnej części Bałtyku woda jest o 1° cieplejsza od powietrza, zaś na południu i zachodzie tylko o 0,5°. W poniższej tabelce przedstawione są przebiegi roczne różnic temperatur wody i powietrza na niektórych stacjach u brzegów Bałtyku i na wyspach, przy czym wartości dodatnie odpowiadają wodzie cieplejszej, a ujemne oznaczają, że woda jest chłodniejsza od powietrza:

Stacja	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Hogland (wyspa)	⁰ 5.2	⁰ 6.7	⁰ 4.1	⁰ -0.8	⁰ -2.5	⁰ -4.9	⁰ -1.4	⁰ -2.4	⁰ 1.7	⁰ 1.8	⁰ 4.2	⁰ 4.3	⁰ 1.3
Utsire	3.0	2.8	2.2	0.5	0.0	0.3	0.7	1.1	1.2	2.8	3.9	3.8	1.9
Zerel	2.4	4.0	2.5	0.4	2.2	0.1	-0.6	-1.4	-1.0	-0.7	1.6	2.0	1.0
Visby (na Gotlandzie)	1.9	2.0	1.5	-0.2	-1.4	-2.6	-0.6	0.2	0.6	1.4	2.0	2.5	0.6
Hel	1.3	0.6	0.8	-0.2	-0.3	-0.5	0.1	0.5	0.9	1.2	1.5	2.0	0.6
Travemiinde	1.7	0.6	-0.1	-1.3	-0.9	-0.7	0.1	1.0	2.1	3.1	3.5	3.0	1.0
Skagen	1.5	1.0	0.7	-0.3	-0.7	-0.6	-0.2	0.4	0.8	2.1	2.2	2.1	0.8

Jak widzimy, największy nadmiar ciepła ma woda w miesiącach zimowych u wschodnich brzegów, latem różnice stają się mniejsze, a nawet ujemne.

3. ZŁODZENIE.

Śródlądowe położenie Bałtyku, nieznaczna słoność jego wód, płytkość i nieduża rozciągłość pozioma poszczególnych basenów sprawiają, że powierzchnia morza Bałtyckiego co roku w porze zimowej pokrywa się lodem w części północnej i północno-wschodniej. Sprzyja temu względnie wysoki punkt zamarzania wody, leżący przy —0,4° do —0,1°.

¹⁾ Amplituda wahań dobowych temperatury wody oceanu wynosi 0,6°, a powietrza może wynosić kilka, nawet kilkanaście stopni.

zależnie od zasolenia, podczas gdy woda oceaniczna o słoności 35‰ zamarza dopiero przy temperaturze $-1,9^{\circ}$.

Jesienią ląd prędej się oziębia niż woda, której ciepło właściwe jest większe i która nagromadzone latem ciepło oddaje późną jesienią otoczeniu. Z chwilą nastania pierwszych większych mrozów zamarzają najpierw części przybrzeżne — płytkie zalewy, zatoczki, woda między szkierami. Na wodach cichych, gdzie nie ma przypływu i odpływu, tworzy się zwykle od razu cienka skorupa lodowa, grubiejąca w miarę trwania mrozów.

W większych basenach tworzy się najpierw cienka, potem coraz grubsza otoczka lodowa wzdłuż wybrzeża; w miarę trwania mrozów pokrywa lodu narasta ku środkowi basenu. Zamarzanie postępuje tu wolniej z uwagi na trwającą jeszcze konwekcję termiczną, która pozwoli prowadzi do przemieszania się wody i odwrócenia profilu termicznego.

Na pełnym morzu zlodzenie rozpoczyna się zwykle od tworzenia się tzw. „sryżu”, to jest drobnych igiełek lodowych, ilość których rośnie w miarę trwania wypromieniowania. Charakterystycznym dla Bałtyku zachodniego jest tzw. „lód talerzowy” pojawiający się w krótkim czasie na dużych przestrzeniach, przy czym poszczególne „talerzyki” wypływają pionowo z głębszych warstw wody i układają się potem na powierzchni morza. Powstawanie tego rodzaju lodu wiąże się z wymianą wody między Bałtykiem a morzem Północnym; zdarzyć się może, że woda powierzchniowa morza Bełtów i Kattegatu silnie się przechłodzi, jednak cząsteczki wody nie opadają na dno, lecz zatrzymują się na warstwie wody dennej o większej gęstości (bo bardziej słonej). W ten sposób na głębokości 8 do 10 metrów wytworzy się warstwa wody przechłodzonej o temperaturze -1° do -2° ; jeżeli na warstwę tę napłynie przy sprzyjających wiatrach świeża warstwa wody cieplejszej, to na kontakcie obu mas może w jednej chwili powstać warstwa lodu, czy też owe „talerzyki”, które jako lżejsze od wody podążają na jej powierzchnię. Podobne powstawanie lodu talerzykowego obserwowano również w zatoce Fińskiej.

Innym rodzajem lodu, spotykamy w morzu Bałtyckim, jest „lód dennej”. Tworzy się on głównie w płytszych i spokojniejszych częściach morza podczas pogody bezwietrznej i przy silnym mrozie, zwykle w antycyklonalnym układzie barometrycznym. Na skutek silnego wypromieniowania, dno morza z przyczyn fizycznych wyiębia się silniej niż masa wody. Skoro na silnie wyiębione dno opadnie warstwa wody przechłodzonej, ścina się ona w mniej lub więcej grube pokłady lodu dennego. Kawały tego lodu mogą później odrywać się od dna i wy-

plywać na powierzchnię morza, unosząc przy tym nieraz ciężkie przedmioty wmarznięte w nie (kamienie, kotwice itp.). Tworzenie się lodu dennego obserwowano często w Kalmarsundzie, w archipelagu Ålandów oraz w Kattegacie (opisane szczegółowo przez Pettersen'a).

Prócz tego spotykamy na Bałtyku lód w postaci kry różnych rozmiarów, pochodzącej bądź z rozbitej przez falowanie pokrywy lodowej bądź naniesionej przez rzeki. Ten rodzaj lodu spotykany jest głównie na wodach południowych i wschodnich. Silne i długo w jednym kierunku wiejące wiatry mogą zbić pola kry przy brzegu morza lub przy brzegu stałej pokrywy lodowej w grube zwaly lodowe, tzw. *pack ice'u*, których grubość dochodzić może do kilku metrów. Zjawisko to obserwujemy głównie u wschodnich brzegów Bałtyku (przy wiatrach zachodnich). W sprzyjających warunkach atmosferycznych może silny mróz ściąć takie dryfujące zwaliska kry w jedną wielką pokrywę lodową; dzieje się to jednak tylko w surowe zimy, a wtedy spotykamy zjawisko to nawet na morzu Gotlandzkim.

Według C z e k a n i s k i e j (10) możemy zestawić spotykane na Bałtyku rodzaje lodu:

I. *Lód sformowany pierwotnie:*

- a) drobny lód pływający — śryż, lód talerzykowy,
- b) stała pokrywa lodowa różnej grubości.

II. *Lód sformowany wtórnie:*

- a) lód luźny — kra, „pack ice”,
- b) zmarznięte pole kry.

III. *Lód denny.*

Przebieg zlodzenia na morzu Bałtyckim jest wybitnie różny w zależności od charakteru zimy, na ogół ma jednak kolejność następującą:

Zwykle w połowie października zamarza przybrzeżny pas w najdalszym zakątku wiku Botnickiego, a na początku listopada w zatoce Fińskiej. Pas lodu, najpierw w postaci cienkiej skorupy u płytkich brzegów, zwłaszcza między szkierami, a w postaci śryżu dalej od brzegu, narasta stopniowo w morze, oraz wzdłuż brzegów ku południowemu wschodowi. Na początku grudnia przeciętnej zimy cała zatoka Botnicka z archipelagiem Ålandzkim oraz zatoka Fińska są obrzeżone lodem, który u brzegów wschodnich sięga dalej w morze niż u zachodnich, gdyż przeważające wiatry zachodnie spędzają lód pływający ku brzegom Finlandii.

Morze Ålandów zamarza całkowicie w połowie grudnia, zaś mniej więcej w połowie stycznia tworzy się co roku trwały pomost lodowy przez archipelag Ålandów ze Szwecji do Finlandii. Podczas ostrej zimy

może zamarznąć cała zatoka Fińska. Południowa część zatoki Botnickiej zwykle nawet w ostre zimy nie zamarza całkowicie.

Na pełnym morzu ukazuje się lód w końcu listopada w Bottenwiku, w styczniu w północnej części basenu Gotlandzkiego. W ciągu lutego lód grubieje, wik Botnicki i zatoka Botnicka są zwykle ścięte lodem, środek zaś Botniku wypełniony jest luźnym lodem i krami, zbitymi zwykle przez wiatry w bezładne zwałiska „pack ice'u”. Basen Gotlandzki obrzeżony jest zwykle, zwłaszcza od strony wschodniej, szeroką otoczką stałej pokrywy lodowej, wewnątrz której spotyka się dużo luźnego lodu. Sam środek basenu Gotlandzkiego nie zamarza nigdy, tylko podczas bardzo surowych zim pokrywa się śryżem.

Wyspy leżące niedaleko od brzegu, jak Öland, łączą się pomostem lodowym z kontynentem, zaś odosobnione, jak Gotland, obrzeżone są pasem lodowym. W zatoce Ryskiej często środkowe obszary są wolne od lodu stałego, a wypełnione tylko luźnym lodem.

Grubość lodu podczas surowej zimy może przekraczać metr, w łagodne zaś nie przekracza pół metra. Zwałiska „pack ice'u” mogą osiągać wysokość 10 metrów. Przy płytkich brzegach lód może sięgać dna.

W południowej części Bałtyku zaczyna się zlodzenie później i trwa krócej, a w łagodne zimy wybrzeża otwartego Bałtyku nie zamarzają wcale lub na bardzo krótko. Często widzimy, że podczas zim, w których zmieniają się okresy pogody oceanicznej z panowaniem wyżu rosyjskiego, lód kilkakrotnie może stajać i utworzyć się z powrotem. Na Bałtyku południowym przeważają luźne formy lodu (śryż i kra), stała pokrywa tworzy się tylko w zatokach drugorzędnych lub w zalewach.

Bardzo uderzającą jest różnica między zlodzeniem przy wschodnich i zachodnich brzegach Bałtyku. Zamarzanie występuje wcześniej przy brzegach wschodnich, co związane jest z usadowieniem się nad Rosją wyżu barometrycznego i postępującym za nim szybszym wyzębieniem ładu u brzegów wschodnich; drugą przyczynę stanowią przeważające wiatry zachodnie, które spędzają luźny lód pływający ku brzegom wschodnim. Wskutek tego wylot zatoki Fińskiej lub Ryskiej bywa często zatarasowany lodem, przez który łamacze lodów z trudnością torują drogę statkom.

Poniższy rysunek ilustruje zlodzenie Bałtyku podczas maksymalnego zasięgu lodów w surowej zimie 1928/29. Dane wzięte zostały z mapy lodowej Obserwatorium Morskiego w Gdyni z obserwacjami z dnia 8 marca 1929 r.; (stan nieco wcześniejszy z dnia 26.II zob. (27) str. 96).

Sąsiedztwo ładu rosyjskiego od strony wschodniej, wpływy orograficzne (linia brzegowa, szkiery), wreszcie wpływy klimatyczne spr-

wiają, że izochrony trwania zlodzenia nie przebiegają na Bałtyku równoleżnikowo, lecz sięgają u brzegów zachodnich znacznie dalej ku północy.

Bałtyk zachodni i morze Bełtów podczas surowych zim pokrywają się lodem nawet na przeciąg kilku tygodni; powtarza się to średnio co

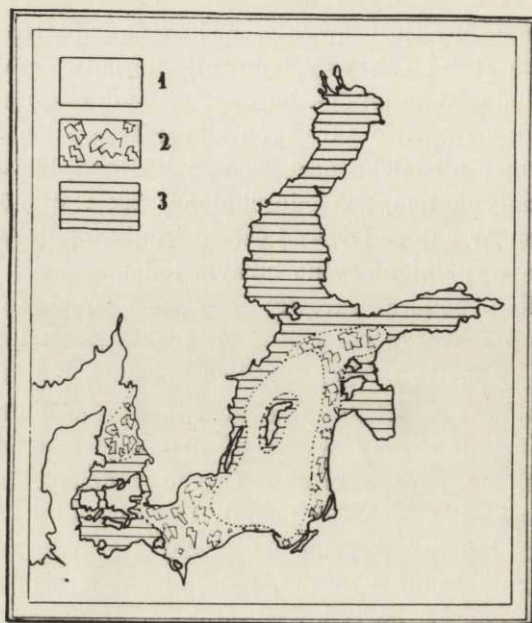


Fig. 1.

Zlodzenie Bałtyku w niezwykle surową zimę r. 1929
(stan w dniu 8 marca 1929).

1 — wolne od lodu, 2 — kra, 3 — pokrywa lodowa.

Congélation de la Baltique en hiver extrêmement rigoureux 1929.

1 — sans gèle, 2 — glaçons, 3 — couche fixe.

trzecią zimę. Sund zamarzy przeciętnie co drugą zimę, ale tylko na krótko (średnio 47 dni). Mały Bełt czasami pokrywa się grubą powłoką lodu stałego.

Na *morzu Bełtów*, płytkim i usianym wyspami, okres zlodzenia wynosi średnio 10—30 dni, maksymalnie 75 dni, (10) bywają też zimy bez lodu. Izochrona 1—2 miesięcy zlodzenia przebiega wzdłuż równoleżnika 56°.

Wybrzeża Bałtyku południowego mają najkrótszy okres zlodzenia, porty położone przy otwartym morzu zamarzają średnio tylko na kilka dni:

Kilonia 2 dni, Windawa 6 dni, Hel 6 dni, Gdynia 6 dni, Flensburg 8 dni;

w zamkniętych portach zlodzenie trwa nieco dłużej:

Kłajpeda 20 dni, Nowy Port 57 dni, Piława 103 dni.

U wybrzeży polskich stosunki zlodzeniowe przedstawiają się następująco:

przy Rozewiu średnio 7 dni zlodzenia; maksym. 45 dni, minim. 0 dni. Powłoki stałej nie ma nigdy; przeważa lód luźny.

w zatoce Puckiej: średnio 58 dni zlodzenia, maks. 130 dni. W surowe zimy cała zatoka może pokryć się lodem aż po Hel;

w porcie Gdyńskim: przeważa lód luźny — śryż, „braja” lodowa i kra. W wyjątkowo ostre zimy tworzy się powłoka ze zmarzniętej kry.

Wybrzeża morza Gotlandzkiego (brzeg szwedzki, lotewski i estoński) charakteryzują się regularnością w przebiegu zlodzenia z roku na rok. Decyduje o tym bardziej wyrównana linia brzegowa i wielkość basenu. Cały basen leży w obrębie izochrony 3-miesięcznego trwania zlodzenia.

Wspomniana wyżej różnica między zamarzaniem u brzegów wschodnich i zachodnich zaznacza się w sposób następujący:

średnio brzeg wschodni ma 70—86 dni zlodzenia, brzeg zachodni 50—95 dni zlodzenia;

maksymalnie brzeg wschodni ma 115—157 dni zlodzenia, brzeg zachodni 90—145 dni zlodzenia.

Zatoka Ryska i ujście zatoki Fińskiej położone są w obrębie izochrony 4-romiesięcznej:

zatoka Ryska ma średnio 110—125 dni zlodzenia, maksym. 145—155 dni zlodzenia, minimalnie 40—65 dni zlodzenia;

brzegi estońskie zatoki Fińskiej mają średnio 75—100 dni z lodem; w Tallinnie jest żegluga zamknięta 3 miesiące.

U brzegów fińskich zatoki Fińskiej, gdzie niezliczone szkiery sprzyjają tworzeniu się zwartej pokrywy lodowej, zlodzenie trwa średnio 5 miesięcy; w Kronsztadt prawie 6 mies.

W zatoce Botnickiej okres zlodzenia jest najdłuższy; porty południowej części są unieruchomione przez 5 miesięcy, a w Bottenwiku nawet przez 6 miesięcy, zaś w niektórych zatoczkach nawet do 7 miesięcy. W zatoce Botnickiej jednak różnice w czasie trwania zlodzenia między brzegiem wschodnim a zachodnim są niewielkie. Największą

rozciągłość osiąga pokrywa lodowa w końcu marca. Bywają surowe zimy, podczas których cały Botnik jest ścięty pokrywą lodową i cała zatoka Fińska aż za Hangö. Kroniki przytaczają szereg danych historycznych o takich zimach:

- rok 1269 — pokrywa lodu między Gotlandem a Szwecją,
- 1294 — pomost lodowy od Jutlandii do Szwecji,
- 1306 — w morzu Bełtów przez 14 tygodni gruby lód,
- 1323 — 1349 — Bałtyk zamarł od Meklenburgii do Danii,
- 1408 — Bałtyk zamarł od Gotlandu do Szwecji,
- 1459 — można było saniami przejechać z Tallinn'a do Szwecji,
- 1658 — Karol X przeprowadził 20.000 armię z Jutlandii na Seeland,
- 1670 i 1740 — zamarły Bełty i Sund,
- 1809 — dwie armie rosyjskie przeszły po lodzie zatoki Botnickiej do Szwecji, jedna przez zamrznięty pomost Kvarków północnych, druga przez archipelag Alanów,
- 1929 — zamarło morze Bełtów, znaczna część morza Gotlandzkiego.

Zwykle z początkiem kwietnia coraz intensywniejsze promieniowanie słoneczne i dopływ cieplejszego powietrza z południowego zachodu powodują tworzenie się szczelin w powłoce lodowej; lód kruszeje, taje przy brzegach, które się prędzej nagrzewają od słońca. Przez szczeliny występuje cieplejsza woda z niższych warstw na powierzchnię, nagrzewa się tam jeszcze i rozpulchnia lód coraz bardziej. Lód pęka na kawały, w czym dopomaga falowanie; wiatr spędza krę bądź na pełne morze, bądź wyrzuca na ląd, gdzie ona powoli taje.

Opisy takiego wtlaczania pola lodowego na ląd mamy głównie z zatoki Ryskiej i Fińskiej. Przy silnych wiatrach dolądowych obserwujemy tam w strefie brzeżnej większych zatoczek w pewnych chwilach (prawdopodobnie przy jednoczesnym podniesieniu wodostanu) nasunięcie się całego pola lodowego z morza na ląd. Na lądzie lód pęka na kawały, których jedne nasuwają się na drugie; powstają w ten sposób zwaliska lodowe, dochodzące czasem do kilkunastu metrów wysokości. Zjawisko to nazywa się po niemiecku „Eisschubberge”, po angielsku „hummock” (opisywane przez Nansena w okolicach polarnych). Zesunięciu na ląd ulegają nieraz pola lodowe szerokości 300—400 metrów. O siłach towarzyszących temu zjawisku, świadczy fakt, że razem z lodem bywają wyrzucane na ląd głazy metrowej wielkości. Zjawisko jest krótkotrwałe, trwa od 1—2 godzin, po czym poziom morza

się obniża, a kra wyrzucona na ląd pozostaje tam do wiosny. Na mniejszą skalę występuje to wyrzucanie lodu na brzeg u wybrzeży Sambii.

Zanik lodu w porze wiosennej postępuje od brzegów i ku północy. W połowie kwietnia pęka pomost Ålandzki. Luźny lód na środku dużych basenów topnieje, otoczka lodowa wzdłuż brzegów zatoki Fińskiej i Botnickiej kruszeje, łamie się i topnieje; wiatry spędzają luźną krę zwykle ku brzegom wschodnim. W zatoce Fińskiej charakterystycznym jest szybkie tajanie lodu pod wpływem nagrzewającego się lądu; jeżeli w okresie topnienia panują wiatry wschodnie, to szybko oczyszczają one zatokę z kry, wypędzając ją do basenu Gotlandzkiego. W Botniku lód musi stopnić powoli pod działaniem promieni słonecznych — trwa to zwykle do maja i daje duży odpływ wody słodkiej do Bałtyku właściwego; wtedy właśnie prąd bałtycki jest bardzo zasobny w wodę. Czasem jeszcze widać w czerwcu pływające po Botniku i tańjące kry. Również i w basenie Gotlandzkim u wybrzeży Łotwy i Estonii widziano czasem jeszcze w czerwcu krę.

W zależności od charakteru zimy może zlodzenie Bałtyku przebiegać w bardzo różny sposób; przewaga wpływów oceanicznych w ciągu zimy i wynikający stąd układ wiatrów i prądów oraz rozkład izoterm powoduje łagodny przebieg zlodzenia. Podczas zimy zaś kształtującej się pod przeważającym wpływem antycyklonu rosyjskiego, który się czasem usadowi w sąsiedztwie Bałtyku od strony wschodniej, mamy pogodę suchą i mroźną o silnym wypromieniowaniu, a pamiętać musimy, że Bałtyk północny prawie dotyka koła polarnego i noce są tam bardzo długie. W takie zimy przypada większe zlodzenie niż w zimie przeciętnej. Prócz tego mniejsze różnice w formie i zasięgu zlodzenia w różnych częściach Bałtyku wypływają z przyczyn lokalnych, charakteru wybrzeża, płytkości wód, różnic zasolenia itp.

Jak widać z powyższego, najbardziej ze wszystkich państw otaczających Bałtyk jest zainteresowana przebiegiem zlodzenia Finlandia. Prawie przez 5 miesięcy są unieruchomione jej porty i żegluga w zatoce Fińskiej, a 6 miesięcy w Botniku. To też w Finlandii poświęcono wiele pracy badaniom zlodzenia, właściwości fizycznych lodu; ustawiono służbę sygnalizacji lodów i dano inicjatywę do współpracy międzynarodowej w tym kierunku. Również dla Sowieców ważna jest kwestia dostępu w porze zimowej do portu kronsztackiego.

Naukowe opracowania zlodzenia, a zwłaszcza jego ujęcie kartograficzne datują się od 1918, gdy opracowano pierwszą mapkę średniego trwania zlodzenia Bałtyku. Prócz tego instytucje hydrograficzne Szwecji, Finlandii, Niemiec zorganizowały służby lodowe na swych wodach terytorialnych; zbierane wiadomości o stanie lodów podawane są do

wiadomości żeglarzy. Obserwacje nad zlodzeniem Bałtyku prowadzi się już od 1904 r. Przedstawieniem zjawisk lodowych w sposób synoptyczny według jednoczesnych obserwacji i zobrazowania tego na mapie zajęto się dopiero po roku 1920.

Zorganizowana z inicjatywy Finów bałtycka „służba lodowa” obejmuje obecnie:

81	stacyj fińskich,
42	„ sowieckich,
40	„ estońskich,
40	„ niemieckich,
36	„ szwedzkich,
16	„ łotewskich,
3	stacje polskie (Rozewie, Hel i Gdynia),

które są czynne tak na lądzie, jak i na okrętach latarnicznych i łamaczach lodu. Stacje te od chwili pojawienia się pierwszego lodu do zniknięcia ostatecznego, meldują rodzaj lodu i rozpoznają możliwość żeglugi. Na podstawie tych danych rozpowszechnionych drogą radiową, służby lodowe poszczególnych państw rysują mapy zlodzenia Bałtyku i informują żeglarzy o stanie lodów. W Polsce rolę taką pełni od roku 1927 Obserwatorium Morskie.

W ostatnich latach, prócz badań nad zasięgiem zlodzenia, trwaniem jego i rodzajem lodu, zaczęto interesować się również właściwościami fizycznymi lodu: kruchość, porowatość wytrzymałość mechaniczna, gęstość właściwa, struktura itp. Badania te prowadzą głównie Sowiety i Finlandia w zatoce Fińskiej.

4. ZASOLENIE.

Już U. H j ä r n e, jeden z najstarszych hydrologów zajmujących się badaniem Bałtyku, twierdził w XVIII wieku, że woda na dnie morza jest bardziej słona niż na powierzchni. Fiński hydrolog B l a d h przedstawił w 1781 r. rozmieszczenie gęstości wody morskiej na przestrzeni od Ålandów do północnego Botniku; był on przekonany, że na 20 i 40 metrach głębokości jest ta sama słoność co na powierzchni. Przeważał zresztą wówczas pogląd o jednorodności wody w Bałtyku, ku czemu skłaniał się również i H u m b o l d t. Dopiero pomiary duńczyka F o r c h h a m m e r'a wykazały w 1850—1860 latach, że na większości stacyj pomiarowych zasolenie rośnie wraz z głębokością. Przy tej sposobności wykazał on w Sundzie istnienie dwóch prądów:

powierzchniowego mniej słonego, skierowanego z Bałtyku do morza Północnego i *dennego* skierowanego przeciwnie. Nie chciano mu od razu uwierzyć; jeszcze w 1870—1873 Ekman, badając sprawę dopływu wody słonej do Bałtyku, wysunął znowu myśl o jednorodności wody na otwartym morzu.

Dopiero systematyczne pomiary niemieckiego statku talassologicznego „Pomerania” w latach 1871/2 i 1881/2 potwierdziły w zupełności wywody Forchhammer'a, a ponowna ekspedycja Ekmana w r. 1877 pozwoliła mu na wysnucie nowego poglądu na rozkład zasolenia.

Roczny przebieg zasolenia znaleziono najpierw na wodach duńskich i niemieckich, potem na Botniku i w zatoce Fińskiej, najpierw na powierzchni morza, później i w warstwach niższych. Stwierdzono od razu opóźnienie w przebiegu zasolenia wraz z głębokością, wynoszące do kilku miesięcy.

Zasolenie Bałtyku mocno odbiega od oceanicznego. Średnio wynosi ono dla całego Bałtyku $7,8\text{‰}$, podczas gdy inne morza śródziemne, jak Romańskie, Antylskie, Hudsonskie itd. mają słoność powyżej 33‰ , zaś otwarty ocean 38‰ . Dzieje się to dlatego, że Bałtyk komunikuje się z otwartym oceanem tylko przez wąskie i płytkie cieśniny duńskie, tak że woda oceaniczna, ciężka, gęsta i słona może wlać się do Bałtyku tylko w sprzyjających warunkach meteorologicznych. Ponadto duży dopływ wody słodkiej z rzek i małe parowanie, wynikające z położenia Bałtyku na północy, sprawiają, że morze Bałtyckie jest prawie słodkie.

Główną cechą zasolenia jest zmniejszanie się jego wraz z oddalaniem od Skagerraku. *Rozkład na powierzchni* jest następujący:

Skagerrak miałby słoność oceaniczną, gdyby nie prąd bałtycki, wynoszący wodę słodką z Bałtyku; dlatego mamy tu około 30‰ . Prąd bałtycki trzyma się brzegów Szwecji, kompensujący prąd denny płynie bliżej Jutlandii. Na przekroju przez Skagerrak widać charakterystyczny układ izohalin po przekątni.

W *Kattegacie* i w *morzu Bełtów* zasolenie jest bardzo zmienne w ścisłej zależności od siły i trwania wiatrów: długotrwałe wiatry wschodnie wysładzają Bełty do 10‰ , zaś silne i długo wiejące wiatry z zachodu i północnego zachodu zwiększają słoność w morzu Bełtów do 25‰ , a w *Kattegacie* do 30‰ . W płytszych częściach morza Bełtów, gdzie głębokości nie przekraczają 20 metrów, silne falowanie powoduje czasem gruntowne przemieszanie masy wody; mamy wtedy przez pewien czas jednorodną masę wody pod względem słoności.

Południowa część morza Bełtów ma przeciętnie 16—12‰, basen Arkoński 8—7‰, basen Bornholmski 7,5—7‰, morze Gotlandzkie 6,5—6‰, zatoka Fińska 5‰ przy brzegu estońskim, a 4,5‰ przy brzegu fińskim, zaś 2‰ przy Kronsztadt. W zatoce Botnickiej słoność wynosi na południu 5‰, na północy 3, a nawet 1‰ (na wiosnę).

U *wybrzeży polskich* średnie zasolenie wynosi 7‰, wahając się zresztą w dość dużych granicach; w okresie trzech lat (1933—1935) przy Rozewiu maximum absolutne wynosiło 9,09‰, zaś absolutne minimum 4,06‰. Średnie jednak maximum tak na morzu otwartym jak i w zatoce Puckiej wynosi 7,33‰, a średnie minimum 6,29‰.

Rozkład pionowy słoności nie jest jeszcze dostatecznie zbadany. Wiemy że różnice między powierzchnią a dnem są najmniejsze w zatoce Botnickiej, gdzie wynoszą 1—2‰ i rosną w miarę zbliżania się do morza Północnego, dochodząc do 10‰.

W warstwach dennych obserwujemy następujący rozkład słoności: w zatoce Botnickiej 5—6‰, Fińskiej przy ujściu 9—10‰, w basenie Gotlandzkim na głębokości 250 metrów 12‰, w basenie Arkońskim 15‰, w cieśninach duńskich 25—30‰ i w Skagerraku 35‰.

W basenie Gotlandzkim między Gotlandem a Windawą w 1908 r. Lebedincew znalazł następujący rozkład zasolenia (26):

Głębokość	Stacja 11	Stacja 17
0 m	6.06‰	6.53‰
15	6.15	6.55
25	6.44	6.69
50	7.00	6.94
100	10.01	10.03
150	10.43	11.60
180	10.43	12.00

W przebiegu rocznym słoności Bałtyku widać związek z morzem Północnym. W *Kattegacie* minimum słoności na powierzchni przypada na wiosnę i wczesne lato, gdy wody pochodzące z topnienia lodów i śniegów wydatnie zasilają prąd bałtycki; maximum wypada w lutym. Na dnie maximum przypada na późne lato i początek jesieni. Podobny mniej więcej przebieg mamy w Bałtyku właściwym oraz w zatokach Fińskiej i Botnickiej.

W lutym brak szczegółowszych danych dla Botniku z uwagi na zlodzenie; zasolenie wynosi na powierzchni 6‰ w zatoce Fińskiej, a nieco powyżej 7‰ w basenie głównym. Na dnie słoność wynosi 11‰, a wody nieckowe mają nawet do 17‰.

W maju na powierzchni panują stosunki następujące: w zatoce Botnickiej mamy od 1 do 5‰, w basenie głównym od 2‰ w zatoce Fińskiej do 7‰ na południu basenu a 15‰ w morzu Bełtów. Warstwy denne mają w Botniku od 3 do 6‰, basen centralny 8—12‰, przy czym widzimy duże lokalne zmiany słoności. W nieckach powyżej 15‰.

Sierpień charakteryzuje się znowu wzrostem słoności — warstwy powierzchniowe mają: w Botniku 3—5‰, zatoka Fińska około 3‰, basen główny 7—8‰. Na dnie Botniku jest 3—6‰, a w basenie głównym od 6‰ w zatoce Fińskiej do 11‰ w zatoce gdańskiej.

W listopadzie wreszcie stosunki na powierzchni nie ulegają większym zmianom w stosunku do sierpnia, jedynie warstwy denne mają mniej więcej słoność większą o 1‰.

Dla ilustracji podajemy rozkład średniego zasolenia w zatoce Gdańskiej według pomiarów niemieckich w terminach międzynarodowych, w latach 1902—1906 (punkt D 12).

Głębokość w m	Luty	Maj	Sierpień	Listopad
0	7.30‰	7.13‰	7.22‰	7.24‰
10	7.31	7.13	7.23	7.21
20	7.31	7.19	7.21	7.23
30	7.34	7.29	7.20	7.23
40	7.32	7.33	7.26	7.26
50	7.36	7.33	7.33	7.27
70	7.86	8.94	7.99	9.17
100	11.17	11.72	11.99	11.74

Fig. 2 ilustruje również dla przykładu przebieg roczny słoności na powierzchni oraz na głębokości 100 metrów, obserwowany na fińskiej stacji talassologicznej F 54 przy wylocie zatoki Fińskiej.

Prócz zmian okresowych w zasoleniu, wynikających z kompleksu związków termiczno-gęstościowo-meteorologicznych, obserwujemy *nieokresowe zmiany zasolenia*, zwłaszcza w głębszych warstwach i w kotlinach Bałtyku. Podczas silnych wiatrów zachodnich morze Bełtów napęnia się wodą ciężką i bardzo słoną z morza Północnego, która częściowo przelewa się po dnie do basenu Arkońskiego i tam może leżeć dość długo. Dopiero przy jednym z następnych sztormów woda ta może się przelać do basenu Bornholmskiego, stamtąd później do basenu centralnego, a wreszcie do zatoki Fińskiej lub do rowu Alandzkiego. Takie przelewanie może trwać kilka miesięcy. W kotle Landsortu woda taka może stać przez kilka lat bez odnowienia się. Po opadnięciu na dno niecki woda stopniowo zaczyna mieszać się z wodą leżącą wyżej i bardzo

powoli wysładza się; gdy po jakimś czasie przyjdzie nowa porcja wody cięższej i wciśnie się na dno, to dawne wody zostaną uniesione lub przepchnięte do dalszej kotliny.

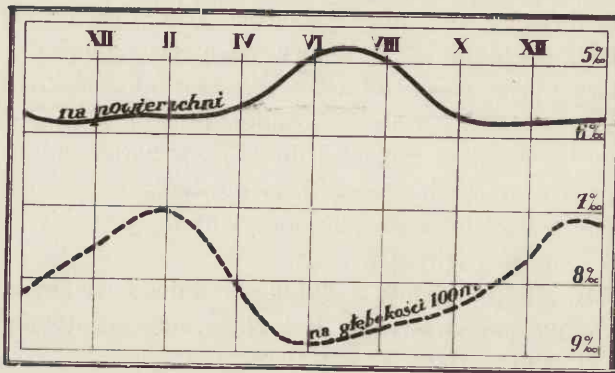


Fig. 2.

Krzywa przebiegu rocznego zasolenia przy wylocie zatoki Fińskiej.

Marche annuelle de la salinité à la surface et à la profondeur de 100 m à l'embouchure du Golfe de Finland.

Przy transporcie wody ciężkiej w głąb Bałtyku odgrywa prawdopodobnie rolę t. zw. falowanie wewnętrzne na kontakcie dwóch warstw wody o różnej temperaturze i słoności. Zjawisko to zostało wykryte przez P e t t e r s s e n'a. Wody ciężkie i słone mają się na skutek tego falowania dostawać aż do wnętrza zatoki Fińskiej. Wykryte zostały fale wewnętrzne przez nagłe nieokresowe zmiany słoności w warstwie głębszej.

W zatoce Botnickiej woda bardziej słona nie może przeniknąć w głąb zatoki, gdyż niższe części dna leżą na południu jak np. rów Alandów; tam też spotykamy najbardziej słoną wodę — 6,5‰.

Pomiary zasolenia u wybrzeży polskich wykazały prócz zależności okresowych zmian od wodostanu na Wiśle, również związek między słonością a kierunkiem wiatrów, podobny do zmian termicznych.

Materiał obserwacyjny zebrany w ciągu systematycznych pomiarów w ubiegłych trzydziestu latach pozwolił z grubsza objąć reżim słonościowy Bałtyku. Podniesiona została jednak przez niektórych badaczy kwestia, jak się przedstawiają zmiany długookresowe, czy się Bałtyk wysładza, czy też dopływ wody oceanicznej przez wąskie cieśniny Beltów i Sundu wystarcza aby słoność utrzymać w obecnym stanie. Witting oczekuje stopniowego wysładzania się, do czego ma się

przyczynić obok wspomnianych wyżej czynników małego parowania i dopływu słodkich wód rzecznych również powolne wynoszenie dna cieśnin duńskich, co z czasem ma zupełnie odciąć komunikację Bałtyku z otwartym oceanem.

Nie należy jednak oczekiwać zupełnego odciążenia, gdyż obfitość wód rzecznych uchodzących do Bałtyku będzie zawsze powodowała utrzymanie choćby wąskich rynien odpływowych, na wzór zachowanych dotychczas bród odpływu ancyclusowego na dnie w Bełtach i Kattegacie.

Próba obliczenia czasu potrzebnego do zupełnego wysłodzenia w obecnych warunkach, wyłączając dopływ słonej wody oceanicznej, dokonana przez Berg'a (3) wykazała, że Bałtyk wysłodziłby się w ciągu 94 lat do 10% obecnej słoności, w ciągu 184 lat do 1%. Ponieważ wysłodzenie nie następuje, to było to dla Berg'a również dowodem, że musi istnieć dość znaczny dopływ wody słonej. W trakcie swych obliczeń przyjął on, że w ciągu jednego roku przelewa się przez cieśniny duńskie w jednym i drugim kierunku około 2.000 km³ wody, co stanowi mniej więcej czternastą część masy wody w Bałtyku.

5. INNE WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNE WODY.

Gęstość wody. W wodzie morskiej rozpuszczonych jest wiele soli, przede wszystkim: chlorek sodu NaCl (w wodzie oceanicznej 26,8 gr na 1000 gr wody), chlorek potasu KCl, chlorek magnezu MgCl₂ (3,3 gr), siarczan magnezu MgSO₄, gips CaSO₄ i inne w mniejszych ilościach. Zawartość chlorku sodu wynosi 78% wszystkich innych soli. Mamy więc do czynienia z roztworem rozcieńczonym, do którego stosują się odpowiednie prawa fizyczne. Przede wszystkim roztwór ten posiada większą gęstość właściwą niż woda chemicznie czysta. W wodzie oceanicznej, o zasoleniu 35‰, teoretyczna gęstość wody wynosi przy 0° — 1,0281.

W Bałtyku, gdzie zasolenie jest dużo mniejsze od oceanicznego, gęstość wody jest oczywiście o wiele mniejsza. W miesiącach letnich może gęstość wody w wiku Botnickim wynosić tylko 1,001; największe wartości osiąga ona w Skagerraku, gdzie prawie cały rok mamy 1,025.

W lutym na powierzchni basenu centralnego notujemy gęstość około 1,005, w morzu Bełtów 1,007 do 1,017, w Kattegacie dochodzi ona do 1,020 a w Skagerraku zbliża się do oceanicznej — 1,027. Na dnie basenu centralnego panuje gęstość od 1,009 do 1,013. Największy przyrost gęstości z głębokością zaznacza się dopiero w warstwach dennych wody.

W maju w najdalszym zakątku zatoki Botnickiej widzimy na powierzchni gęstość tylko 1,001, w zatoce Fińskiej 1,002, w całym zaś basenie centralnym około 1,005. W Kattegacie woda jest rzadsza niż w lutym (bo cieplejsza) mamy tam 1,015, dopiero w Skagerraku 1,022. Na dnie Botniku i zatoki Fińskiej wynosi gęstość od 1,002 do 1,005, w basenie centralnego dochodzi do 1,009, zaś w nieckach bornholmskiej i arkońskiej do 1,013.

W sierpniu powierzchniowa warstwa wody Bottenwiku i zatoki Fińskiej ma gęstość 1,001, basen gotlandzki do 1,004, w Kattegacie mamy od 1,010 do 1,015, a w Skagerragu gęstość jest mniejsza niż w maju — tylko 1,023. W warstwach dennych obserwujemy — w Botniku od 1,003 do 1,005, w basenie centralnym jak przez cały prawie rok — do 1,009, w nieckach południowych do 1,013.

W listopadzie mamy na powierzchni Botniku od 1,0025 na północy do 1,004 na południu. Cały basen centralny ma 1,005, w morzu Bełtów gęstość wzrasta do 1,012, w Kattegacie do 1,020 a w Skagerraku do 1,025. Na dnie Botniku gęstość wynosi od 1,002 do 1,005. w basenie centralnym i nieckach mamy te same warunki co w sierpniu, zaś w morzu Bełtów jest większa gęstość — aż 1,025, Skagerrak ma znow gęstość oceaniczną — 1,027.

Barwa wody Bałtyku zależy głównie od ilości zawiesiny nieorganicznej i organicznej, głównie próchnicy i planktonu. Na krańcach zatoki Botnickiej jak i Fińskiej woda przybiera odcień brunatny, zwłaszcza w ujściach rzek. Im dalej na południe i bliżej morza Północnego, tym kolor wody przechodzi przez odcienie zielono-żółte, zielonkawe do niebieskawo-zielonego. W skali Forela (która stopniuje od 0 = niebieskie do 20 = żółte), odpowiada kolor Bałtyku stopniom od 14 do 21, podczas gdy barwę wód oceanicznych określamy jako 0 — 2 skali Forela.

Większe zasolenie o tyle ma wpływ na kolor wody, że w obecności soli prędzej strącają się męty mineralne.

Przezroczystość, wyznaczana obecnie zazwyczaj jako głębokość, na jakiej znika z oczu tarcza Sech'ego, waha się w obrębie Bałtyku również znacznie. Najmniejsza jest oczywiście w bliskości ujść rzecznych i brzegów, gdzie czasami wynosi zaledwie ułamki metra. Według pomiarów dokonanych podczas niemieckich obserwacyj terminowych, wynosiła przezroczystość w Bałtyku południowym przy pogodzie spokojnej 11—13 metrów, a po kilku dniach pogody burzliwej tylko 7—10. Przeciętnie w częściach wewnętrznych dużych basenów wynosi ona około 15 metrów, a w Botniku zaobserwowano nawet 18 metrów. Przy wybrzeżach polskich Dłusk i (19) mierzył od 10 do 14 metrów.

G e h r k e tłumaczy wahania przezroczystości w ciągu roku obecnością i zanikaniem planktonu, który się w olbrzymich ilościach pojawia na wiosnę i jesienią, co łącznie z większą ilością zawiesiny mineralnej wpływa na zmętnienie wody.

Pomiary *Le b i e d i n c e w'a* (26) w 1908 roku dały w średniej dla Bałtyku właściwego 9,0 m, przy maximum 10,2 a minimum 7,2 m; w zatoce Fińskiej średnia przezroczystość wynosiła 6,25, minimum 4,2 m.

Z a w a r t o ś ć g a z ó w. Woda morska absorbuje gazy, znajdujące się w atmosferze; niektóre wchodzą z nią w ścisły związek chemiczny, jak dwutlenek węgla, inne zaś są absorbowane tylko jako mieszanina fizyczna i mogą być przy wyższej temperaturze lub niższym ciśnieniu uwolnione. Ta absorbcja fizyczna podlega prawu Dalton'a, mówiącemu, że pewna ilość cieczy może przy danym ciśnieniu absorbować tylko pewną określoną ilość gazu. W powietrzu, jak wiemy, stosunek tlenu do azotu wynosi jak 21 : 78; gazy te, zaabsorbowane przez wodę mają się jak 34,6 : 61,8 przy temperaturze 0°, a jak 33,3 : 63,6 przy 30° C, czyli w wodzie jest w tej samej objętości znacznie więcej tlenu niż w powietrzu.

Zawartość tlenu w wodzie decyduje o życiu organicznym; większość ryb jest przystosowana do niewielkiej ilości, wynoszącej do 8 cm³ tlenu w litrze wody. Taki też procent tlenu znajdujemy prawie w całym Bałtyku na powierzchni. Nieco inaczej jest w warstwach dennych, a zwłaszcza w głębokich nieckach i kotlinach, które są bardzo słabo wentylowane i odnawiają wodę przeważnie tylko raz na rok (a Gotlandzka nawet raz na kilka lat). Po wlaniu się świeżej wody do niecki zostaje stopniowo zużyty tlen, którego zawartość spaść może nawet do 1 cm³/litr; woda taka staje się natomiast bogatsza w tlenek węgla. Pomiary niemieckie wykonane w latach 1902 do 1906 wykazały w niecce Bornholmskiej następujące stosunki:

	Temp.	Zasol.	Tlen cm ³
W sierpniu i listopadzie 1902 była ta sama woda	4.5°	17 ⁰ / ₀₀	3.4
W maju 1904 woda się odnowiła.	3.1	18	4.8
W 1905 były małe zmiany, a w 1906 znowu świeża woda . .	5.0	16	5.5
<i>W misie gdańskiej było podobnie:</i>			
W 1902 stara woda	5.6	12	1.0
W 1903 odnowiona	3.4	13	5.5
W listopadzie 1904 odnowienie .	5.6	13	5.1

Zawartość *tlenu* wynosi więc na powierzchni średnio $8 \text{ cm}^3/\text{litr}$, a w warstwach głębszych, na skutek zużycia przez organizmy żyjące, spada ona do 4, do 2 a nawet $1 \text{ cm}^3/\text{l}$. Odpowiednio do tego wzrasta zawartość dwutlenku węgla, która średnio wynosi około $30 \text{ cm}^3/\text{litr}$, przy czym rozmieszczenie CO_2 jest tego rodzaju, że w Botniku zmierzono np. 17, w morzu Gotlandzkim 24, w morzu Białym 34 a w Skagerraku $45 \text{ cm}^3/\text{litr}$. W wodach nieekowych, trwających długo bez odnawiania, zawartość CO_2 może dojść do $52 \text{ cm}^3/\text{litr}$.

Zawartość *azotu* w powierzchniowej warstwie wody wyznaczono z pomiarów niemieckich r. 1904 średnio na $0,195 \text{ mg}/\text{litr}$. Również i obecność *kwasy fosforowego* daje się stwierdzić w ilościach wymierzalnych, mianowicie jest go zwykle nieco więcej niż azotu; mniejsza zawartość trafia się na wiosnę: $0,15$ do $0,25 \text{ mg}/\text{l}$, większa, bo aż $1,2 \text{ mg}/\text{l}$ — w jesieni. Liczba *jonów* wodorowych wynosi na powierzchni od 7,8 do 8,8 na litr, co odpowiada ich masie 10^{-8} do $10^{-8,3}$ grama na litr wody.

6. UWARSTWIENIE WODY.

W wyniku wyżej opisanych właściwości rozkładu temperatury i zasolenia ustalono (K r ü m m e l, W i t t i n g (24, 48) charakterystyczną budowę warstwową wód Bałtyku. W i t t i n g rozróżnia:

a) *typ ciasnych i płytkich wód*. Amplituda wahań rocznych temperatury sięga tu do dna, uwarstwienie zależy wyłącznie od zasolenia. Widzimy wyraźnie *warstwę górną*, mniej słoną i *warstwę denną* o zasoleniu większym.

Zaliczamy tutaj zachodnie części Bałtyku od basenu Arkońskiego do Kattegatu włącznie. Jak zobaczymy dalej, uwarstwienie to zawdzięczamy dwóm prądom, z których powierzchniowy wyprowadza wodę z Bałtyku, a denny przynosi ciężką wodę oceaniczną. Różnice w zasoleniu warstwy górnej i dolnej wynoszą 10‰ , słoność górnej wynosi około 20, a dolnej 30‰ ;

b) *typ dużych basenów* o głębokościach większych niż 100 metrów. Warstwa słodkiej wody powierzchniowej, mniej słonej, jest grubsza, a nieciągłości w pionowym rozkładzie gęstości przeszkadzają w mieszaniu się wód tych z dennymi. Uwarstwienie zależne jest od termiki i zasolenia. Wyróżnić możemy:

Basen Centralny. Bardzo wyraźnie występuje tworząca się latem pod wpływem promieniowania słonecznego powierzchniowa warstwa o jednorodnej budowie termicznej i słonnościowej, nazwanej przez K r ü m m e l'a „Deckschicht”.

Według Wittinga należy wyróżnić dla okresu letniego aż cztery warstwy (fig. 3):

1) powierzchniową „Deckschicht”, silnie nagrzaną grubości 10—20 metrów;

2) pośrednią, „intermediäre Deckschicht”, grubości 50—60 metrów;

3) wgłębną, o niskiej temperaturze i rosnącym szybko w dół zasoleniu;

4) denną, z nieco wyższą i prawie jednostajną temperaturą.

Warstwy 1) i 2) razem wzięte odpowiadają „Deckschicht” Krümmele'a, która się różniczkuje pod wpływem insolacji; w ciągu zimy warstwy te zlewają się w jedną. Szokalski (43) wyróżnia tylko trzy warstwy: wierzchnią, pośrednią i denną.

Warstwa powierzchniowa sięga od basenu Arkony aż w głąb zatoki Fińskiej i Botnickiej; warstwa pośrednia wyklinowuje się w ujściu zatoki Fińskiej, a nie dochodzi do basenu Arkońskiego. W obrębie jej zasolenie wynosi: w basenie Gotlandzkim do 8‰, przy Alandach 6‰. Warstwa wgłębna, grubości 50—70 metrów, posiada zwykle najniższą temperaturę, znaczną słoność i największe nasycenie tlenem, dochodzące do 60—70%. Warstwę denną stanowią t. zw.

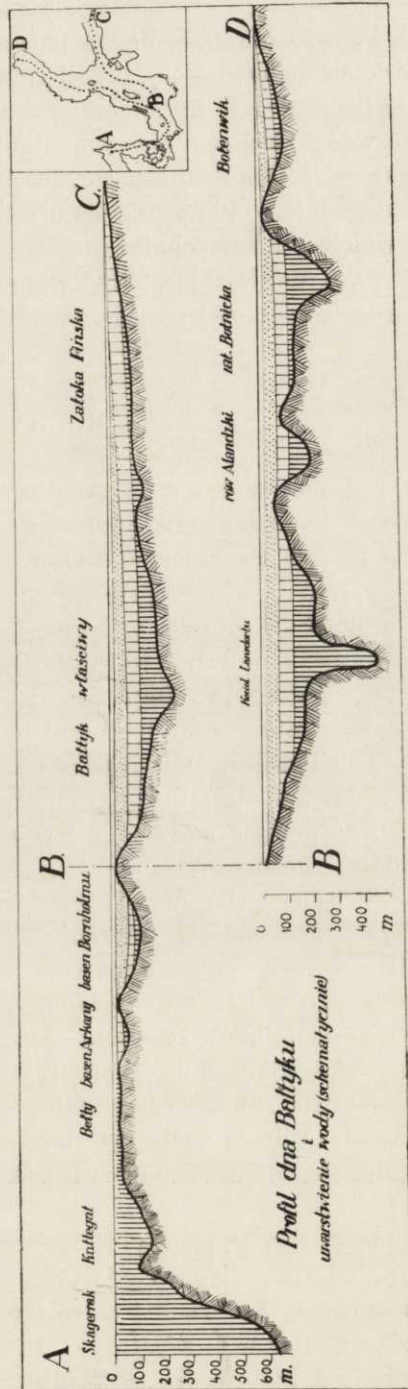


Fig. 3.

Profile schematyczne i uwarstwienie wody. — Profil du fond de la Baltique et stratification de l'eau (schématique).

wody nieckowe poszczególnych kotlin. Temperatura w nich wynosi około 4°, zasolenie 9—10‰, a nasycenie tlenem poniżej 40%. Woda w nieckach odnawia się przeciętnie dwa razy w roku, na wiosnę i w jesieni. *Basen Bornholmu* ma podobne poczwórne uwarstwienie, a jego wody nieckowe nie komunikują się z basenem Gotlandu.

Do *zatoki Fińskiej* sięga cypel gotlandzkiej wody nieckowej; warstwa pośrednia wyklinowuje się u wejścia do zatoki, zostają tylko warstwa wglębna i wierzchnia.

Zatoka Botnicka ma układ warstw podobny jak w basenie centralnym; różnice słoności są jednak o wiele mniejsze, około 1‰.

7. RUCHY WODY.

Przyptyw i odpływ. Już pierwszych uczonych, którzy zajmowali się hydrologią Bałtyku, Szwedów Hjärne'a i Linneusza uderzał fakt, że na Bałtyku środkowym nie występują wcale przyptyw i odpływ. Byli oni zresztą przekonani, że tak jest na całym Bałtyku, a nie mieli oczywiście sposobu wykazać tego z braku odpowiednich przyrządów, gdyż stosowano wówczas jedynie prymitywne łąty do odczytywania wodostanów. Dopiero znacznie później Paschen i Hagen udowodnili, że przyptyw i odpływ dochodzi do południowo-wschodnich brzegów Bałtyku. W 1822 Rosjanin Amelung, opracowawszy dane limnigrafu ustawionego przy ujściu Newy, wykazał, że nie tylko na pełnym morzu, ale i w zamkniętych zatokach odczuwa się rytm dalekiego oceanu.

Na ściśnięty w samym ujściu Bałtyk przyptyw atlantycki może się oczywiście przedostać znacznie osłabiony; zaledwie minimalna część energii tego ruchu zdoła przeniknąć wgląd Skagerraku i morza Bełtów. Wskutek tego wahania wodostanu, spowodowane przyptywem i odpływem są w ogóle bardzo małe i maleją jeszcze wraz z oddaleniem się od cieśnin. W środkowej części Bałtyku są prawie niedostrzegalne, gdyż bywają prawie zawsze zniekształcone przez deniwelacje poziomu wody, wywołane przez wielorakie inne przyczyny. Studium tych ruchów, ich analiza harmoniczna są bardzo utrudnione, to też jeszcze wiele jest do wyjaśnienia.

Podczas gdy jeszcze na Helgolandzie i brzegach morza Północnego amplituda przyptywu i odpływu wynosi około 3 metrów, to koło Skagen przyptyw wychodzi ze Skagerraku z amplitudą 30 cm; w Kopenhadze wyjątkowo zdarza się 18 cm, przeciętnie widzimy 10 cm. Po wyjściu z Bełtów fala przyptywowa idzie z wysokością 7 cm; do

Gdyni i Gdańska przychodzi z 6 cm, do Kłajpedy z 4,5 cm, zaś dalej na północ wysokość fali jeszcze bardziej maleje. Natomiast w zatokach Fińskiej i Botnickiej stwierdził Witting (47) jakoby lekki wzrost wysokość fali przyływu: Hangö 5,0 cm, Draghallan 2,7 cm, Ratan 3,6 cm.

Fala przyływu idzie w Bałtyku z okresem 24-o godzinnym, a nie 12-to godzinnym, jak na oceanie. Nieznaczny wpływ na wodostan, jaki wywierają przyływ i odpływ w Bałtyku, sprawia, że mapy morskie podają głębokości od średniego wodostanu, a nie od poziomu najniższego lub średniego odpływu, jak na innych morzach.

Prądy, wynikające z przyływu, mogą mieć szybkość kilku centymetrów na sekundę.

Falowanie. Morze Bałtyckie ma ustaloną wśród żeglarzy złą opinię z powodu złośliwego, krótkiego i bardzo nieprzyjemnego falowania i częstej martwej fali, zjawisk wynikających z małych rozmiarów i płytkości basenów. Nieco dłużej wiejący wiatr może rozkołysać całą masę wody i spowodować t. zw. fale stojące czyli sejsze.

Falowanie opracowane jest systematycznie tylko w zatoce Fińskiej (Bereskin). Badania przeprowadza się bądź z brzegu, bądź z zakotwiczonych statków, zwykle latarnicznych, a prócz obserwacyj wizualnych używa się przyrządów do mierzenia wysokości fali (statoskopy, tyczki zakotwiczone z pływakami itp.).

Kształt i wielkość fali zależy nie tylko od wiatru, ale również od ukształtowania poziomego danej części morza, profilu dna, wymiarów basenu itd. Wysokość fal, wywołanych wiatrem może dochodzić na Bałtyku maksymalnie do 5 metrów, co odpowiada sile wiatru 8—9 stopni Beauforta.

Falowanie wewnętrzne. Z teoretycznych rozważań Helmholtz'a i Stokes'a wynika, że falowanie może nastąpić również na kontakcie dwóch różnych warstw wody. W praktyce zostało takie falowanie wewnętrzne po raz pierwszy na Bałtyku wykryte i opisane przez O. Petterssen'a w północnej części dużego Bełtu, choć przypuszczał on najpierw, że jest to rodzaj wewnętrznego przyływu i odpływu o okresie 12 godzin. Zazwyczaj wierzchołkowi fali wewnętrznej odpowiada dół fali na powierzchni i naodwrot.

Falowaniem wewnętrznym przelewa się woda słona przez cieśniny duńskie do Bałtyku. Derugin (17) wykrył fale wewnętrzne nawet w zatoce fińskiej, gdzie mają one występować zwłaszcza w porze zimowej, gdy zatoka pokryta jest lodem. Podczas takiego przyływu fali

zasolenie wzrastało do 3⁰/₁₀₀ a temperatura do 2,8°, aby opaść później do 1⁰/₁₀₀ i 0°. Pierwszorzędną rolę odgrywa falowanie wewnętrzne przy wymianie wody między Bałtykiem a morzem Północnym, choć mamy do czynienia przy tym z szeregiem innych czynników, jak ciśnienie powietrza, wiatry, zasolenie i temperatura.

E k m a n uważa falowanie wewnętrzne raczej za rodzaj wtórnych sejsz i twierdzi, że sejsze pierwotne zakłócają równowagę warstw dennych wody, a sejsze wtórne, przywracające równowagę warstw, stanowią właśnie falowanie wewnętrzne.

Sejsze są charakterystyczne głównie dla mórz zamkniętych i zatok. Rytmiczne to przelewanie się masy wody zawartej w danym basenie od jednego brzegu do przeciwległego i z powrotem zawdzięczamy najczęściej, a raczej prawie wyłącznie czynnikom meteorologicznym, jak silnym i szybko przebiegającym zmianom ciśnienia, silnym uderzeniom wiatrów (szkwałom) i ew. burzom. Silne uderzenie wiatru na jedną stronę basenu wodnego może w pewnych okolicznościach pobudzić masę wody do rytmicznego kołysania i przelewania się od brzegu do brzegu. Każda zatoka i częściowo zamknięta część morza może w odpowiednich warunkach być wprowadzona w ruch sejszowy.

Podobnie jak przyptyw i odpływ sejsze są zjawiskiem powszechnym, związanym z lokalnymi warunkami mórz. Na Bałtyku spotykamy sejsze powierzchniowe przede wszystkim w obrębie morza Bełtów, bogato rozczłonkowanego na zatoki i cieśniny. P a u l s e n opisał je na podstawie zapisków limnigrafów duńskich; występują one najczęściej w dzień z burzą, dlatego zostały przez niego nazwane „vagues d'orage”. W e s t p h a l według danych mareografów niemieckich znalazł sejsze występujące w basenie arkońskim, przy czym falowanie zachodziło między Rugią a Skanią z okresem około 2 godzin i amplitudą 5 do 10 cm. Wyraźne są też sejsze w zatoce Meklenburskiej, gdzie znaleziono okresy około 115 minut i amplitudę również 5—10 cm. Zazwyczaj wysokość pierwszej fali sejszowej jest największa, a okres jej wybitnie dłuższy, następnie fale są już tłumione, ale okresy są równomierne.

Poniższy rysunek podaje wykres mareografu w Kilonii z dnia 17.1 1899 r., ilustrujący pięknie wykształcone falowanie sejszowe z amplitudą około 30 cm i okresem 112 minut na tle fali przyptywu i odpływu dobowego.

Na *wodach duńskich* stwierdzono sejsze lokalne, występujące w obrębie małych zatok i zatoczek, przy czym okresy ich były odpo-

wiednio krótsze — od 10 do 30 minut. W porcie Kopenhaskim zanotowano w 19.III.1907 prócz krótkich wibracyj z okresem 2 minut duże fale po przejściu burzy z okresem 37 minut.

Na *Bałtyku wschodnim* opisuje Westphal sejsze z Piławy i Kłajpedy, które niewątpliwie były związane z kołysaniem całej masy wody między Ölandem lub Ławicą Środkową a Prusami Wschodnimi; było to falowanie, powtarzające się co 200 minut, oczywiście dzięki dużym rozmiarom basenu; amplituda wynosiła od 8 do 15 cm.

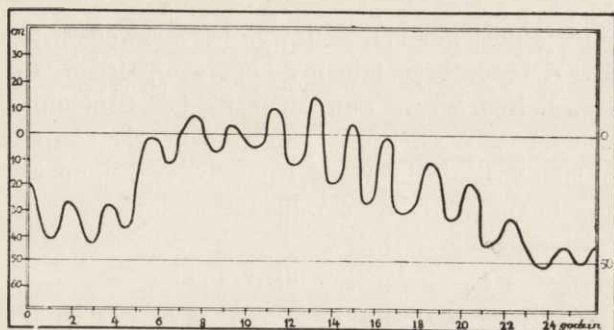


Fig. 4.

Krzywa sejsz w porcie kilońskim w dniu 17 stycznia 1899,
(według Krümmel'a).

*Enregistrement des seiches au port de Kiel, le 17 janvier 1899;
période 112 minutes, amplitude 30 cm.*

Pewną osobliwością Bałtyku jest zjawisko t. zw. po niemiecku „Seebär”¹⁾. Zaznacza się ono w postaci pojedynczej lub kilku następujących po sobie fal o wysokości 1 a nawet 2 metrów, które niespodziewanie, przy najpiękniejszej pogodzie, mogą zwałić się na brzeg w ciągu kilku minut i wyrządzić rybakom i osadom przybrzeżnym duże straty. Na szczęście wydarza się to dość rzadko, zwykle co kilkadziesiąt lat w tym samym miejscu. Natura tego zjawiska, jak i podobnych, zwanych po niemiecku „Seeschiessen”, „Wasserschuss”, „Nebelrölpe” czy „Luftpuffe” nie jest jeszcze dostatecznie wyjaśniona. Jedni widzą w tym przejawy sił sejsmicznych, inni łączą je z falami sejszowymi, prawdopodobnie jednak powstają one przez zwałenie się na powierzchnię morza masy wody niesionej przez trąbę morską, czy przez uderzenie pojedynczego szkwału o powierzchnię morza.

¹⁾ „Bär“ = dawne „Bahre“ znaczy tyle co fala.

8. WODOSTAN.

Zagadnienie wodostanu Bałtyku i zwłaszcza wiekowe jego zmiany od dawna interesują hydrografów, tym bardziej, że łączą się one z polodowcowym wynoszeniem się masywu Fennoskandyjskiego. Pytanie, czy ląd się wynosi, czy wody ubywa z morza Bałtyckiego, oddawna dręczyło uczonych, a sprawa bilansu wodnego dziś jeszcze daleka jest od rozwiązania.

Ciekawe jest, jakimi drogami szły poglądy na te sprawy z biegiem wieków. Zmiany poziomu morza u wybrzeży szwedzkich znano i opisywano już w r. 1625. Wspominamy już wyżej, Urban Hjärne w roku 1702 w swej hydrografii Szwecji zakładał istnienie podziemnego zbiornika wody i pary, od którego prowadziła sieć kanałów i jaskiń do morza. Zmiany ciśnienia wody i pary w tych podziemnych kanałach miały rzekomo powodować wahania wodostanu w Bałtyku. Filozof szwedzki i przyrodnik E. Swedenborg w 20 lat później pisze o wielkiej próżni wchłaniającej wody morskie.

Obaj jednak zaobserwowali rzeczy konkretne, mianowicie, że w dawniejszych czasach poziom wody w Bałtyku i Botniku był o wiele wyższy; widzieli bowiem wysoko na lądzie ławice muszlowe i kościec wielorybów, resztki masztów oraz znaki na skałach wybrzeża. Przyczynę tej zmiany linii wybrzeża i ubytku wody upatrywał Hjärne w zwiększonej erozji w cieśninach duńskich, łączących Bałtyk z morzem Północnym, przez co coraz więcej wody miało ubywać z Bałtyku. Efekt ten miał się ograniczać tylko do Bałtyku. Natomiast Swedenborg tłumaczył fakt ten deformacją ogólnej pokrywy wodnej na kuli ziemskiej, powodującą ubytek wody na biegunach a nagromadzenie się jej na równiku, czy też ogólnym opadaniem wody od czasu potopu.

W roku 1740 A. Celsiusz i przyjaciel jego Linneusz postawili hipotezę ogólnego ubytku wody na ziemi na skutek wyparowywania i zużycia przez rośliny. Na poparcie swych wywodów podali nawet dane cyfrowe, stwierdzające, że poziom morza obniżył się o 4,5 stopy (1,33 m) na 100 lat. W oparciu o tę hipotezę historyk szwedzki Olaf Dalin wypowiedział pierwszy twierdzenie, że Szwecja kiedyś stanowiła grupę wysp. Przeciwnikami tych wywodów byli biskup Rhiseliusz (1747 r.), który w podobnym twierdzeniu widział błędność, oraz biskup z Abo J. Brovaliusz, który udowodnił faktami, że obniżenie poziomu morza w Finlandii nie jest tak wielkie jak twierdził Celsiusz (sosny 300-letnie rosnące na wysokości 4 stóp

nad wodą itp.). Wystąpienie Brovaliusza przerwało dyskusję i ustanowiło dogmat o niezmienności poziomu wody w Bałtyku.

Rychło jednak spór się odnowił; w 1765 r. geodeta E. O. Runeborg wystąpił z twierdzeniem, że nie wody ubywa w morzu, lecz powierzchnia ziemi ulega powolnemu i długotrwałemu wynoszeniu. Teoria ta najpierw długo nie mogła się przyjąć, zdobyła sobie uznanie dopiero gdy inni uczeni: Playfair, Lyell, Berzelius i zwłaszcza v. Buch przyłączyli się do hipotezy o wypiętrzaniu Skandynawii na skutek kurczenia się stygnącej skorupy ziemskiej. V. Buch twierdził, że kontynent otaczający Bałtyk, ulega powolnemu wynoszeniu „od Friedrichswald do Abo i może być do Petersburga”. Tak powstała *teoria elewacji*, której przeciwstawiali się zwolennicy Celsiuszowskiej *teorii ubytku wody*. Rzecznikami tej ostatniej byli S. Nilsson, C. Agardh i Holmström, który w 1880 stwierdził zmianę linii brzegowej również w Kattegacie, a największe wynoszenie lądu przy Botniku.

W roku 1880 na stronę przeciwników teorii elewacji przeszedł sławny Suess, który twierdził, że całe zagadnienie należy raczej do „klimatologii i hydrostatyki, a nie do tektonicznej geologii”. „Es ist Entleerung, nicht Hebung” twierdził on, podtrzymując wywody admirała szwedzkiego Nordenancka z r. 1792 roku, który wywodził, że poziom wody w Bałtyku jest wyższy od poziomu oceanu i że przez odpływ wody z Bałtyku różnica ta się stopniowo wyrównywa. (Takie twierdzenie było wówczas uzasadnione wobec wyników przeprowadzonej niwelacji, która wykazała, że poziom Botniku jest wyższy od poziomu zatoki Fińskiej o 16 stóp). Suess przychodzi do wniosku o zmniejszaniu się dopływu wody z rzek z przyczyn klimatycznych.

Wystąpienie jego skierowało cały spór w dziedzinę meteorologii; zaczęto badać długoletnie wahania klimatu i próbowano je powiązać ze zmianami wodostanu. Z drugiej zaś strony pod koniec XIX wieku zaczęto przekonywać się do teorii izostazji (Jamieson w r. 1882) i zlodowacenia dyluwialnego Skandynawii; wreszcie G. de Geer i jego uczniowie wykazali, że cały półwysep Skandynawski od chwili ustąpienia lodowca ulega ciągłemu wynoszeniu, którego maximum — przeszło 300 metrów — stwierdzono koło Angermanland, przy czym obszar wypiętrzania sięga aż do południowych brzegów Bałtyku i Danii.

Wpływem czynników klimatycznych na zmianę linii brzegowej Bałtyku zajmowali się jeszcze Brückner, Penck i Günther, wyliczając cały szereg przyczyn mogących spowodować zmianę poziomu morza bez udziału czynników geologicznych. Sieger i Wallen zaobserwowali odbicie zmian wodostanu Bałtyku na zmianach

wodostanu w jeziorach Szwecji południowej i wykazali, że tylko częściowo może być mowa o wpływie klimatu, a głównie działają tu procesy geologiczne.

Tak więc obecnie zwyciężył pogląd zwolenników „elewacji”, ale pozostało niewyjaśnione, o ile wypiętrzanie Fennoskandii i zarazem dna Bałtyku wpływa na wylewanie się wody z Bałtyku do morza Północnego. Dzisiejsze próby ustalenia bilansu wodnego Bałtyku i obserwacje odpływu nie są jeszcze w stanie wyświetlić całkowicie tego zagadnienia i sprawa zostaje nadal otwarta.

Pierwsze *obserwacje wahań wodostanu w Bałtyku* poczynił Celsius w r. 1731, ustawiając latę pomiarową koło Gävle. Brunerona w r. 1820 robił znaki na skałach wybrzeża; w 1847 r. ustawiono repery wodowskazowe w szkjerach koło Nyköping i koło Sztokholmu. Do połowy XIX wieku pomiary wodostanu przedstawiały problematyczną wartość, gdyż nie były związane ani między sobą, ani ze średnim wodostanem. Dopiero w r. 1848 z inicjatywy A. Erdmanna ustawiono sieć wodowskazów na 13 latarniach morskich i w portach wzdłuż całego wybrzeża Szwecji od Botniku do Kattegatu; prócz wodostanu obserwowano ciśnienie atmosferyczne, kierunek i siłę wiatru.

Systematyczne badania wahań poziomu przy pomocy nowoczesnych przyrządów datują się od r. 1880, kiedy przeprowadzono również niwelację precyzyjną, wiążącą poszczególne repery. W 1886 r. urządzono pierwsze mareografy, których liczba potem szybko wzrastała. Od r. 1870 zaczęła się przyłączać do sieci pomiarowej Finlandia, potem Niemcy i inne państwa. Obecnie czynnych jest na Bałtyku 16 mareografów, między innymi i w Gdyni¹⁾.

Zebrany z biegiem lat materiał obserwacyjny opracował po raz pierwszy L. A. Forman za okres 1852—1875, ale niejednorodność obserwacyj nie pozwoliła mu dojść do ścisłych wyników. Lepszy rezultat osiągnął L. Holmström w r. 1883, który wyznaczył wynoszenie ładu skandynawskiego od 0,1 cm rocznie na południu do 1,0 cm rocznie na północy. Podobne wyniki osiągnął Rosen. Nieco później wystąpili z opracowaniami Finnowie Blomquist, Renquist

1) 6 szwedzkich: Ystad, Kungsholmsfort, Landsort, Björn, Dräghallan, Ratan;
4 fińskie: Helsinki, Mäntyluoto, Vasklot, Toppila;
1 lotewski: Libawa;
3 niemieckie: Travemünde, Swinemünde, Piława;
1 duński: Korsör;
1 polski: Gdynia (drugi w budowie w Wielkiej Wsi).

i Witting, a w ostatnich latach znów Szwedzi G. Rune (r. 1920), H. Odelsiö (1925) i F. Bergsten (r. 1930), z których ostatni prócz potwierdzenia wyliczeń poprzedników wykazał istnienie okresów 11-letnich i 30—32-letnich z amplitudą 2,9 cm. Dłuższego okresu wahań wodostanu z braku materiału nie dało się stwierdzić. W najnowszych czasach zagadnienie wahań wodostanu weszło do programu konferencyj hydrologicznych bałtyckich, gdzie mu się poświęca wiele uwagi.

Poziom morza (oczywiście średni) zwykliśmy uważać za powierzchnie stałą, niezmienną. W odniesieniu do Bałtyku tego powiedzieć nie możemy; obserwator z lądu zauważyłby powolne lecz stałe obniżanie się poziomu wody. Jak wiemy, dzieje się to dlatego, że stanowisko obserwatora ulega wynoszeniu wraz z całym lądem. Wiemy zresztą, że poziom wody nawet w oceanie ulega wahaniom z przyczyn nieznanym nam jeszcze dotąd; nie mamy właściwie na ziemi w ogóle punktu stałego i nie mamy sposobu określić zmiany położenia skorupy ziemi w sposób bezwzględny. Możemy zrobić to tylko w sposób względny — w stosunku do pewnego obranego punktu czy poziomu. Wydaje się przy tym, że nawet dawniejsza hipoteza o liniowej zmianie wodostanu w Bałtyku nie może być utrzymana; wynoszenie lądu nie jest bowiem ani w czasie, ani w przestrzeni zjawiskiem ciągłym.

W o d o s t a n ś r e d n i jest więc poziomem umowym. Choć nie mamy jeszcze ogólnie przyjętej metody do określania poziomu średniego jakiegoś morza, to jednak w odniesieniu do Bałtyku wobec niewielkiej rozciągłości wystarczy, jeżeli porównamy wahania jego poziomu ze średnim poziomem morza Północnego i oceanu Atlantyckiego.

Zazwyczaj wychodzimy z jakiegoś punktu na wybrzeżu, określając jego *poziom zerowy*, jako średni poziom z wielu ciągłych obserwacji wodostanu w tym miejscu. W stosunku do całej powierzchni morza powiemy, że *średni poziom morza* będzie to poziom średni, wyprowadzony na podstawie jaknajwiększej liczby poziomów zerowych punktów, połączonych dookoła tego morza. Problem więc określenia poziomu średniego morza polega na: 1) znalezieniu metody ujednostajnionej dla obserwacji poziomu morza w poszczególnych punktach, 2) wyznaczeniu z tych obserwacji lokalnych poziomów zerowych, 3) wyznaczeniu z tych lokalnych poziomów zerowych poziomu zerowego (średniego) dla całego morza.

Zachodzi jednak pytanie, czy tak wyprowadzony poziom średni winien być zredukowany na wpływ ciśnienia, temperatury, wiatrów, wypiętrzenie lądu itd., czy też nie. W związku z tym mamy dwie koncepcje średniego poziomu:

1) poziom średni bez poprawek na czynniki meteorologiczne, tzw. *poziom zerowy hydrologiczny*, który jest zmienny w funkcji zmian klimatu;

2) poziom średni uwolniony od wpływu czynników meteorologicznych, tzw. *poziom zerowy geodezyjny*, który już jest niezmienny i odpowiada położeniu na geoidzie (Witting).

Witting (49) odnosi więc poziom wody do geoidy, tj. do poziomu morza idealnego, bez wiatrów, na którego powierzchnię oddziaływałyby jednakże ciśnienie atmosferyczne, a którego gęstość w kierunku poziomym byłaby również jednakowa. Rozkład łądów i mórz jednak powoduje przesunięcia w rozkładzie sił ciężkości; powierzchnia wody już choćby dlatego przybiera formę wklęsłą w środku morza, a wyższą przy brzegach. Zmiany ciśnienia, jakie mają miejsce zwłaszcza w szerokościach umiarkowanych i wyższych i wynikające stąd wiatry, dalej nasłonecznienie, różnice w składzie chemicznym wody morskiej i inne wpływy sprawiają, że praktycznie nie możemy mówić o poziomie morza, lecz o jakiejś powierzchni wypadkowej.

Niwelacja precyzyjna wykazała, że poziom morza Bałtyckiego, jak się tego można było spodziewać, jest wyższy od poziomów mórz sąsiednich i oceanu; np. zatoka Botnicka leży o 40 cm, Bałtyk północny o 30 cm, Bałtyk południowy o 20 cm, a Kattegat o 10 cm wyżej niż poziom średni morza Północnego. Warto tutaj nadmienić, że według niwelacji z 1913—16 roku średni poziom zatoki Fińskiej koło Kronsztadu był wyższy o 70,4 cm od poziomu morza Czarnego w Odesie, a o 180 cm wyższy od poziomu oceanu Spokojnego (Władywostok).

W a h a n i a w o d o s t a n u. Zagadnieniem wahań wodostanu Bałtyku zajmowano się oddawna. Już G i s l e r w r. 1746, przypuszczając zależność od zmian ciśnienia atmosferycznego, rozpoczął pomiary ciśnienia powietrza i wodostanu. Na początku XIX wieku S c h u l t e n przypisuje ciśnieniu wyłączny wpływ na kształtowanie się powierzchni morza. Sprzeciwił się temu pogładowi H a l l s t r o m (r. 1854), dając pierwszeństwo wiatrowi, natomiast niemieccy uczeni B a y e r i H a g e n wystąpili wówczas z twierdzeniem, że raczej należy przypisać wahania termicznej rozszerzalności wody.

Nowsze badania (Witting, Blomquist, Renquist) wykazują, że, jeżeli chodzi o wahania krótsze niż rok, to mamy prócz wahań *okresowych* (przyływ i odpływ) również *zmiany nieokresowe*, których źródła znajdują się w następujących czynnikach:

1) *promieniowanie słoneczne*, które nagrzewa wodę i zwiększa jej objętość. Różnica poziomów wynikająca z tego powodu na morzach po-

larnych i równikowych wynosi około 6 metrów; na Bałtyku, w obrębie tworzenia się warstwy homohalicznej, na przestrzeni Rugia — zatoka Fińska, gdzie temperatura waha się od 1° zimą do 12° latem, zaznacza się różnica poziomu o 3,2 cm;

2) *opad atmosferyczny* na morzu i w obrębie zlewiska podnosi poziom wody; jednak przybór ten nie może wynieść więcej jak 3—4 cm, gdyż nadmiar odpłynie przez cieśniny duńskie (jak to wykazał *Bergsten* (6));

3) *różnica w gęstości wody* — woda Botniku jest lżejsza niż dalej na południu Bałtyku;

4) *ciśnienie i wiatr*. Kompleks zmian anemobarycznych powoduje największe wahania wodostanu. Powierzchnia wody działa jak olbrzymi barometr; spadek ciśnienia o 1 mm powoduje podwyższenie wodostanu o 13,6 mm. Podczas przechodzenia głębokiego cyklonu nad Bałtykiem woda tworzy pod nim płaską kopułę o wysokości dochodzącej do 1 metra (na oceanie wysokość ta wynosi do 3 metrów); kopuła ta wodna przesuwa się wraz z cyklonem. Wiatry ze składową odładową obniżają, z doładową podnoszą wodostan. Długotrwały wiatr zachodni w zatoce Fińskiej może spiętrzyć wody o kilka metrów i spowodować powodzie przy ujściu Newy. Długotrwały wiatr północny u wybrzeży polskich może spowodować przybór wody o jeden, nawet czasem do 2 metrów (zalanie i przerwanie półwyspu helskiego). Podczas przemieszczania się układów ciśnienia nad Bałtykiem powierzchnia wody jest w ciągłym ruchu, poziom wody nieregularnie się podnosi i obniża, wytwarzają się przy tym prądy.

Nieco inaczej klasyfikuje wahania poziomu Bałtyku szwedzki hydrograf *F. Bergsten* (6):

- 1) przyływ i odpływ (mające małe znaczenie);
- 2) zmiany powodowane czynnikami meteorologicznymi;
 - a) impulsy idące z mórz na zachód od Skandynawii przez Sund i Bełty,
 - b) fluktuacje powodowane zmianą ciśnienia,
 - c) deniwelacje powodowane wiatrami, natury lokalnej i związane z kształtem basenu,
 - d) wahania powodowane opadem nad Bałtykiem i zlewiskiem.

Łącząc w jeden system czynniki powodujące zmiany poziomu oraz okres i amplitudę wahań *Meissner* (28) podaje następujące zestawienie wahań poziomu Bałtyku:

- 1) fale wiatrowe z okresem 5—10 sekund,

- 2) wahania o okresie 1 minuty (pochodzące z interferencji falowań),
- 3) wahania o okresie 10—100 minut — *sejsze* o kilku węzłach, w grupach po 2—6 wahnięć,
- 4) zjawisko „Seebär”, pojedyncze raptowne uderzenie fali, z przyrostem wodostanu o 1 metr i powolnym spadkiem,
- 5) przyptyw i odpływ o okresach 12-godzinnych,
- 6) wahania zależne od zmian ciśnienia i wiatrów, nieokresowe, o amplitudzie do 1 metra,
- 7) długookresowe przyptywy i odpływy, o bardzo małej amplitudzie,
- 8) półroczne i roczne wahania z amplitudą do 10 cm,
- 9) wahania z roku na rok z amplitudą 5—6 cm,
- 10) wahania o dłuższych okresach (z udziałem tektoniki).

W przebiegu rocznym wahania wodostanu są bardzo podobne do wahań u wschodniego brzegu morza Północnego, z czego można wnioskować, że są ich odbiciem, razem zaś mają wspólne pochodzenie, jako wynik procesów hydrometeorologicznych na zachód od Skandynawii. Amplituda i kąt fazowy wahań wodostanu Bałtyku odpowiadają tym czynnikom w Kattegacie, oba czynniki rosną z grubsza z południa ku północy i z zachodu na wschód. Wyjaśnia się to małymi ruchami falowymi (spowodowanymi wiatrami) które są opóźnione w stosunku do dużej fali idącej ze Skagerraku.

Według Krümme'la przebieg roczny wodostanu Bałtyku w porównaniu z wodostanem morza Północnego przedstawia zasadniczą zgodność z małymi tylko przesunięciami w czasie. Maximum wodostanów przypada na lato, minimum na kwiecień i maj. Taki przebieg jest odmienny od tego, jakiegobyśmy się spodziewali. Przecież na wiosnę spływają do Bałtyku wody topnienia, a latem zdawałoby się silne parowanie winno powodować ubytek wody. Tymczasem właśnie na wiosnę przypada wyraźnie najniższy wodostan, a nadmiar wody spływającej z rzek widocznie uchodzi przez cieśniny do morza Północnego. W miesiącach zaś lipcu i sierpniu na południowym Bałtyku, a we wrześniu i październiku na wybrzeżach Szwedzkich, zaś w styczniu w Botniku przypadają najwyższe wodostany.

Zauważyć trzeba, że równocześnie z maximum wodostanów przypada maximum opadów atmosferycznych nad morzem. Rudowic (32) twierdzi więc że opad wpływa na poziom wody (minimum opadów przypada na wiosnę — gdy i wodostan jest najniższy). Okazuje się jednak, że zbieżność ta jest tylko przypadkowa. Jak wytłumaczył F. Bergsten (6), opady nad morzem i nad całym zlewiskiem Bałtyku mogą maksymalnie podwyższyć poziom o 3—4 cm, podczas gdy amplituda

wahań wodostanu wynosi około 20 cm. Na zmiany wodostanów wpływają raczej ciśnienie i wiatr w odpowiednim układzie: na *wiosnę* przy minimum opadów i przy częstych wiatrach wschodnich i wyższym ciśnieniu, oraz trwającym jeszcze pokryciu lodem są dane warunki, by woda z Bałtyku uchodziła przez cieśniny do morza Północnego, — mamy mi-

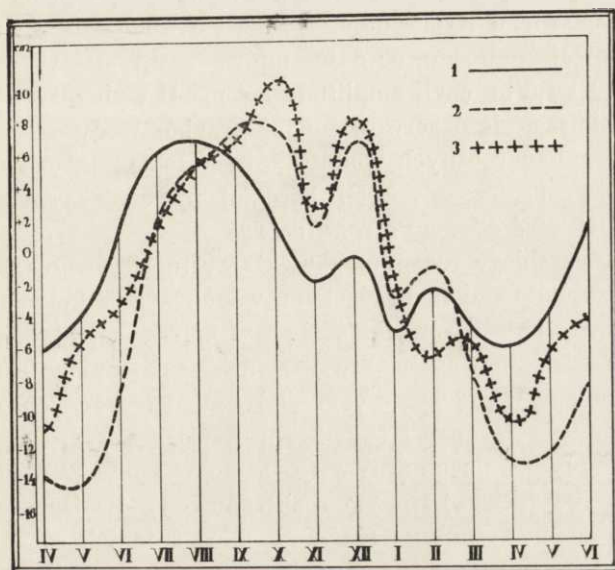


Fig. 5.

Srednie miesieczne wodostany, według Rosen'a i Krümmel'a.
1 — u wybrzeży południowych Bałtyku, 2 — u wybrzeży Szwecji, 3 — u wybrzeży morza Północnego.

Moyens mensuels du niveau de la mer.

1 — à la côte sud de la Baltique, 2 — à la côte suédoise,
3 — à la côte de la mer du Nord.

nimum wodostanu. *Latem* maximum opadów zbiega się z trwającym jeszcze częściowo na północy spływem wód topnienia i częstymi wiatrami zachodnimi, które napędzają więcej wody do Bałtyku — stąd wysoki wodostan. *Zimą* występują na krzywej wodostanów dwa drugorzędne maxima, mianowicie w grudniu i lutym, o amplitudzie 6—7 cm u wybrzeży szwedzkich, a 3—4 cm u wybrzeży południowych. Przyczyna tych wznębań jest dość skomplikowana, głównie jednak składają się na to czynniki meteorologiczne. Petterssen opisuje podobny przebieg wodostanów u wybrzeży Norwegii. Prawdopodobnie chodzi tu o zbieżność okresów z opadem z okresami pogody cieplejszej, powodu-

jących przejściowe tajanie lodu i śniegu przy niewielkim parowaniu na jeziorach i rzekach, co oddziaływa później na Bałtyk. Występowanie tych wtórnych maximów zimowych potwierdził również Blomquist na wybrzeżach Finlandii i archipelagu Ålandzkiego.

Amplituda wahań rocznych wodostanu w Bałtyku jest niewielka i wynosi średnio 23—27 cm. Wahania jednak bezwzględne mogą być znacznie większe; w Kronsztacie zdarza się wodostan 2,1 m powyżej i 1,6 m poniżej średniego, co daje amplitudę 3,7 metra; w Windawie może być 0,9 i 1,5 m czyli amplituda 2,4 m. U wybrzeży polskich wahania są mniejsze, ale obserwowano już przybór wody o 2 metry.

Oprócz wahań rocznych wodostanów, przebiegających na ogół regularnie, zająć się trzeba z kolei bardziej nieregularnym przebiegiem *wahań wodostanu średniego z roku na rok*.

Jak i w przebiegu rocznym, zauważamy tutaj równoległość do wahań na morzu Północnym, przy czym współczynnik korelacji wynosi 0,95. Przyczyny należy również szukać w impulsach, idących z Atlantyku. Są jednak w pewnych okresach odchylenia, dające się wytłumaczyć zakłóceniami w przebiegu czynników atmosferycznych, np. zmianą położenia frontu polarnego i w związku z tym suchym i pogodnym latem lub chłodnym i pochmurnym (to samo w zimie w odniesieniu do antycyklonu rosyjskiego), innym rozkładem opadów itp.

Na poniższym rysunku podano przebieg średnich rocznych wodostanu za okres 1887—1900 na wybrzeżu południowym, wybrzeżu szwedzkim Bałtyku oraz dla porównania w porcie w Kilonii według Krümmel'a, uzupełniony danymi F. Bergste'n'a z okresu 1898—1927 r.

Charakterystyczne jest zmniejszanie się wodostanu od 1893 do 1897, oraz wybitnie wysoki wodostan w roku 1899, tym bardziej że występuje to tylko u wybrzeży szwedzkich.

Z wahań o *dłuższych okresach* dadzą się stwierdzić, choć jeszcze materiał obserwacyjny jest za skąpy, okresy odpowiadające Brücknerowskiemu, których amplituda wynosi u wybrzeży szwedzkich 10 cm, a u południowych 7 cm.

Istnieją jednak inne pulsacje, dotąd niewytłumaczone. Być może że ponadto niektóre wahania mają związek z okresami Pearson'a, który twierdzi, że każda półkula ma naprzemian niski i wysoki wodostan w morzach i oceanach, przy czym amplituda ma wynosić na oceanie 4—6 metrów, a okres wahań około 600 lat. Stwierdzono jakoby następujący przebieg okresów Pearson'a:

wysoki wodostan:	250 r. przed Chr.	350 po Chr.	875	1475	2100
niski wodostan:		80 po Chr.	600	1150	1800

Powodzie Newy. W związku z wahaniami poziomu Bałtyku godzi się również wspomnieć o sprawie wiążącej się pośrednio — o powodziach w ujściu Newy. Od czasu założenia Petersburga do lat ostatnich było już około 300 powodzi, podczas których woda wzbierała więcej niż 1,5 metra; bywały również powodzie w czasie których w szybkim cza-

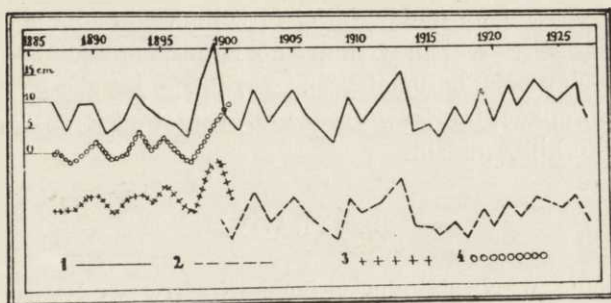


Fig. 6.

Średnie roczne wodostany Bałtyku, według Krümmel'a i Bergsten'a.

1 — u wybrzeży południowych, 2 — u wybrzeży szwedzkich, 3 — w porcie kilońskim, 4 — w Kattegacie.

Moyens annuels du niveau de la mer Baltique.

1 — à la côte sud, 2 — à la côte suédoise, 3 — au port de Kiel, 4 — au Kattegat.

sie poziom wody wzrósł o 4 metry (1619, 1824, 1787, 1895 i 1924 rok). Powodzie te, zalewające niżej położone części Petersburga (Leningradu) zdarzają się najczęściej jesienią, mogą się też w ciągu roku powtarzać.

Wytłumaczenie tych powodzi jest następujące: ujście Newy leży w samym końcu zwiężającej się ku wschodowi zatoki Fińskiej, która znajduje się na trasie najczęstszego przesuwania się depresyj barometrycznych. Jeżeli przez dłuższy czas będą wiały wiatry zachodnie lub południowo-zachodnie, to napędzą one do zatoki Fińskiej dużo wody z Bałtyku. Dzieje się to zwłaszcza w następujących sytuacjach barometrycznych: 1) przy przejściu głębokiej depresji przez Bałtyk ku północnemu wschodowi i dłuższym jej pobycie nad Finlandią, 2) przy utworzeniu się wtórnej niżki barometrycznej, okrążającej depresję macierzystą nad Finlandią od zachodu i południa; niżki takie odznaczają się wielkimi zasobami energii kinetycznej, powodują one najsilniejsze wiatry zachodnie i największy napływ wody do zatoki, 3) przy wzroście ciśnienia nad Skandynawią — po przejściu depresji na wschód.

Pod wpływem silnych wiatrów zachodnich przelewa się coraz więcej wody do zatoki Fińskiej, cała masa wody pędzona jest ku brzegowi wschodniemu. Jak wiemy, przy przejściu depresji tworzy się na wodzie płaska kopuła wody, tym wyższa, im większy spadek ciśnienia; ta góra wody przesuwa się wraz z depresją ku wschodowi. Jeżeli tor depresji wypadnie po osi zatoki, to cała masa spiętrzonej wody wchodzi wgłąb zatoki, która się ku wschodowi zwęża i w końcu już nie może pomieścić fali; woda się spiętrza i przychodzi do Kronsztadu jako kilkumetrowa fala. Kiedy depresja barometryczna przejdzie już na kontynent, fala wody szybko opada, tak że w drodze powrotnej od Kronsztadu do Hangö idzie tylko kilka godzin.

9. PRĄDY.

Zakłócenia w normalnym układzie warstw wody wyrównują się przez prądy, które z czasem przywracają równowagę. Głównym motorem prądów są różnice gęstości oraz wiatr i ciśnienie barometryczne. Na Bałtyku interesują nas prócz prądów powierzchniowych również prądy denne; razem tworzą one krążenie przestrzenne, uruchamiające zasilanie Bałtyku w wodę oceaniczną.

Dwuwarstwowy układ słoności w Bałtyku i dwoistość prądów w cieśninach ustalono stosunkowo niedawno. Coprawda już na początku XVIII wieku wiedzieli angielscy żeglarze, że w Öresundzie idzie przy dnie prąd skierowany w stronę Bałtyku, przeciwnie niż na powierzchni. W 1771 r. Wilke wydobyl za pomocą specjalnego czerpaka próbkę wody dennej w Öresundzie i stwierdził większą gęstość; nie wyciągnął jednak z tego żadnych wniosków i zapomniano o tym. W końcu XVIII wieku admirał szwedzki Nordenanckar opowiedział się za istnieniem jednolitego prądu, skierowanego w stronę cieśnin, podtrzymywanego przez dopływ wody słodkiej z rzek. Silne wiatry przeciwnie (zachodnie) nadawać miały mu w Bałtyku zachodnim kierunek obrotowy; to jest ku wybrzeżom południowym, na skutek czego miało się utrzymywać zasolenie Bałtyku. Podobnych zapatrywań, co się tyczy jednolitości prądów w Bałtyku był i Humboldt.

Dopiero Forchhammer w Kopenhadze (r. 1860) ustalił rozkład słoności z głębokością, wykazując, że w Öresundzie są dwa wyraźne prądy — powierzchniowy idący z Bałtyku i denny wprost mu przeciwny. W 1871 r. potwierdził to na podstawie pomiarów temperatury, dodając, że denna warstwa dochodzi do wschodnich brzegów Bałtyku.

Na powierzchni prądy zależą głównie od wiatrów, przy czym transport wody powodowany wiatrem wynosi od $\frac{1}{4}$ do $\frac{1}{2}$ całej drogi

prądu; prądy wywołane różnicą gęstości są kilkakrotnie słabsze. Powierzchniowe prądy wiatrowe czyli tryftowe kompensują się na Bałtyku w ten sposób, że tworzą w poszczególnych basenach duże wiry cyklonalne, natomiast prądy wgłębne i denne kompensują się w ten sposób, że jedna warstwa przechodzi w drugą, a na jej miejsce tworzy się nowa.

Prąd wypadkowy płynięcia powierzchniowego, tzw. *prąd bałtycki*, idzie w ciągu całego roku wzdłuż brzegu Szwecji. Obserwujemy wyraźny przebieg roczny w ilości niesionej przez niego wody, związany z dopływem wód rzecznych. Szczególnie zasobny jest on w wodę na wiosnę i w porze ciepłej, zajmuje wtedy całą szerokość zatoki Botnickiej i Fińskiej i rozlewa się daleko po Skagerraku. Na jesień jest uboższy w wodę, a przy końcu zimy płynie tylko wąską strugą wzdłuż szkiełów. Odpowiednio do tego zachowuje się kompensujący prąd denny w Skagerraku i morzu Bełtów, który zimą wlewa więcej, a latem mniej wody przez cieśniny. Szybkość prądu bałtyckiego jest największa przy brzegach i maleje wraz z oddalaniem się od nich; w środku basenów są obszary wody zupełnie spokojne (abstrahując od wpływu wiatru); tamże następuje akumulacja. W wyniku wąskości cieśnin duńskich, obserwowany tam prąd może osiągnąć szybkości dość znaczne, 3—4 węzłów, przeciętnie jednak mierzy się 0,2 do 0,5 węzła.

Zatoka Botnicka, odcięta pomostem Alandów od Bałtyku, ma swój własny system krążenia; prąd idący ku północy wchodzi na wschód od Alandów, a wychodzi przez rów Alandzki; podczas silnych wiatrów jednak może być wprost przeciwnie. Na powierzchni możemy już z rozkładu izohalin wnioskować o cyrkulacji cyklonalnej; sięgają one bowiem przy brzegu fińskim o wiele dalej ku północy niż przy brzegu szwedzkim. *Wik Botnicki* ma swój mały, odrębny system krążenia, w którym bierze udział tylko niewielka masa wody. Ilość wody uchodzącej z *Botniku* w ciągu roku do Bałtyku oblicza Witting (47) na: 23 km³ na wiosnę, 40 latem, 47 jesienią i 51 km³ w ciągu zimy.

Zatoka Fińska. Wymiana wody między zatoką Fińską a Bałtykiem jest intensywniejsza niż wymiana wody całego Bałtyku z oceanem, w ciągu roku wychodzi mianowicie połowa objętości zatoki (1,300 km³). Prąd wychodzący płynie w ciągu całego roku wzdłuż wybrzeży Finlandii, zaś wehodzący wzdłuż Estonii. System ten jednak jest silnie zakłócany przez wiatry.

Bałtyk właściwy. Mimo dużej masy wody prądy powierzchniowe zależą również od wiatru; zasadniczym schematem krążenia jest także system cyklonalny. Prąd bałtycki niosący wody lekkie i słodkie płynie na południe wzdłuż brzegów Szwecji, prąd wyrównujący wzdłuż brze-

gów południowych i wschodnich. Na brzegach wschodnich mamy silne odgałęzienia dośrodkowe.

W warstwach głębszych prądy są słabsze i bardziej wypadkowe; jedynym utworem stałym jest prąd zasilający rów alandzki. Warstwy denne biorą słaby udział w krążeniu. Prąd denny idący z morza Północnego i niosący ciężką wodę, wlewa się do basenu Arkońskiego, z tamąd do basenu Bornholmskiego, dalej do Centralnego, następnie rozdziela się do zatoki Fińskiej i Botnickiej. *Wody nieckowe* nie biorą w ogóle udziału w krążeniu; woda w nich, bardzo ciężka, przelewa się z jednej kotliny do drugiej pod wpływem nieokresowych impulsów, idących z oceanu.

Pomiary szybkości prądu były robione, choć dorywczo, i u wybrzeży polskich, na przekroju Gdynia—Hel. W dniu 23.VIII.1933 zmierzono szybkość prądu, która wyniosła 1,4 m/sek czyli 5,5 km/godz., a na głębokości 40 metrów 0,93 m/sek = 3,5 km/g.

10. WYMIANA WODY Z OCEANEM.

Interesującą jest rzeczą stwierdzić, ile wody Bałtyk oddaje do morza Północnego i ile w zamian otrzymuje wody słonej. Pomiary prowadzone w tym celu oddawna na licznych statkach latarniczych w morzu Bełtów, wykazały przede wszystkim stosunek prądów wychodzących i wchodzących przez cieśniny. Tak na przykład wynosiły:

Miejsce obserwacji:	Läso	Trindeken	Warberg	Anholt	Drogden
Prądy wychodzące . . .	77%	73	57	52	63
Prądy wchodzące . . .	23%	27	43	48	37

Zależność prądu od kierunku wiatru była następująca:

Na statku latarniczym Gjedser-riff:

Przy wiatrach	Wschodnich	Zachodnich	Ciszy	obserw.
Był prąd wchodzący w	14%	38%	18%	"
" " wychodzący w	80	54	82	"
Nie było wcale prądu w	6	7	0	"

Widać stąd, że nawet przy wiatrach zachodnich przeważa prąd wychodzący, przy braku wiatru zaś mamy w 82% obserwacji prąd płynący w stronę morza Północnego. Przebieg roczny tych stosunków, obserwowany na tymże statku, jest następujący: prądu wychodzącego z Bałtyku jest na wiosnę 76%, latem 60% (mniej, bo dużo wiatrów zachodnich i duże parowanie), jesienią 69%, a zimą 71%. Pod względem ilościowym *Jacobsen* (20) z bezpośrednich pomiarów przepływu wyznaczył, że w średniej wieloletniej w ciągu $\frac{1}{12}$ części roku *uchodzi z Bałtyku do morza Północnego 68,9 km³*, zaś z prądem dennym wlewa

się do Bałtyku 27,9 km³, czyli dwa i pół razy więcej wody wypływa niż przychodzi z oceanu. Różnica, czyli 41 km³ stanowi rzeczywisty ubytek wody z Bałtyku; pokrywany jest on oczywiście przez dopływ z rzek. Największy ubytek jest w maju — 65,5 km³ (odpływ wód topnienia); a najmniejszy w listopadzie — 25,1 km³. Podobne liczby otrzymał i Witting, mianowicie na ubytek rzeczywisty 40,8 km³ z wahaniami od 5,2 km³ w listopadzie do 77,9 km³ w maju. Wykres ilości wypływających wód przypomina w zarysach krzywą wodostanów Bałtyku.

Powierzchnia wody jest olbrzymim barometrem, który reaguje na zmiany ciśnienia atmosferycznego z amplitudą 13,6 razy większą niż rtęć. Jeżeli nad jednym końcem basenu wodnego wzrasta ciśnienie atmosferyczne, to poziom wody musi się obniżyć, a woda się rozplywa w stronę niższego ciśnienia. Jednakowoż zmiany wodostanu, powodowane powolnymi zmianami ciśnienia są znikome w porównaniu ze zmianami wynikającymi w związku z przebiegającymi szybko zmianami ciśnienia powietrza przy przejściu głębokiej depresji barometrycznej, której towarzyszą duże gradienty ciśnienia. W zamkniętych morzach lub wąskich basenach mogą wyniknąć szybkie i duże zmiany wodostanów oraz prądy.

Częste przechodzenie, zwłaszcza w okresie zimowym, depresyj nad Europą północną i wynikające stąd znaczne wahania ciśnienia wpływają w dużym stopniu na wymianę wody w cieśninach duńskich. Jeżeli nad Bałtykiem ciśnienie powietrza maleje, a wzrasta nad morzem Północnym, to większe ciśnienie nad morzem Północnym będzie wpędzało z tamtąd wodę przez cieśniny do Bałtyku, przeciwko prądowi Bałtyckiemu, a ponieważ ciśnienie działa również na głębsze warstwy wody, to wzmacnia się wtedy również i przelew wody dennej. Pomagają w tym również wiatry północno-zachodnie, wiejące w takim układzie ciśnienia. Przykład liczbowy niech to objaśni bliżej (23): przyjmijmy, że nad basenem centralnym Bałtyku — 80.000 km² wzrosło ciśnienie powietrza w ciągu 24 godzin o 22 mm, musi się więc z tego obszaru przelać objętość wody $22 \times 13,6 \times 80.000$ m³ czyli 24 km³, to znaczy 1 km³ na godzinę. Cieśniny duńskie mają razem 0,8 km² przekroju, z czego wynika, że otrzymany stąd prąd będzie miał szybkość 1,25 km/godz. lub 0,35 m/sek.

M. Knudsen po głębszym studium tego problemu doszedł do wyniku, że siła prądu w cieśninach duńskich jest wprost proporcjonalna do wahań ciśnienia między Bałtykiem a morzem Północnym.

Ustanowił on również wzór empiryczny na siłę prądu w cieśninach:

$$v = \frac{R - \varepsilon}{a} + c(P - P_0)$$



gdzie: R = suma opadów, ε = parowanie, a = przekrój cieśnin, c = stała = 22,1, P_0 = ciśnienie początkowe nad obu morzami i P = ciśnienie nad morzem Północnym, powodujące przelew. Na tej podstawie wnioskuje on, że wpływ ciśnienia jest kilkakrotnie większy od wpływu wiatru.

Pod wpływem przypływu z oceanu, wpędzającego wodę do Skagerraku, podnosi się poziom wody, zwiększa się objętość przelewającej się wody słonej. Zostaje wtedy podniesiony i poziom wody powierzchniowej po kolei w poszczególnych basenach Bałtyku. Odwrotnie, wypływ z morza Bełtów do morza Północnego odciąga przede wszystkim wodę powierzchniową, zaś prąd denny wtenczas słabnie. Mamy więc do czynienia jakby z *mechanizmem zaworowym* jednokierunkowym dla powierzchni i dla dna. Woda *śładka* może tylko *wypływać* z Bałtyku, a *woda słona* może tylko *wlewać* się do tego morza. Role zaworów spełniają Bełty z Sundem.

11. BILANS WODNY.

Kwestia liczbowego ujęcia gospodarki wodnej Bałtyku oddawna interesowała hydrografów, tym bardziej, że wiąże się z tym stwierdzone już dość dawno elewacja Skandynawii.

Wiemy dziś, że dzięki wypiętrzaniu podłoża, Bałtyk musi coraz więcej wody oddawać oceanowi. O stwierdzeniu tego ilościowo nie możemy jeszcze chwilowo marzyć. Możemy tylko z grubsza obliczyć bilans wodny Bałtyku.

Wyznawana dziś teoria głosi, że wahania poziomu Bałtyku stanowią cały kompleks zjawisk, w którym gra rolę i klimat i elewacja; wodostan jest funkcją bilansu wodnego Bałtyku. Dlatego zbadanie bilansu jest rzeczą pierwszorzędną i sprawie tej poświęca się wiele uwagi.

Ustalić bilans wodny Bałtyku próbowali: K r ü m m e l, K e l l e r, S p e t h m a n, W i t t i n g, R u n d o i S o k o ł o w s k i.

Jak wiadomo bilans ten wygląda tak:

$$A + N = V \pm Q$$

gdzie A = dopływ śładkowodny,

N = opad nad Bałtykiem,

V = parowanie,

Q = wymiana wody z oceanem.

K r ü m m e l, przyjmując sumę opadów = 600 mm, współczynnik odpływu rzek = 0,33, opad na Bałtyku = 550 mm, a parowanie jedną trzecią tegoż, otrzymał po stronie przychodów 490 km³ na rok.

K e l l e r podaje przychód śładkowodny w granicach 400—500 km³/rok.



Witting ustanowił bilans dla poszczególnych miesięcy i otrzymał jako przychód roczny 467 km³/rok.

Spethman (40), posługując się częściowo danymi Krümmela, wyznaczył sumę dopływu słodkiego na 464,5 km³/rok, z czego wypada między innymi:

na zatokę Botnicką	— 41 km ³ /rok
„ zatokę Fińską	— 26 „
„ brzeg południowy	— 17 „

Do tego dodaje Spethman dopływ z wód gruntowych, oszacowany na 0,5% ogólnego dopływu, co zwiększa dopływ do 467 km³/rok. Opad na morzu przyjmuje na 400 mm/rok, co daje 163 km³. Dochody zamykają się więc sumą 629 km³/rok; jest to $\frac{1}{35}$ objętości Bałtyku. Z czynników deficytowych trudno jest wyznaczyć parowanie, Spethman ocenia je na 60 do 100 km³ na rok. Po odjęciu więc otrzymuje bilans dodatni w wysokości 550 km³/rok, co wynosi około $\frac{1}{40}$ objętości wody w Bałtyku. Tyleż musi więc w ciągu roku ująć do morza Północnego poprzez cieśniny, a nawet więcej, bo jak widzieliśmy wyżej, wlewa się do Bałtyku woda słona.

Bardzo szczegółowego obliczenia dopływu rzecznego do Bałtyku dokonał A. Rund o (34). Przyjął on następujące liczby:

Zlewisko	Powierzchnia w km ²	Objętość od- pływu w km ³	Moduł odpływu w l/s/km ²
Wik botnicki	263.800	110	8—16
Zatoka Botnicka	216.100	92	
Morze Alandskie i m. szkie- rów	11.000	3	
Newa i inne dopływy zato- ki Fińskiej	326.500	101	
Dźwina i zatoka Ryska . .	87.400	22	
Bałtyk właściwy:			
Niemen	5.900	1.6	5.95
Pregoła	13.600	2.1	
Wisła	193.000	30.5	5
Odra	109.500	16.4	
Rzeki mniejsze wybrzeża połudn.	46.500	10.9	
Rzeki szwedzkie	76.000	21	
Rzeki duńskie	13.500 ¹⁾	1.8	4—17
„	22.300 ¹⁾	5.4	

¹⁾ Zależnie od przyjmowanego obszaru.

Z powyższych liczb wynika, że ogólny dopływ rzeczny do Bałtyku wynosi 463—476 km³ przy ogólnej powierzchni zlewiska 1.589.863—1.676.323 km² (zależnie od małych modyfikacyj wskutek przyjmowania różnych powierzchni).

Ostatni z opublikowanych bilansów wodnych Bałtyku pochodzi od sowieckiego hydrologa S o k o ł o w s k i'ego (38). Poobliczał on odpływy poszczególnych małych dorzeczy, moduły odpływu i powierzchnie dorzeczy. Dopływ z rzek, rozłożony na całą powierzchnię Bałtyku daje podwyższenie wodostanu o 1.172 metra z amplitudą wahań 0,7 do 1,3. Opad ocenia średnio na 550 mm, parowanie na 500 mm. Wstawiając powyższe dane do wzoru na bilans, otrzymujemy:

$$\begin{array}{l} \text{dopływ} \quad \text{opad} \quad \text{parow.} \\ 1.172 + 0.550 - 0.500 = 1.222 \text{ metra} \end{array}$$

co w przeliczeniu na powierzchnię całego Bałtyku daje 459 km³/rok. Tyle musi wynosić przewaga ilości wody wypływającej przez cieśniny duńskie nad wlewającą się wodą oceaniczną. Jak widzimy, liczba ta jest nieco niższa od znalezionej przez J a c o b s e n'a z bezpośrednich pomiarów przepływu w Sundzie i Bełtach.

Pouczające będzie krótkie zestawienie bilansu wodnego Bałtyku z bilansem morza Kaspijskiego (które jest jednak zamknięte zupełnie):

powierzchnia prawie ta sama co Bałtyku	438.000 km ²
parowanie wg R u d o w i c'a	1,04 metra/rok
opad	0,20 metra/rok
czyli u j e m n y bilans morza Kaspijskiego wynosi	0,84 metra

wyrównany przez dopływ rzek.

Reżim hydrologiczny Bałtyku można określić w ten sposób: Opad i parowanie są prawie równoważne, dopływ wody słodkiej plus nadmiar opadu nad parowaniem wychodzi przez cieśniny duńskie do oceanu.

12. POLSKIE PRACE HYDROLOGICZNE NA BAŁTYKU.

Do czasów wojny światowej wybrzeże nasze, wchodzące w skład Rzeszy Niemieckiej, objęte było pomiarami niemieckiej służby hydrograficznej. Pomiary te, zwłaszcza temperatury, wodostanu i zasolenia, prowadzone głównie w Helu, Pucku i Rozewiu, zostały przerwane w 1918 roku.

Pierwsze lata odzyskanej niepodległości są niestety stracone, jeśli chodzi o prowadzenie obserwacji hydrologicznych. Dopiero w 1926 roku z ramienia Morskiego Laboratorium Rybackiego rozpoczęte zostały przez K. Demela pomiary temperatury wody w Helu. Pomiary były wykonywane przez szereg lat w miejscu położonym o 1 km na SW od portu helskiego, tak na powierzchni wody jak i na głębokościach 10, 20, 30 i 40 metrów. Obserwacje wykazały zgodność z reżimem termicznym Bałtyku; wyraźnie występowała latem warstwa powierzchniowa, nagrzewana słońcem, grubości do 20 metrów, oraz warstwa pośrednia. W zimie zaznaczało się uwarstwienie odwrócone, z minimalnymi różnicami temperatury, od kwietnia zaczynało się wytwarzać uwarstwienie normalne trwające do września lub października. Na głębokości 40 metrów zaobserwowano charakterystyczne wahania temperatury. Wytlómaczenie tego zjawiska jest następujące. W okresie letnim i jesiennym długotrwałe wiatry, wiejące od morza w stronę lądu, napędzają stopniowo górną warstwę jednolicie nagrzanej wody ku brzegom; woda ta wypełnia z czasem i głębsze części zatoki gdańskiej i podnosi temperaturę warstw dennych. Jest to jakby wpływ oceaniczny, niwelujący różnice. Dzieje się to przy wiatrach z wycinka: od południowego zachodu przez zachód, północ do północnego-wschodu, Demel (13) nazywa je wiatrami dodatnimi. Inaczej dzieje się przy wiatrach z wycinka pozostałego, tj. wschodnich, południowo-wschodnich i południowych, reprezentujących czynnik kontynentalny. Wtedy bowiem wiatry te odpędzają nagrzaną warstwę powierzchniową od brzegu zatoki, a na jej miejsce występuje z części dennych woda chłodna, która zwykle leży poniżej izobaty 50 metrów. Mamy wtedy największą różnicę między temperaturą na powierzchni i w warstwach głębszych. Demel nazywa wiatry te ujemnymi. Zjawisko to jest bardzo regularne. Wiatry odlądowe powodują prąd powierzchniowy o kierunku przeciwnym do kierunku prądu wypadkowego, związanego z przewagą wiatrów zachodnich. Po trzech do czterech dniach trwania wiatru ujemnego izoterma 6°, która zwykle przebiega na wschód od Helu, może podejść na wysokość Rozewia.

W bezpośrednim związku z tymi stosunkami stoją wahania poziomu morza przy Helu. Wiatry od strony morza powodują napływ wody i podniesienie wodostanu, ujemne odciągają wodę od brzegów zatoki, obniżają wodostan. Wahania wodostanu w zatoce gdańskiej stoją bezwątpienia w związku ze stosunkami meteorologicznymi w cieśninach, o czym mowa była przy omawianiu wymiany wody między Bałtykiem a oceanem.

Opracowane przez Demela (15) obserwacje wodostanów w Helu w latach 1931 i 1932 wykazały, że amplituda wahań bezwzględna wynosi 1,70 m. W kwietniu i maju jest zwykle wodostan najniższy, zgodnie zresztą z stosunkami, panującymi na całym Bałtyku południowym; lato i jesień mają wysokie wodostany. Przebieg ten zakłócony jest przez czynniki meteorologiczne, wiatry, które jednak działają nie bezpośrednio, a po przez stosunki panujące w cieśninach duńskich. Gdy na wodach morza Beltów panują wiatry N i W, a u nas takie same, to efekt podwyższania wodostanu się sumuje.

Dłuski wykonał szereg pomiarów przezroczystości wody morskiej przy Helu w 1933 roku za pomocą krążka Secchi'ego. Na małym morzu, czyli wewnętrznej części zatoki Puckiej znaleziono od 7 do 11 metrów, średnio 9,1 m, od strony wielkiego morza nieco więcej, od 9 do 14 metrów, średnio 12,0 m, tak że dla światła białego należy przyjąć przezroczystość od 18 do 24 metrów.

Z prac nad zasoleniem wody w zatoce Gdańskiej wymienić można dorywcze pomiary zasolenia, wykonane w r. 1925 przez V i e w e g e r'a (46) na powierzchni wody w zatoce Puckiej oraz pomiary na większą skalę J. B o r o w i k'a (8) w latach 1928, 1929 i 1930. Pomiary te wykonano w miesiącach międzynarodowych — luty, maj, sierpień i listopad.

Obserwacje te nawiązano do wyników na stacji przedwojennej niemieckiej D 12, dla której istniały już długoletnie obserwacje od 1902—1913 r. opracowane przez R u p p i n'a. Jednocześnie z zasoleniem wykonywano pomiary temperatury. Badania te miały przede wszystkim ustalić najodpowiedniejsze miejsce do takich pomiarów na przyszłość; najkorzystniej okazało się jednak wykonywać przekroje ze wschodu na zachód. Największe zasolenie wykazała warstwa powierzchniowa pod koniec zimy, wtedy właśnie, gdy jest najwyższy poziom wody na Wiśle; minimum wypadało w maju, przy najniższym wodostanie. Zależność ta jest widoczna już na materiale R u p p i n'a z 1902—1913 na stacji D 12:

M i e s i ą c	Stońość na powierzchni	Stońość warstw dennych	Wodostan na Wiśle cm
Luty	7.27 ^{0/100}	11.59 ^{0/100}	180
Maj	7.09	11.93	166
Sierpień . . .	7.22	11.82	110
Listopad . . .	7.21	11.39	91

Średnia słoność w lipcu 1929 wynosiła $6,98\text{‰}$, a w lutym 1930 $7,30\text{‰}$. W warstwach dennych: na profilu z lipca występuje izohalina 11‰ , której nie ma w lutym, oraz obniża się znacznie izohalina 8‰ i 9‰ w związku z wytwarzaniem się warstwy „Deckschicht”. Widać wyraźne dwa wpływy — jeden wysładzający Wisły, drugi oceanu, powodujący wzrost zasolenia.

Na profilach, otrzymanych przez Borowika widać, że struga wody słodkiej kierowana jest na wschód, ale jednocześnie część odgałęzia się na zachód, co tłumaczy fakt, że czasem możemy odnaleźć prąd wody słodkiej z Wisły przy przylądku rozewskim.

Największy wzrost słoności w głębi wypada na okres, gdy górne warstwy się wysładzają.

Zgodnie z ogólną cyrkulacją prąd słodki, idący wzdłuż zatoki Gdańskiej ku wschodowi powinien powodować prąd wody słonej przeciwnie skierowany na zachód. Widzimy rzeczywiście, że izohaliny $8, 9$ i 10‰ trzymają się bliżej zachodniego brzegu zatoki, choć prawidłową cyrkulację mocno komplikuje półwysep helski. Często więc spotykamy na przekroju Gdynia—Hel większą słoność, niż w przedłużeniu tego profilu na pełnym morzu; podobnie na powierzchni zatoki Puckiej przy ujściu Redy zasolenie może czasem być większe niż poza mierzeją helską.

Do rzędu systematycznych prac hydrologicznych zaliczyć należy prace Obserwatorium Morskiego w Gdyni. Od 1 marca 1928 rozpoczęto codziennie pomiary temperatury wody powierzchniowej w Gdyni. Od roku 1933 czynne są na wybrzeżu polskim dwie stacje hydrologiczne oprócz Gdyni: Hel i Rozewie. Wykonywane są codzienne pomiary temperatury wody na powierzchni, połączone z pobieraniem próbek wody celem laboratoryjnego wyznaczenia stopnia zasolenia w Dziale Hydrologicznym Obserwatorium. W Helu notuje się poziom wody w zatoce z jednoczesną obserwacją kierunku i siły wiatru, wreszcie obserwuje się kierunek uderzenia fali. Prócz tego jest czynny w Gdyni termograf powierzchniowy, a w punkcie zatoki Gdańskiej $\varphi = 54^{\circ} 36',3$; $\lambda = 18^{\circ} 47',2$ zakotwiczony jest na głębokości 42 metrów termograf głębinowy. W Gdyni określa się również zawartość tlenu w wodzie oraz koncentrację jonów wodorowych.

Obserwatorium Morskie wyposażone jest w laboratorium hydrologiczne, gdzie wykonywa się analizy wody morskiej na chlor, alkaliczność i zawartość różnych gazów. Stwierdzono np., że w ciągu roku 1934 zawartość tlenu w wodzie wynosiła od $8,60$ do $9,54$ cm^3 na litr, a liczba jonów wodorowych $8,14$ do $8,41$ na litr.

Zestawienie średnich temperatur wody na wybrzeżu polskim													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Pomiary niemiec- kie na Helu 1886 1918	1.0	0.7	1.8	5.2	9.6	14.4	17.9	17.8	15.5	10.5	5.7	2.5	8.6
Gdynia 1928—1935	1.4	0.8	1.5	4.6	9.9	13.3	16.7	17.8	15.3	11.5	6.9	3.0	8.6
Hel 1933—1935 . .	1.5	1.6	2.7	5.8	9.0	13.5	17.1	18.3	16.3	12.6	7.5	3.8	9.1
Rozewie 1933—1935	0.5	1.6	3.8	8.5	10.9	15.7	18.8	18.8	15.9	11.4	6.4	2.5	9.5

Absolutne maximum z okresu 1928 — 1935 wynosi $+ 22,9^{\circ}$

Absolutne minimum z okresu 1928 — 1935 wynosi $- 0,5^{\circ}$

Wahania dobowe temperatury są niewielkie, średnio $1,2^{\circ}$ latem a $0,3^{\circ}$ zimą.

Dane powyższe opracowane przez D ł u s k i'ego (19) wykazują, że temperatura wody powierzchniowej zależy od:

- 1) podchodzenia wody chłodnej z topniejących lodów w zatoce Puckiej,
- 2) napływu wody z Wisły (kwiecień, maj),
- 3) napływu chłodnych prądów dennych,
- 4) kierunków i siły wiatrów.

Zasolenie wykazuje następujący przebieg roczny (dane z okresu 1933—1935):

Miesiąc	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
	‰	‰	‰	‰	‰	‰	‰	‰	‰	‰	‰	‰	‰
Gdynia	7.14	7.19	6.96	6.86	6.82	6.78	6.96	7.02	6.91	6.91	6.96	7.08	6.97
Hel	6.97	7.09	6.90	6.78	6.87	7.00	7.07	6.98	6.90	6.95	6.97	7.12	6.97
Średnio w zatoce	7.06	7.15	6.93	6.82	6.85	6.89	7.02	7.00	6.91	6.93	6.97	7.10	6.97
Rozewie	7.17	7.00	7.11	7.06	7.02	7.07	7.08	7.02	6.97	6.93	7.04	7.04	7.04

Maximum absolutne w okresie 1933—1935 — $7,79^{\circ}/_{00}$ w Gdyni

7,39 w Helu

9,09 w Rozewiu

Minimum absolutne w okresie 1933—1935 — $5,03$ w Gdyni

2,39 w Helu

4,06 w Rozewiu

Zasolenie wynosi średnio $7,00^{\circ}/_{00}$; nieco większe jest przy Rozewiu, mniejsze w zatoce. Maximum zimowe występuje w lutym, letnie w lipcu, minimum wiosenne w kwietniu, jesienne we wrześniu lub październiku.

Z opóźnienia minimum gdyńskiego wobec helskiego wnioskujemy, że woda z Wisły podchodzi najpierw pod Hel, potem rozlewa się po zatoce i dochodzi do Gdyni.

Prócz pomiarów na stacjach przybrzeżnych wykonywa Obserwatorium trzy razy na miesiąc wyjazdy specjalnym statkiem na zatokę gdańską, gdzie się w pięciu obranych na stałe punktach:

	φ	λ	głęb. max. m
1) w Gdyni	54° 32'	18° 36'	12
2) zatoka	54° 33'	18° 38'	22
3) zatoka	45° 36'	18° 42'	40
4) zatoka	54° 37'	18° 46'	50
5) otwarte morze	54° 37'	18° 52'	60

wykonywa pomiary temperatury i pobiera próbki wody czerpakiem głębinowym z głębokości: 0, 5, 10, 20, 30 i 40 metrów. Podczas tych wyjazdów wykonywa się również pomiary prądów powierzchniowych i na różnych głębokościach oraz pomiary przezroczystości wody wraz z określaniem barwy wody.

Prócz powyższych prac w obrębie zatoki Gdańskiej, do których należy jeszcze zaliczyć i prace S t a b e n' a (Gdańsk), obejmujące luźne pomiary temperatury i zasolenia w zatoce, godzi się wspomnieć o pracach polskich w innych częściach Bałtyku. Pierwszą próbą tego rodzaju była wyprawa statkiem „Dar Pomorza” do ławicy Środkowej w dniach 1—6 czerwca 1934 roku. Ławica ta mało poznana dotąd, stanowi dobre tereny dla rybołówstwa. Pomiary wykonane objęły badania dna, temperatury, zasolenia oraz badania biologiczne. Stwierdzono że ławica tworzy piaszczyste wyniesienie na kamienistym podłożu (morena denna rozmyta). Zarys ławicy różni się od podanego na starych mapach niemieckich; możnaby sądzić, że została ona z biegiem lat przekształcona przez prąd bałtycki; widać wyraźne zwężenie od strony północnej, a nasypianie od strony południowo-zachodniej, a więc w kierunku płynięcia prądu bałtyckiego. Brzeg wschodni jest stromy, a zachodni obniża się łagodnym stokiem. Najpłytsze miejsce wysondowano na 12,8 metrów. Temperatura wody nad ławicą była nieco wyższa, co mogło być spowodowane odbiciem promieni od dna. Zasolenie natomiast jest większe nad ławicą tak na powierzchni, jak i na dnie, co tłumaczyć można zwiększonym parowaniem pod wpływem promieni odbitych od dna.

Począwszy od 1935 roku Obserwatorium Morskie rozpoczęło prace hydrologiczne na większą skalę. W tym celu wyposażono polskie statki

handlowe i okręty Marynarki Wojennej w termometry do pomiarów temperatury powierzchniowej i w butelki do pobierania próbek wody. Pomiaru wykonywane w ten sposób grupują się wzdłuż dwóch szlaków: północnego z Gdyni do zatoki Botnickiej, i zachodniego z Gdyni do cieśnin duńskich. Z zaledwie rocznego materiału obserwacyjnego widać na trasie północnej spadek temperatury z szerokością, zwłaszcza na wysokości zatoki Fińskiej, potem cieplejszą wodę morza szkieców i znowu chłodniejszą wodę Botniku.

Na trasie zachodniej temperatura w dużym stopniu zależy od warunków meteorologicznych.

Charakterystyczny jest rozkład zasolenia na trasie północnej: prócz oczekiwanego spadku ku północy, obserwujemy na równoleżniku 60° (rów Alandzki) nagły wzrost zasolenia o 0,3 do 0,4‰, co stoi w związku z tym, że woda wypływająca z zatoki Botnickiej ma nieco większą słoność niż prąd wychodzący z zatoki Fińskiej obok morza Alandów; na trasie zachodniej słoność zależy od kierunku i siły wiatrów, wynosi ona jednak od 7,10‰ do 7,70‰ aż do południka 14° E, zaś na zachód o niego zasolenie silnie wzrasta i ulega wahaniom wyżej opisanym.

Pomiary te skłoniły Dłuski'ego do ustanowienia podziału Bałtyku pod względem hydrologicznym na następujące części:

1) *Bałtyk zachodni*, od cieśnin duńskich do południka 14° (linia Skania-Rugia), w którym zasolenie jest większe niż 7,60‰, a często dochodzi do 10‰,

2) *Bałtyk wschodni*, na wschód od południka 14°, ograniczony od północy równoleżnikiem Skanii, ze słonością stałą, od 7,05 do 7,40‰,

3) *Bałtyk środkowy*, między równoleżnikami 56 a 58°, ze słonością malejącą od 7,20‰ do 6,20‰.

4) *Bałtyk północny*, aż do Alandów (widoczny wpływ wód zatoki Fińskiej) — słoność od 6,30 do 5,1‰.

5) *Zatoka Botnicka* — wpływy miejscowe, zasolenie poniżej 5‰.

6) *Zatoki Fińska* — zasolenie malejące do 3‰.

Z innych prac hydrologicznych na wybrzeżu polskim wymienić należy ustawienie przez Instytut Hydrograficzny w r. 1931 mareografu w porcie Gdyńskim, którego zapisy nie są jeszcze opracowane. Obserwatorium Morskie ustawia dwa mareografy — jeden w budującym się porcie rybackim koło Wielkiej Wsi, od strony otwartego Bałtyku, drugi w najbardziej wewnętrznym końcu zatoki Puckiej; materiał zebrany przez oba objaśni wiele zjawisk związanych z wahaniami wodostanu i krążeniem wód w zatoce Gdańskiej.



Fig. 7.

Konfiguracja dna morskiego zachodniej części zatoki Gdańskiej. Wg mapy Dłuskiego, wykonanej w Obs. Morsk. P. I. M.
Configuration du fond de la partie occidentale du Golfe de Gdańsk (Dantzig).

Od maja 1937 prowadzi się w Gdyni systematyczne pomiary parowania przy użyciu kilku typów ewaporometrów.

Polska służba hydrograficzna wykonała szereg sondowań w obrębie zatoki Gdańskiej, które posłużyły za materiał do wykonania map konfiguracji dna zatoki. Na podstawie ich wykonał Dłuski ciekawą próbę rekonstrukcji dawniejszego przebiegu linii brzegowej Bałtyku południowego i mierzei Helskiej.

L I T E R A T U R A.

1. Atlas of Finland, I wyd. 1910, II wyd. 1925; Geographical Society, Helsinki.
2. W. A. Berg: Problème du bilan hydrologique de la Mer Baltique, C. R. IV Conf. Hydr. Leningrad, 1933.
3. W. A. Berg: Du dessalement de la Mer Baltique, ibidem.
4. W. A. Berg: Sur la nécessité d'une détermination précise du niveau moyen de la mer Baltique et sur la méthode de le déterminer. C. R. III Conf. Hydr. Ét. Balt. Warszawa, 1930.
5. F. Bergsten: Changes of level on the coast of Sweden. Geografiska Annaler 1930, h. 1.
6. F. Bergsten: Wasserstandsvariationen des Baltischen Meeres. C. R. IV Conf. Hydr. Et. Balt. Leningrad, 1933.
7. E. Blomquist u. H. Renquist: Wasserstandsbeobachtungen an den Küsten Finlands. Fennia 32, Helsinki, 1914.
8. J. Borowik: Kilka przyczynków stwierdzających oddziaływanie Wisły na stosunki w zatoce Gdańskiej. Kosmos 1930, III—IV.
9. O. Credner: Über die Entstehung der Ostsee. Geograph. Zeitschrift, 1895.
10. M. Czekalska: Złodzenie Bałtyku. Bad. Geogr. Inst. Geogr. Uniw. Pozn. Poznań, 1935.
11. M. Czekalska: Podział i charakterystyka głębokościowa Bałtyku południowego. Bad. Geogr. n. Polską półn. zachodnią, zesz. 2—3. Poznań, 1931.
12. W. Deecke: Entwicklungsgang und Gestalt der Ostsee. Geographische Zeitschrift XVI, 1910.
13. K. Demel: Z pomiarów termicznych Bałtyku. Część I. Kosmos 1929, I; część II, Kosmos 1930, I; część II Kosmos 1930, I—IV; część III i IV; Część V Arch. Hydrobiol. i Rybactwa 8.
14. K. Demel: O prądach przy cyplu półwyspu Helskiego. Arch. Hydrob. i Rybactwa 1929, z. 3—4.
15. K. Demel: Wahania poziomu morza przy Helu w uzależnieniu od przebiegu wiatrów. Kosmos 59, 1934.
16. K. Demel i St. Dłuski: Sprawozdanie z podróży odbytej na statku szkolnym „Dar Pomorza“ na południową część Ławicy Środkowej Bałtyku. Arch. Hydrobiol. i Rybactwa 8.
17. K. Deriugin: Hydrologie und Benthos des östlichen Teiles des Finnischen Meerbusens. Mém. Inst. Hydrol. Leningrad, 1925.
18. Deutsche Seewarte: Atlas für Temperatur, Salzgehalt und Dichte der Nordsee und Ostsee. Hamburg, 1927.

19. St. Dłuski: Prace działu Hydrologicznego PIM. Prace P. I. M. Nr. 7. Warszawa, 1937.
20. J. Jacobsen: Die Wasserumsetzung durch den Öresund, den grossen und den kleinen Belt. Meddelelser fra Kommissionen for Havundersgelser. Serie Hydrografi. Bind. II. Nr. 9.
21. J. Jacobsen: Strommessungen in der Tiefe in den Dänischen Gewässern in den Jahren 1909, 1910 u. 1911. Meddel.. Bind. II, Nr. 3. Copenhagen.
22. V. Joeden: Mittlere Dauer der Vereisung der Ostsee. Ztschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin, 1918.
23. O. Krümmel: Handbuch der Ozeanographie. Band I Stuttgart, 1907, Band 2 Stuttgart, 1911.
24. O. Krümmel: Die deutschen Meere im Rahmen der internationalen Meeresforschung. Vrrftl. Inst. f. Meerskunde. Berlin, 1904.
25. L. Lebedincew: O sootnoszenii udielnoho wiesa, solenosti i chlora w morskoj wodie i o sposobach ich opredielenia. Wiest. Ribopr., 1901.
26. L. Lebedincew: Hidrologiczeskie i hydrochimizcheskie izsledowania wostocznoj czasti Baltijskoho moria, w VIII—IX 1908. Trudy Baltijsk. Eksp. 1910.
27. St. Lenczewicz: Geografia Polski; Trzaska Evert Michalski. Warszawa, 1937.
28. O. Meissner: Die säkuläre Schwankung des Wasserstandes der deutschen Nord- und Ostsee. Annalen d. Hydr. u. Mar. Meteor. 53, 1925.
29. A. Merz: Die hydrographischen Verhältnisse der Nord- und Ostsee, 1911.
30. Ostsee-Handbuch. Reichsmarineamt. Berlin, 1906; Mittlerer Teil, 1929. Südlicher Teil, 1931.
31. P. Petersen: Die Eisverhältnisse in den dänischen Gewässern. Ann. d. Hydr. u. mar. Met. 1923.
32. L. Rudowicz: O kolebaniach Baltijskogo moria. Leningrad, 1917.
33. A. Rundo: Baltijskoje morie w predstavliennii gidrologow nynie i dwiesti liet tomu nazad. Petrograd, 1922.
34. A. Rundo: Sur l'évaluation de l'apport des eaux fluviales à la Baltique. C. R. III. Conf. Hydr. Balt. Warszawa, 1930.
35. W. Sałomonow: Der Eisnachrichtendienst des Baltischen Meeres. IV. Conf. Hydr. Balt. Leningrad, 1933.
36. B. Schultz: Der Wasseraustausch zwischen Nord und Ostsee. Petermanns Mitteilungen 1930, Erg. Heft 209.
37. P. Schubert: Sturmhäufigkeit in der Ostsee. Gerl. Beiträge zur Geophysik, 32, 1935.
38. D. Sokołowski: Die Wasserbilanz des Baltischen Meeres. C. R. IV. Conf. Hydr. Et. Balt. Leningrad, 1933.
39. G. Sowietow: Ledowoj pokrow na Baltijskom morie w chołodnoju zimu 1901—02 i w tiepluju zimu 1902—03. Meteor. Wiestnik, 1907.
40. H. Spethmann: Der Wasserhaushalt der Ostsee. Ztschr. d. D. Ges. f. Erdkunde. Berlin, 1912.
41. I. Szpindler: Zawisimost' siły i naprawlenja wietra na bieregach Baltijskogo moria ot wielicziny i naprawlenia gradienta. Meteor. Sbornik, VII, 1881.
42. C. Stellmacher: Über den Einfluss von Luftdruck und Wind auf Hoch- und Niedrigwasser an der deutschen Ostseeküste. Ann. d. H. u. met. Met., 1920.
43. J. Szokalskij: Fiziczeskaja okieanografja. Leningrad, 1933.

44. F. Szychliński: Zjawiska zamarzania u polskiego wybrzeża Bałtyku. Pr. Kom. Mat. Przyr. T. P. N. Poznań, 1922.
 45. H. Tanfiliew: Moria: Kaspiskoje, Czernoje, Baltijskoje, Lodowitoje, Sibirskoje i Wostocznyj Okean. Moskwa—Leningrad, 1931.
 46. T. Vieweger: Pomiary zawartości soli w wodach polskiego Bałtyku. Spraw. Kom. Fizj., t. 52, 1927.
 47. R. Witting: Der Bottnische Meerbusen, eine hydrographische Übersicht, Ann. d. Hydr. u. mar. met., 1906.
 48. R. Witting: Die Hydrographie der Ostsee. Ztschr. d. D. Ges. f. Erdkunde, 1919.
 49. R. Witting: Die Meeresoberfläche, die Geoidfläche und die Landhebung dem Baltischen Meere entlag and der Ostsee. Fennia 39, 18, 1915.
 50. R. Witting: Die Lage des Wasserspiegels des Baltischen Meeres. C. R. d. III. Conf. Hydr. Balt., 1930.
-

STANISŁAW KONCZAK.

Zarys klimatologii obszaru bałtyckiego.

(*Aperçu sur la climatologie de la Baltique*).

1. CECHY KLIMATU BAŁTYCKIEGO.

W świetle historii rozwoju kuli ziemskiej klimat pewnego obszaru przedstawia tylko obraz chwilowy. Bałtyk również przechodził różne koleje; dzisiejszy jego obraz klimatyczny jest przejściowym, choć zmiany są tak powolne i nie wymierne, że nie potrafimy wykazać ich liczbowo. Mamy świadectwa innych klimatów na obszarze Bałtyku.

Pomijając starsze epoki geologiczne, których przemiany klimatyczne w tak przekonywujący sposób zobrazowali W. K ö p p e n i A. W e g e n e r, wiemy że w dyluwium, panowały w Europie środkowej i północnej, pokrytej lodowcami północnymi, inne warunki klimatyczne niż dzisiejsze. O ile K ö p p e n i W e g e n e r słusznie rozumują, to epokę lodowcową mamy do zawdzięczenia przejściowemu zbliżeniu się północnego bieguna ziemi do Europy północnej i nasunięciu się z nim czasy lodowej. Twierdzą oni bowiem, że na ziemi stale się utrzymują zasadnicze strefy klimatyczne, a tylko na skutek przechylania się osi ziemskiej, czy też częściowo wędrówek kontynentów, poszczególne części kuli ziemskiej dostają się w tę lub inną strefę klimatyczną.

Po dyluwialnym pobycie Europy północnej w pobliżu bieguna i po odsunięciu się potem tegoż na północ, Bałtyk przechodził jeszcze inne koleje, uwalniając się od ciężaru lodu, wypiętrzając się, to znów obniżając, a każdorazowo związane z tym były inne warunki klimatyczne, choćby tylko w funkcji wyniesienia nad poziom morza.

Wszyscy wybitniejsi klimatolodzy zgodnie z geologami stwierdzają istnienie w Europie północnej w epoce polodowcowej kilku faz klimatycznych, różnie je tylko nazywają. Po tak zwanym okresie

borealnym, ciepłym i dość wilgotnym, przypadającym na koniec paleolitu i mezolit, nastąpił wilgotny okres atlantycki, wybitnie wilgotny i ciepły, którego początek określa się na 5.000 lat, a koniec około 3.000 lat przed Chr.; wkracza on już we wczesny neolit. Najlepiej poznany jest okres subborealny, zaznaczony silnym obniżeniem wód gruntowych i powstaniem wydym; odznaczał się on znaczną suchością i dużą ciepłotą. Lasy ciepłego klimatu rosły daleko na północy Europy, a Europę środkową zalegały niezmierzone stępy. Okres ten trwał do roku 800 przed Chrystusem. Pod koniec jego wypada tak zwane „*optimum klimatyczne*”. Rosły wtedy w Skandynawii: dąb, cis, jesion, bluszcz i leszczyna, a temperatura była średnio o 2,5° wyższa niż dziś. Granica lasów w górach przebiegała o 300 metrów wyżej; panował klimat słoneczny i dość suchy.

Około roku 800 przed Chr. nastąpiło pogorszenie się warunków klimatycznych; ląd zaczął się znów podnosić, klimat stał się surowszy i wilgotniejszy, roślinność mezotermiczna zaczęła emigrować na południe, obniżyła się granica lasów, drzewa liściaste zostały zastąpione przez sosnę i brzozę. Mowa jest o *okresie subatlantyckim*. Prawdopodobnie w związku z tym pogorszeniem się klimatu stoi wędrówka Germanów na południe — Skandynawia się wyludniła. Okres ten ma trwać do naszych czasów.

W ostatnich swych badaniach Sulimirski (63a) wyznaczył krzywą przebiegu klimatu od mezolitu (w Europie środkowej i północnej). Według niego na obszarze bałtyckim około roku 300 przed Chr. przypada ostatnie największe zwilgotnienie klimatu, po czym warunki klimatyczne zdążyły do ocieplenia i osuszenia, którego maximum można określić na koniec XV wieku po Chr. Odtąd znów obszar nasz nabiera coraz więcej cech klimatu chłodnego i wilgotnego.

W czasach już najnowszych, gdy możemy ściśle określić klimat i zmierzyć ilościowo wartości poszczególnych czynników meteorologicznych, nie potrafimy wobec zbyt krótkich serii obserwacyjnych wykazać jednokierunkowej zmiany klimatu, a tylko dłuższe lub krótsze wahania okresowe.

Obecnie zaliczamy klimat Bałtyku i obszarów przyległych do grupy klimatów umiarkowanych i przejściowych. Poszczególne jednak dzielnice bałtyckie mają warunki klimatyczne bardzo od siebie różniące się. Przy systematyzowaniu obrazów klimatycznych różnie określano przynależność Bałtyku, choć zawsze podkreśla się jako rys główny — przejściowość, tak z południa na północ, jak z zachodu na wschód.

W ramach klasyfikacji K ö p p e n'a¹⁾ (58) mamy na obszarze bałtyckim, rozumianym jako zlewisko morza Bałtyckiego w ściślejszym znaczeniu, cztery dzielnice klimatyczne. Mianowicie od południa do linii Kłajpeda—Gotland—Smaland—Oslo występuje strefa „Cfb” = *klimat buku*, na północ od tej linii do szerokości geograficznej 61° rozciąga się strefa klimatu „Dfb” *klimat dębu*. Następną linią podziału biegnie równolegle do brzegu Oceanu Lodowatego, sięgając wzdłuż gór na południe: dzieli *klimat brzozy* „Dfc” od wąskiego pasa przybrzeżnego *tundry* „E”.

W roku 1934 prof. Wł. G o r c z y ń s k i (52) ogłosił, ustanowioną po długich badaniach nad klimatem ziemi, klasyfikację opartą na termice. Dzieli on klimaty na 5 zasadniczych grup: gorących, suchych, umiarkowanych, krańcowych i śnieżnych. Ustanowił on przy tym *system dziesiętny klimatów*. Na Europę północno-zachodnią przypadają klimaty 7 i 8. Klimat 7 ma tutaj podziały 7₁ i 7₁ bis, 7₂ i 7₂ bis, 8 — 8₁ i 8₁ bis. Grupę klimatów 7₂ i 7₂ bis nazywa *dzielnicą przejściowo-morską*, klimaty 8₁ i 8₁ bis *klimatami europejskimi kontynentalnymi*.

Granice stref klimatycznych według K ö p p e n'a i G o r c z y ń s k i e g o nie pokrywają się zupełnie; jest to zrozumiałe, gdyż pierwsze przeprowadzone zostały na przesłankach botanicznych, drugie zaś na podstawie stosunków termicznych. Zasadnicza linia podziału u G o r c z y ń s k i e g o biegnie w obniżeniu wielkich jezior szwedzkich, przecina Bałtyk i dalej przebiega na południowy wschód od Tallinna. Na północ od niej znajduje się strefa klimatów europejskich kontynentalnych. Przebiegu granicy między klimatami Cfb i Dfb K ö p p e n'a przez Prusy Wschodnie i Polskę G o r c z y ń s k i nie uznaje, odsuwając ją bardziej na wschód.

Niewielkie rozmiary morza Bałtyckiego, bliskie sąsiedztwo przeciwnych brzegów i dobra znajomość warunków meteorologicznych tak na półwyspie skandynawskim, jak u brzegów wschodnich i południowych sprawiają, że mimo braku obserwacji, dokonywanych w sposób ciągły na samym obszarze wodnym Bałtyku, czy to podczas rejsów

1) K ö p p e n w swej nowej klasyfikacji z r. 1931 wyróżnił 5 klas:

- A = klimaty zwrotnikowe dżdżyste,
- B = „ suche,
- C = „ umiarkowane ciepłe,
- D = „ mroźne w zimie (lesisto-śnieżne),
- E = „ śnieżne (tundra).

Przez dodanie drugiego symbolu powstaje 11 regionów, np. AF...Cf = ciepły umiarkowany, Df = zimą wilgotny i zimny... itd. Trzeci symbol — litery a, b, c, charakteryzuje lato. W ten sposób trójliterowe symbole pozwalają oznaczyć każdy klimat na ziemi.

statków na stałych liniach okrętowych, czy na okrętach latarnicznych, zakotwiczonych w miejscach ważnych dla żeglugi, czy też na wyspach, stosunki klimatyczne Bałtyku można uważać za dobrze znane. Wszelako przy rozpatrywaniu ich musimy brać pod rozwagę szeroki pas lądu, przylegającego do Bałtyku, żeby mieć większą pewność przy wyprowadzaniu izarytm i żeby stwierdzić, jak daleko w głąb lądu sięga wpływ masy wodnej Bałtyku. Będziemy mówili bądź o Bałtyku, czyli o powierzchni samego basenu wodnego, bądź o obszarze bałtyckim, rozumiejąc przez to mniejwięcej zlewisko morza Bałtyckiego w ściślejszym znaczeniu. Jedynym opracowaniem klimatycznym Bałtyku był rozdział o meteorologii w „*Segelhandbuch für die Ostsee (66)*”, który zawierał głównie wskazówki dla żeglarzy, natomiast są doskonale monografie klimatyczne poszczególnych regionów bałtyckich: Szwecja (W a l l e n (69), Norwegia (F ö y n), Finlandia (K e r ä n e n i i n n i), Dania (H a n s e n), Niemcy, Polska, państwa wschodnio-bałtyckie A l t (59a i 59b).

Położenie półwyspu Skandynawskiego na szelfie, obecność i bliskość prądu zatokowego (jak K ö p p e n mówi: „*Warmwasser- und Luftheizung Nordeuropas*”), wrzynanie się głęboko w masyw lądowy płytkiego morza Bałtyckiego, bariera gór Skandynawskich, sąsiedztwo równiny rosyjskiej, położenie Bałtyku jedną piątą obszaru powyżej koła polarnego — wszystko to są czynniki, wyciskające piętno na obrazie klimatycznym naszego obszaru. Nie wiemy prócz tego, w jakim stopniu wpływa trwające dotąd wynoszenie Fennoskandii, które przecież musi zmniejszać objętość wody w Bałtyku, wylewając jej nadmiar przez cieśniny duńskie. Mimo pozorów, masa wody Bałtyku działa tylko w słabym stopniu jako regulator ciepłny; znacznie większy jest na przykład wpływ kontynentu rosyjskiego.

W rezultacie mamy do czynienia z dwoma wpływami klimatycznymi, ścierającymi się ponad Bałtykiem — atlantyckim, jednostajnym i kontynentalnym o dużych skrajnościach. Poza tym jest Bałtyk częstym polem walki między powietrzem równikowym i polarnym. Front polarny zmienia swe położenie w ciągu roku: w ciągu zimy schodzi daleko na południe, a za nim nad Bałtyk schodzi czasem strefa cyrkulacji arktycznej, latem zaś wyrównywanie się różnic między powietrzem ciepłym a chłodnym odbywa się na obszarze bałtyckim. Niewątpliwie kontynentalna składowa klimatu, idąca ze wschodu, zaznacza się w przebiegu rocznym wielu elementów, jednak wybitną przewagę mają wpływy idące z Atlantyku, czy to z ciepłym powietrzem pochodzenia równikowego, czy też z wtargnięciami chłodnych mas powietrza polarnego słabo powstrzymywanego przez góry Skandynawskie.

Do tej walki wnosi Bałtyk tylko słabe akcenty lokalne; obszar jego jest przejściowym pomiędzy klimatami oceanicznymi i kontynentalnymi. Przejście to jest dość znacznie zróżniczkowane i choć sąsiadujące dzielnice klimatyczne mało mają cech różnych a wiele wspólnych, to jednak w sumie różnice obrazów klimatycznych między dzielnicą najbardziej morską (Dania) a najbardziej kontynentalną (Laponia) są wystarczająco jaskrawe.

Wpływ Atlantyku zaznacza się częstymi depresjami barometrycznymi, przechodzącymi z zachodu na wschód, oraz towarzyszącymi im obszarami niepogody, wiatrami zachodnimi i powietrzem morskim zawierającym dużo wilgoci. Kontynentalność wyraża się w wykształcaniu silnych antycyklonów nad Rosją zachodnią, z których wieją nad Bałtyk suche wiatry, przynoszące latem upały, zimą mniej lub więcej silne mrozy.

Najczęstszym typem pogody na Bałtyku jest układ depresyjny, nadchodzący z południowo-zachodu i przynoszący wiatry zachodnie, dużo ciepła, wilgoci i zachmurzenia. Główne różnice klimatyczne zaznaczają się z zachodu na wschód, zmiany zaś z południa na północ wynikają raczej z położenia obszaru na różnej szerokości geograficznej i pochodzących stąd różnic w otrzymywanych sumach ciepłych z promieniowania, naświetleniu itd.

2. CIŚNIENIE POWIETRZA.

Klimatologia klasyczna, oparta na wzorach wypracowanych przez J. v. H a n n'a, podaje dla pewnego obszaru przebieg wszystkich czynników meteorologicznych w poszczególnych punktach w najrozmaitszym układzie, jako wartości średnie, skrajne, odchylenia od norm wieloletnich itp. Dopiero suma tych zestawień, a raczej odpowiedni ich dobór pozwala nam ogarnąć fizjognomię klimatyczną obszaru. Przecież przedstawienie przebiegu kilkunastu elementów wraz z biegiem dziennym, miesięcznym, rocznym, korelacją poszczególnych czynników jest rzeczą trudną w odniesieniu do jednego punktu na kuli ziemskiej; jakichże więc chwytać się sposobów, żeby ogarnąć cały kompleks zjawisk meteorologicznych na większym obszarze, a ile uproszczeń należy przy tym uczynić!

Utartym szlakiem rozpocznijmy przegląd czynników meteorologicznych od ciśnienia powietrza. Cechą jego charakterystyczną nad Bałtykiem jest duża zmienność, wywołana częstym przechodzeniem depresji i ustalaniem się zimowych antycyklonów. Ma to wyraz w przejściowości klimatu, w kolejnym zasięgu raz wpływów oceanicznych, raz kontynentalnych. W celu uchwycenia rytmu ciśnienia wprowadza się

średnie dobowe, miesięczne, roczne itp. Jednak obraz wartości średnich dla pewnych okresów kalendarzowych przedstawia dane oderwane, od których wartości rzeczywiste odbiegają nieraz dość znacznie; średnie niwelują bardzo duże wahania.

Można o ciśnieniu powiedzieć ogólnie, że tak zimą, jak i latem wyższe wartości występują na południu Bałtyku, niższe na północy, leżącej już na torze częstych depresyj. Z takiego układu wynikają przeważające wiatry zachodnie. Depresje barometryczne w drodze z nad Atlantyku napotykają na przeszkodę w postaci gór Skandynawskich i albo ją omijają, obierając dalszą drogę na północny wschód wzdłuż gór, albo obchodzą ją od południa, tracąc przy tym znaczną część swej energii (duże opady na przedgórzu); niekiedy tylko silniej rozwinięte depresje przesmykają się nad górami w najwęższym ich miejscu, w obniżeniu koło Jötunheimu.

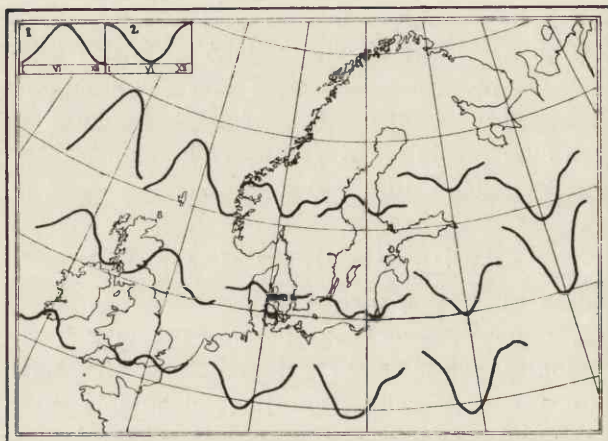


Fig. 1.

Przejście z typu oceanicznego (1) do kontynentalnego (2) przebiegu rocznego ciśnienia powietrza w Europie północnej, według Defant'a.

Le passage du type maritime (1) au continentale (2) de la marche annuelle de la pression dans l'Europe septentrionale.

W średniej rocznej, najwyższe ciśnienie panuje nad Bałtykiem południowym i zachodnim, najniższe nad północnym. Maximum wypada zawsze w maju, minimum — rozmaicie. Wahania ciśnienia zawierają się w granicach od 700 do 798 mm. Izobary *stycznia* przebiegają z południowego zachodu na północny wschód, z dużym gradientem i różnicą ciśnienia 10 mm w obrębie naszego obszaru. Minimum styczniowe wypada nad Atlantykiem północnym, maximum nad Rosją zachodnią. W *lipcu* mamy zupełnie inny obraz; brak jest wyraźnych

ośrodków, różnice ciśnienia nie są często większe od 3 mm na całym obszarze.

Wiedząc o tym, że przebieg roczny ciśnienia na stacjach wybitnie morskich ma maximum w lipcu, na stacjach zaś w strefie przeważającego wpływu kontynentalnego maximum ciśnienia wypada w styczniu, możemy sobie na mapie zobrazować te przebiegi (patrz rysunek wyżej) i wtedy stwierdzimy, że na Atlantyku przebiegi są typowo morskie, w Rosji — typowo kontynentalne, a właśnie w obrębie Bałtyku przebiegi są monotonne i stanowią przejście od jednego typu do drugiego. Jest to jednym z dowodów przejściowości klimatu bałtyckiego.

3. W I A T R.

Z rozkładu ciśnienia wynika bezpośrednio układ wiatrów, w którym zgodnie z przeważającym kierunkiem gradientu ciśnienia zaznacza się wybitna przewaga wycinka południowego-zachodu i zachodu. Wiatry z innych kierunków wieją zwykle krótko i są powodowane przyczynami natury lokalnej, lub w zimie — obecnością wyżów barometrycznych. Zgodnie z wyraźniejszym zarysem izobar w zimie, widać wtedy zdecydowaną przewagę wiatrów z kierunku SW; w lipcu jest mniejsza prawidłowość, bo i rozkład ciśnienia jest mniej prawidłowy. Na ogół przeważają wiatry od zimnego morza do cieplejszego lądu.

Kierunek wiatru: Rozkład wiatrów na poszczególne kierunki we wszystkich czterech porach roku na różnych odcinkach wybrzeża Bałtyku i niektórych wyspach przedstawiają poniższe tabele:

	Częstotliwość kierunków wiatru w %																	
	Zima (Grudzień—Luty)								Wiosna (Marzec—Maj)									
	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Cisza	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Cisza
Szwecja połudn.-zachodn.	6	9	16	10	16	11	16	6	10	7	8	14	8	12	11	20	11	11
Dania	6	9	10	12	11	22	15	9	6	6	12	13	12	8	15	15	12	7
Bornholm	5	10	10	9	9	30	12	8	7	4	16	13	10	4	31	9	4	9
Wybrzeże mecklenburskie	5	8	9	15	14	21	15	8	4	8	16	12	10	8	14	18	10	4
pomorskie	6	5	9	15	16	19	18	9	4	12	20	9	11	9	11	13	11	4
Hel	7	6	6	12	28	13	11	16	1	12	18	13	12	15	6	7	13	3
Wybrzeże Prus Wschodnich	6	6	8	17	19	15	15	9	4	16	13	11	11	12	11	12	10	4
Łotwy i Estonii	8	8	9	17	18	13	12	9	6	11	8	8	15	12	14	11	14	7
Visby (Gotlandia)	10	8	12	11	12	17	16	10	4	12	13	10	8	10	14	20	9	5
Zatoka Fińska	9	7	10	16	15	12	12	10	10	10	11	10	10	10	17	12	12	7
Mariehamn (Ålandy)	8	10	3	11	10	32	9	17	0	16	8	3	13	12	25	5	18	0
Botnik — strona fińska	12	7	12	26	20	10	6	7	0	15	7	10	15	17	11	10	5	0
Botnik — strona szwedzka	17	12	4	6	11	15	4	9	22	15	14	6	4	15	15	5	10	16

Kierunki S—W, zdecydowanie jednolite w zimie, na wiosnę się rozbijają i rozpraszają; na wybrzeżu południowo-wschodnim widać dużo wiatrów z kierunków północnych.

	Częstotliwość kierunków wiatru w %																	
	Lato (Czerwiec—Sierpień)									Jesień (Wrzesień—Listopad)								
	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Cisza	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Cisza
Szwecja połudn.-zachodn.	5	5	8	7	13	11	27	12	12	6	7	16	9	15	11	14	8	14
Dania	4	6	8	10	11	17	21	14	9	4	7	10	11	12	22	14	10	10
Bornholm	3	9	9	10	4	38	12	6	9	4	11	9	10	10	28	11	9	9
Wybrzeże mecklenburskie	7	9	7	8	9	15	25	15	5	5	7	8	14	16	20	15	9	5
„ pomorskie	13	15	5	7	9	14	19	14	4	6	6	8	14	16	20	18	8	4
Hel	15	14	9	7	11	8	12	22	3	8	7	8	12	23	12	11	15	2
Wybrzeże Prus wschodn.	15	11	8	7	10	13	18	15	4	7	7	9	14	18	15	16	10	4
„ Łotwy, Estonii	13	7	5	10	10	16	14	18	7	8	7	9	18	18	14	11	10	5
Visby (Gotlandia)	12	10	6	7	11	13	24	11	6	9	8	12	10	13	17	15	11	5
Zatoka fińska	8	14	11	7	7	17	16	14	6	9	8	9	14	17	20	11	10	2
Ålandy	22	5	2	8	16	20	4	23	0	8	66	22	12	15	37	4	16	0
Botnik—strona fińska	15	6	11	11	13	14	14	16	0	12	7	11	18	21	11	9	9	0
Botnik—strona szwedzka	11	13	6	5	20	15	4	7	19	15	9	5	6	15	15	5	10	20

Latem większa częstotliwość przesuwa się na wycinek SW—N, jesienią mamy obraz podobny do wiosny. Uderza duży procent cisz po stronie szwedzkiej Botniku, a mały po stronie fińskiej.

Na wybrzeżu *Szwecji* południowej przeważają wiatry SW, północnej NE — kontynentalne. W *Finlandii* jest podobnie. *Dania* ma w ciągu całego roku wiatry SW i W.

Zimą mamy na Bałtyku od Danii do zatoki fińskiej najczęstsze wiatry S i W, zaś w Botniku wiatry N; wtedy bowiem masy chłodnego powietrza płyną z Laponii nad cieplejszy Bałtyk. Ponieważ w zimie łąd się więcej wyziębia niż morze, powietrze jest nad nim gęstsze, leży dołem, a napływające z północy powietrze spływa w górze nad półwysp Skandynawski i rozchodzi się na zachód do Atlantyku i na wschód do Bałtyku.

Wiosną częstsze są wiatry z kierunków NW i NE, mniej z SE i SW, gdyż wskutek wzmożonej insolacji łąd się więcej nagrzewa na południu; górą powietrze płynie ku morzu, dołem zaś od zimniejszego wtedy Bałtyku do brzegów południowych.

Latem najwyższe ciśnienie ustala się na południowym-zachodzie Europy, stamtąd też wieją wiatry SW i W. Jedynie w Botniku i na wybrzeżu fińskim jest dużo wiatrów N i NE.

Jesienią lądy się znów wyziębiają, podczas gdy Bałtyk ma zapas ciepła; ponieważ i ciśnienie jest jeszcze większe na południowym zachodzie, więc najczęstsze wiatry będą z kierunków W.

W spokojne dni, gdy niema silnych wiatrów depresyjnych, można zwłaszcza na wybrzeżu południowym obserwować zmianę kierunków wiatru w ciągu doby — dzienny od morza do lądu i wieczorowy od lądu do morza.

Siła wiatru. Zgodnie z prawidłami anemo-barycznymi siła wiatru jest wprost zależna od wielkości gradientu ciśnienia; to też siła wiatrów w okresie zimowym przewyższa znacznie siłę ich w innej porze roku. Jednocześnie reguła praktyczna mówi, że najsilniejsze wiatry bywają z kierunków najczęstszych. Ukształtowanie wybrzeża może do pewnego stopnia zmodyfikować układ wiatrów, pewne szczegóły ukształtowania powierzchni mogą wpływać na uprzywilejowanie pewnych kierunków lub na wzmoczenie lub osłabienie siły wiatru. Po zejściu wiatru z lądu na morze siła jego wskutek zmniejszonego tarcia wzrasta. Można przyjąć, że silny wiatr, wiejący z lądu na morze, przybierze w pewnej odległości od wybrzeża siłę sztormu. Z tej przyczyny średnia siła wiatru na wyspach, zwłaszcza na mniejszych, jest większa niż u wybrzeży Bałtyku. Na otwartym morzu przeciętna siła wiatru jest latem mniejsza, zimą większa, w głębi lądu zaś przeciętna jest latem większa, zimą mniejsza.

Tabela poniższa podaje przebieg roczny siły wiatru w skali Beauforta w niektórych punktach wybrzeża Bałtyku i na niektórych wyspach:

Stacje	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Haparanda	2.4	2.7	2.5	2.6	2.5	2.5	2.8	2.6	2.4	2.6	2.4	2.7
Hogland	4.2	4.0	3.8	3.8	3.4	3.3	3.3	3.3	3.4	3.8	4.3	4.4
Ryga	2.9	2.9	3.2	2.8	3.2	2.6	2.5	2.3	2.4	3.0	3.1	2.7
Visby (Gotlandia)	4.9	4.9	4.7	4.5	4.3	4.5	4.2	4.1	4.4	4.5	5.0	4.9
Stockholm	2.8	3.3	3.5	3.3	3.2	3.3	3.1	2.9	2.7	2.8	3.3	3.1
Hammeren (Bornholm)	3.4	3.1	3.1	3.1	2.8	2.6	2.7	2.6	2.5	2.9	3.6	3.2
Nowyport	2.7	2.5	2.6	2.6	2.4	2.5	2.2	2.2	2.2	2.3	2.6	2.5
Kilonia	3.2	3.0	3.2	3.3	2.9	2.8	2.7	2.8	3.7	2.5	2.9	2.9

Obserwacje stacji wybrzeżnych wykazują, że częstotliwość wiatrów z pewną siłą jest następująca:

	Wybrzeże południowe (niemieckie i polskie)	Bałtyk wschodni i północny
Wiatrów słabych	50%	52%
„ umiarkowanych	39%	42%
Wiatrów silnych	11%	6%

Silne wiatry są częstsze późną jesienią i zimą, słabsze latem (mniejszy gradient!). Rozkład dni z silnymi wiatrami (prędkość średnia większa niż 10 m/sek.) w poszczególnych miesiącach wygląda jak następuje:

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Tallinn	12	11	15	7	7	5	5	7	3	8	9	11
Kłajpeda	13	9	9	2	4	1	3	8	7	16	13	15
Gdańsk	13	12	16	2	7	2	7	4	6	11	9	11
Kilonia	12	11	15	7	7	5	5	7	3	8	9	11
dla porównania:												
Warszawa	12	17	17	4	3	8	4	3	2	8	15	17

Kierunek przychodzenia najczęstszych wichrów (sztormów) jest:

- w zatoce botnickiej — północny-zachód,
- na wybrzeżach Finlandii — południowy-zachód,
- na wybrzeżu wschodnim — płd.-zachód do półn.-zachodu.

Na wiosnę jak i w zimie częstotliwość silnych wiatrów jest największa; maleje ona szybko w ciągu lata i późną jesienią znów wzrasta. Taki rozkład obserwujemy głównie na Bałtyku południowym i zachodnim, zaś na Botniku, im dalej na północ, tym częstotliwość się wyrównywa. Wody duńskie należą do najbardziej nawiedzanych przez silne wiatry, nad nimi bowiem przesuwają się depresje barometryczne, które muszą omijać góry norweskie od południa i tedy dostają się z nad morza Północnego nad Bałtyk. Przeciętna siła wiatru w *Danii* wynosi:

Zimą	7.5 m/sek
Jesienią	7.0 m/sek
Wiosną	6.5 m/sek
Latem	6.1 m/sek

Najsilniejsze są tam wiatry z północno-zachodu i zachodu, najslabsze i najrzadziej występujące — z północy i wschodu. Czasem wia-

try o średniej szybkości 10—11 metrów na sekundę trwają przez kilka dni z rzędu, a maksymalne prędkości wiatru mogą dochodzić jesienią i zimą do 35—40 m/sek.

Oczywiście długotrwałe i silne wiatry na Bałtyku nie pozostają bez wpływu na masę wody, lecz powodują różne zjawiska hydrograficzne jak: sejsze, dość znaczne wahania wodostanu, nawet są przyczyną powodzi (ujście Newy), wpływają czasem na wylewanie się wody z Bałtyku przez cieśniny duńskie, innym razem spędzają masy wody na jeden brzeg, zalewając nieraz osiedla itd.

4. TEMPERATURA POWIETRZA.

Temperatura jest tym czynnikiem meteorologicznym, który stoi w ścisłej i pierwotnej zależności od szerokości geograficznej i nadaje się do klasyfikowania stref klimatycznych, to też jej należy poświęcić więcej uwagi.

Różnorodność klimatów obszaru Bałtyckiego uwidacznia się dopiero w rozkładzie temperatur. Mimo położenia na dość dalekiej północy, jest Bałtyk, dzięki wpływowi prądu zatokowego, uprzywilejowany pod względem termicznym. Wszak na zachodnim brzegu Norwegii mamy największą na świecie dodatnią anomalię termiczną, wynoszącą w styczniu 28°. Anomalia ta poza tym jest dodatnią w ciągu całego roku na całym obszarze Bałtyku i wynosi w styczniu średnio od 10° do 16°, a w lipcu jeszcze od 0° do 4° w Szwecji północnej. Całoroczna dodatnia anomalia jest obok przebiegu rocznego ciśnienia cechą wyodrębniającą Bałtyk od sąsiednich krain.

Dalszym czynnikiem, warunkującym rozkład temperatur, jest bliskość masywu lądowego Rosji, skąd wpływy kontynentalne, niepowstrzymywane żadną barierą górską, mogą przedostawać się w całej pełni szerokim frontem i, zwłaszcza zimą, przy odpowiednim układzie cyrkulacji atmosferycznej, modulują stosunki termiczne Bałtyku. Nie bez wpływu na temperaturę Bałtyku jest łańcuch gór Skandynawskich, który zmusza depresje atlantyckie do omijania go od południa, tak że ciepłe wycinki depresyj zwykle wypadają w południowej części Bałtyku, na tyłach zaś depresji dopływa z Oceanu Lodowatego chłodne powietrze, zimą nawet arktyczne, nad obszar Bałtyku północnego. Wreszcie sama masa wody Bałtyku, nagrzewająca się wolno i również wolno oddająca zapas ciepła otoczeniu, łagodzi nieco różnice termiczne obszaru Bałtyckiego. Łagodzący wpływ sięga jednak tylko do najbliższego wąskiego pasa przybrzeżnego; wraz z oddalaniem wgłąb ła-

du na kilkadziesiąt kilometrów niktne, np. średnia temperatura styczniowa w Libawie wynosi $-2,7^{\circ}$, a w Kownie $-4,7^{\circ}$; w Windawie $-2,2^{\circ}$, a w Tartu $-6,3^{\circ}$.

W izotermach miesięcznych zaznacza się silny wpływ prądu zatokowego w kierunku dodatnim oraz słaby wpływ basenu Bałtyku w kierunku ujemnym; przez cały rok jezior wyższych temperatur sięga wzdłuż wybrzeży Norwegii na północ. Izotermy nad samym Bałtykiem są zimą wygięte silnie na północ, latem nieco słabiej na południe.

Izotermy stycznia (59a) zawierają się nad obszarem Bałtyckim w granicach od 0° w Skagerraku do -16° w Szwecji północnej. Obiegają półwysp skandynawski i wschodni brzeg Bałtyku. Izotermy te wychodzą z morza na ląd pod ostrym kątem, co świadczy o dużych różnicach w nagrzaniu; ląd jest wyziębiony, masa wody Bałtyku ma jeszcze zapas ciepła. Brzeg szwedzki Bałtyku jest średnio o 3° cieplejszy od fińskiego mniej więcej aż do Gefle, dalej na północ w Botniku różnica maleje. O różnicy w stosunkach termicznych szwedzkiego brzegu Bałtyku i wybrzeży norweskich Atlantyku świadczy to, że brzeg norweski, rozciągając się przez 14° szerokości geograficznej, ma różnicę temperatur w styczniu 6° , zaś wybrzeże szwedzkie — na 11° szerokości geograficznej ma różnicę temperatury o 11° .

Największy gradient termiczny jest w styczniu między północną Szwecją a Norwegią, gdyż graniczy tam wpływ Golfstromu z antycyklonem lapońskim. W przebiegu izoterm zaznaczają się dwa bardzo wyraźne ośrodki zimne, jeden ze średnią -16° (przy minimum absolutnym -51°) w Laponii, drugi ze średnią -14° w Szwecji środkowej — w cieniu gór Skandynawskich. Oba te ośrodki są przedzielone, jakby bramą, obniżeniem gór koło Jötunheimu, przez które dopływa cieplejsze powietrze z nad Atlantyku. Izoterma zerowa biegnie wzdłuż brzegów niemieckiego i polskiego Bałtyku poniżej Gotlandu, wzdłuż brzegu południowej Szwecji ku Norwegii.

Wiosna jest na Bałtyku stosunkowo najchłodniejszą porą roku. Energia cieplna promieniowania słonecznego jest jeszcze mało skuteczna, bo masy wody są bardzo wyziębione i ciepło zużywa się na stopienie olbrzymich mas lodu w zatokach fińskiej i botnickiej. W tym samym czasie ląd się już nagrzewa. W maju ląd jest już znacznie cieplejszy od morza, w przebiegu izoterm znikają wygięcia nad Golfstromem, izotermy układają się równoleżnikowo.

Izotermy lipca na pierwszy rzut oka mają podobny układ jak styczniowe; tak samo biegną wzdłuż półwyspu skandynawskiego i Bałtyku, tylko że gradient termiczny jest o wiele słabszy i skierowany

w przeciwnym kierunku. Tak samo rysują się dwa zamknięte ośrodki nad Laponią i nad Szwecją środkową — po stronie odwieznej gór — tylko że są one teraz obszarami cieplejszymi. Rozpiętość izoterm wynosi od $+18^{\circ}$ w Polsce do $+10^{\circ}$ na Nordkapie. Zaznacza się chłodniejszy (o 2° przeszło) Bałtyk; nad Botnikiem widzimy prawie zamkniętą izotermę 14° . Przebiegające przez Bałtyk izotermy wygięte są dość znacznie na południe, nawet o 5° szerokości; na dużych przestrzeniach biegną

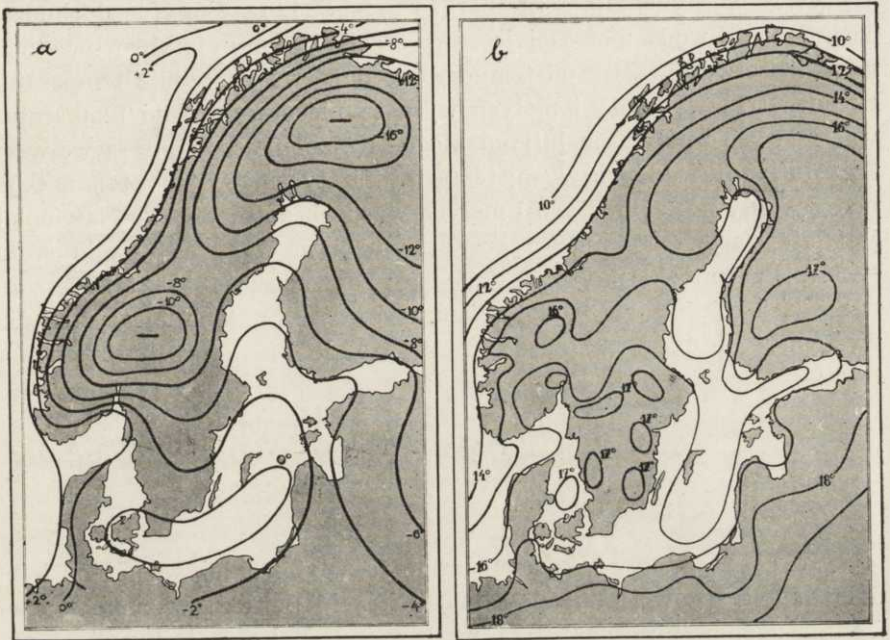


Fig. 2.

Izotermy: a) stycznia, b) lipca.

Isothermes du a) janvier, b) juillet.

ną one równoległe do wybrzeża. Na przestrzeni całego Bałtyku temperatura powietrza różni się tylko o 3° , do czego przyczynia się także wykształcona już o tej porze roku powierzchniowa warstwa homotermiczna wody. W ciągu *września* izotermy zaczynają się nad lądem wyginać na południe — ląd poczyna się oziębiać, a Bałtyk pozostaje cieplejszym. W *listopadzie* już się zaznacza sytuacja zimowa o nieco słabszych oczywiście skrajnościach, które się zaakcentowują dopiero w grudniu.

Izotermy roczne wykazują przewagę wpływów zimowych i mają podobny przebieg jak izotermy stycznia. Najzimniejszym miesiącem

na Bałtyku jest luty, wyjąwszy brzegi południowe, gdzie minimum wypada już w styczniu. Najcieplej jest w lipcu, kiedy mogą być obserwowane nieraz bardzo wysokie temperatury (Jokkmokk $+37,5^{\circ}$ poza kołem polarnym!).

Stosunki termiczne w poszczególnych krainach obszaru Bałtyckiego i na wyspach są następujące:

Dania ma średnią roczną temperaturę $+8^{\circ}$, stycznia 0° , lipca $+16^{\circ}$. Wpływy kontynentalne są bardzo słabe i rzadko tu dochodzą. Temperatura wody morskiej jest przez cały rok z wyjątkiem kwietnia, maja i czerwca wyższa od temperatury powietrza. Średnie temperatury powietrza wybrzeży i małych wysp są nieco wyższe od temperatur wewnątrz wysp i półwyspu jutlandzkiego. Najzimniejsze zimy są we wnętrzu Jutlandii i dużych wysp; temperatura stycznia wynosi tam $-0,5^{\circ}$, podczas gdy na wybrzeżach i małych wyspach notujemy 0° . Najcieplej jest latem na wschodnim brzegu Jutlandii i na wyspach — w lipcu do $+17^{\circ}$. Przymrozki mogą występować we wnętrzu kraju tak jeszcze w maju, jak już we wrześniu, zaś na wybrzeżach w tych miesiącach nie występują nigdy. Przerwa od ostatniego do pierwszego przymrozka trwa:

w Jutlandii	około 150 dni,
na wybrzeżach	„ 200 dni,
na wyspach	„ 170 dni.

Szwecja. Wpływy kontynentalne rosną, im dalej na północ i im dalej od brzegów Bałtyku. Mimo pokrycia Botniku w zimie lodem, średnia temperatura powietrza na brzegach Bałtyku jest wyższa niż w głębi lądu. Podczas gdy Haparanda ma -11° , Pitea -10° , a Umea -8° , jako temperaturę średnią stycznia, to wewnętrzne północnej Szwecji ma w tym czasie już -14° . Na południu Szwecji izotermy stycznia i lutego mają podobny przebieg wzdłuż wybrzeży. W marcu temperatura szybko wzrasta. W lipcu mamy temperatury od $+11^{\circ}$ do $+15^{\circ}$ na północy, a do $+17^{\circ}$ na południu, najwyższe z całego roku z wyjątkiem Gotlandu, gdzie maximum temperatury wypada o miesiąc później i wynosi o $0,5^{\circ}$ więcej. W październiku temperatury spadają poniżej zera z wyjątkiem wybrzeży, wzdłuż których układają się izotermy od 7° do 9° . Liczba dni z przymrozkami wynosi:

w Szwecji północnej	250
koło Sztokholmu	160
w Skanii	110

Finlandia ma na północy średnią stycznia — 16° , podczas gdy na wybrzeżu Oceanu Lodowatego temperatura wynosi wtedy tylko — 6° i zlodzenie nie następuje nigdy. Latem temperatury we wnętrzu kraju mogą dojść do $+30^{\circ}$, choć w ciągu całego roku zdarzają się przymrozki. Finlandia jest po Norwegii najcieplejszym krajem na tej szerokości geograficznej. Wiatry i prądy morskie sprawiają, że fiński brzeg Botniku jest latem cieplejszy od szwedzkiego. Najzimniejszym miesiącem jest luty; zaznacza się to wyraźnie na wybrzeżu Bałtyku i na wyspach. Marzec jest jeszcze zimny, w kwietniu następuje szybki wzrost temperatury. W czerwcu jeszcze oddziałują masa wody Bałtyku ochładzająco. Najcieplej jest w lipcu; w sierpniu najcieplej jest u brzegów zatoki fińskiej ($+15^{\circ}$). Izotermy jesienne biegną wzdłuż wybrzeży.

Estonia i Łotwa. Izotermy miesięcy zimowych mają przebieg południkowy; gradient termiczny jest skierowany do wnętrza lądu i dość duży. W styczniu i lutym temperatury średnie strefy przybrzeżnej i wysp od strony morza wynoszą od -2° do -3° , a stacje meteorologiczne, leżące na południku jeziora Pejpus notują już -6° wzgl. -8° . Latem przebieg izoterm jest z SW na NE; wybrzeża mają $+16^{\circ}$, wnętrze kraju $+18^{\circ}$.

Brzeg południowy Bałtyku — niemiecki i polski. W styczniu na brzegu południowym Bałtyku przebiegają i wychodzą pod znacznym kątem na morze izotermy od -3° do $+1^{\circ}$, przy czym izoterma -2° biegnie od Królewca wzdłuż brzegu wschodniego Bałtyku, sięgając na północ aż do Alandów, potem wraca do Szwecji południowej. Nad basenem Gotlandzkim i Bornholmskim mamy obszar zamknięty izotermą 0° . W lipcu na wybrzeżu południowym przebiegają równoleżnikowo izotermy $+17^{\circ}$ i $+18^{\circ}$, a nad basen Gotlandzki sięga od północy zatoka izoterm $+16^{\circ}$.

Iz o a m p l i t u d y: Z krótkiego studium przebiegu temperatur średnich możemy od razu wyodrębnić obszary o dużych skrajnościach temperatury powietrza: Laponia i Szwecja środkowa, dalej obszar Bałtyku z najmniejszymi wahaniami (Dania) wreszcie obszary przejściowe, dające się zróżnicować innymi zależnościami termicznymi na dzielnice klimatyczne. Mapa średnich izoamplitud rocznych temperatury obszaru bałtyckiego (fig. 3a) przypomina rozkładem izarytm mapę izoterm stycznia; tak samo izoamplitudy biegną na granicy półwyspu skandynawskiego i morza Bałtyckiego. Najmniejsze wartości izoamplitud, 10° , mają wybrzeża norweskie, czyli dzielnica klimatu oceaniczne-

go; izoamplituda 20° biegnie od Laponii brzegiem norweskim Atlantyku, przez wielkie jeziora Szwecji środkowej, wygina się nad Botnik i zatokę Fińską, potem biegnie wzdłuż wschodniego brzegu Bałtyku i Wisłą na południe. W miejscu ustalania się zimowych ośrodków zimna widzimy w Laponii obszar zamknięty izoamplitudą 28° , a w Szwecji

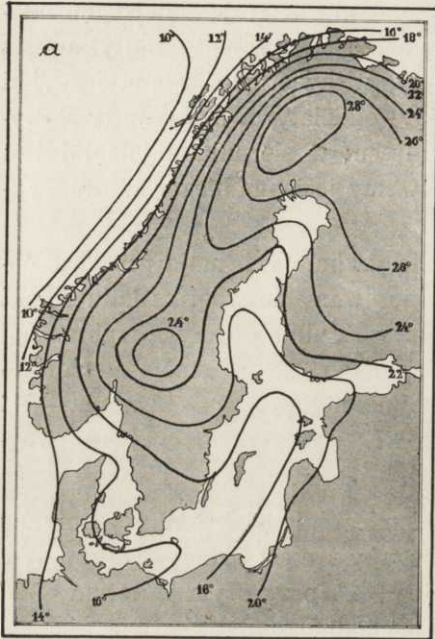


Fig. 3a.

Izoamplitudy roczne temperatury powietrza.

a) *Isoamplitudes annuelles de la température.*



Fig. 3b.

Izolinie stopnia kontynentalizmu termicznego, wg. B o h n s t e d t'a.

b) *Lignes d'égal degré de continentalisme thermique (d'après B o h n s t e d t).*

środkowej izoamplitudą 24° , co świadczy o wybitnej przewodzie kontynentalizmu na klimat tych obszarów — są to dzielnice najbardziej kontynentalne.

Kontynentalizm termiczny. Jak wiemy, izoamplitudy mogą być użyte jako miernik kontynentalizmu klimatu; wahania roczne są bowiem czułym miernikiem, jako różnice dwóch wartości skrajnych. Im większa rozpiętość wahań temperatury, tym bardziej kon-

tyentalnym jest klimat danego obszaru. Stopień kontynentalizmu jest wielkością określającą procentowy udział czystego klimatu lądowego w klimacie danego miejsca. Przy ustalaniu tego stopnia można się oprzeć na temperaturze powietrza, oraz na ilościach otrzymywanego promieniowania słonecznego. Próbę ustalenia stopnia kontynentalizmu klimatu przeprowadził Z e n k e r, przyjmując klimat Wierchojańska jako 100% lądowy; wtedy dla oceanów według jego formuły wypadają około 20%. G o r c z y Ń s k i ustalił nieco inne, również empiryczne, wzory. Obie metody jednak, jako oparte na materiale z całego globu, dają wyniki zbyt ogólne, nie pozwalając na właściwą ocenę klimatu naszego obszaru. S c h r e p f e r przystosował wzory na kontynentalizm do warunków Europy północnej, wychodząc z założenia, że na Hebrydach stopień kontynentalizmu jest najmniejszy z całej Europy. Zakłada on więc, że jest to klimat bez żadnego wpływu kontynentalnego, zaś wszystkie inne w Europie północnej będą w mniejszym lub większym stopniu kontynentalne. Odpowiednio zmodyfikowawszy wzór Z e n k e r'a, otrzymał on dane przedstawione na rys. 3 b.

Izolinie kontynentalizmu są w przebiegu podobne do izoamplitud, ale dają z powodu większej rozpiętości skali lepszą charakterystykę i dają bardziej rzeczywisty obraz procentowości klimatu oceanicznego i kontynentalnego. Najważniejszym stwierdzeniem jest to, że na obszarze Bałtyckim udział kontynentalny nie jest w żadnym punkcie większy od oceanicznego — w punkcie najbardziej lądowym mamy jeszcze 41% udziału kontynentalnego, a 59% morskiego. W przebiegu izarytm widzimy szybki przyrost na zachodnim brzegu Norwegii, przy czym bardzo wyraźnie zaznacza się wpływ fjordów i jezior. Obszary z największym stopniem kontynentalizmu leżą w cieniu gór w środkowej Skandynawii, w Laponii, w głębi Rosji. W obniżeniu gór koło Jötunheim zaznacza się dopływ oceanicznych mas powietrza. Stopień kontynentalizmu szybko rośnie w głąb lądu, potem łagodnie maleje ku Bałtykowi, gdzie osiąga znacznie mniejsze wartości niż nad Atlantykiem — daje się odczuć wpływ masywu lądowego Rosji. Mały stopień kontynentalizmu na naszym obszarze, 20—38%, świadczy o znacznym wpływie Morza Północnego i Bałtyku na nasz klimat.

P o r y r o k u. Ciekawą ilustracją stosunków termicznych jest zestawienie dat meteorologicznych pór roku. Jako takie możemy przyjąć daty, w których krzywa średnich temperatur dziennych przechodzi przez 0° — początek wiosny, 10° — początek lata, potem spada poniżej 10° — początek jesieni, i poniżej 0° = początek zimy.

Poniższa tabela podaje tak otrzymane dane z pewnej liczby stacyj wraz z liczbą dni każdej pory roku:

	Data 0°	Data 10°	Data 10°	Data 0°	Liczba dni			
					Zima	Wios- na	Lato	Je- sien
<i>Wybrzeże Norweskie</i>								
Vardö	3.V	—	—	29.X	186	88	—	91
Tromsö	16.IV	2.VIII	20.VIII	7.XI	160	77	49	49
Skomvær	—	13.VII	28.VII	—	—	135	44	186
Trondhjem	22.III	2.VI	12.IX	20.XI	122	72	102	69
Florö	—	28.V	22.IX	—	—	104	117	144
Finse	12.V	—	—	10.X	214	75	—	76
Bergen	—	20.V	25.IX	—	—	99	128	138
Skudenes	—	26.V	6.X	—	—	101	133	131
Oslo	21.III	13.V	25.IX	19.XI	122	53	135	55
<i>Obszar Bałtycki</i>								
Karesuando	10.V	21.VI	17.VII	6.X	216	42	57	55
Jokkmokk	24.IV	14.VI	27.VIII	10.X	193	47	81	44
Sodankyla	28.IV	14.VI	17.VIII	10.X	207	52	51	55
Haparanda	25.IV	8.VI	4.IX	23.X	184	44	88	49
Stensele	19.IV	7.VI	29.VIII	17.X	184	49	83	49
Kuopio	11.IV	1.VI	8.IX	3.XI	159	51	99	56
Hernösand	7.IV	4.IV	15.IX	10.XI	148	58	103	56
Uppsala	31.III	24.V	19.IX	16.XI	135	54	118	58
Helsinki	4.IV	27.V	19.IX	20.XII	135	53	115	62
Ålandy (duża wyspa)	1.IV	3.VI	21.IX	5.XII	117	63	110	75
Tallinn	5.IV	22.V	20.IX	17.XI	150	47	119	57
Stockholm	27.III	24.V	25.IX	27.XI	120	58	124	63
Jönköping	21.III	23.V	25.IX	6.XII	105	63	125	72
Visby (Gotlandia)	16.III	28.V	2.X	30.XII	76	73	127	89
Göteborg	5.III	13.V	4.X	27.XII	68	69	144	84
Bornholm	—	20.V*)	10.X*)	—	~55*)	~80*)	145*)	~85*)
Kalmar	14.III	22.V	4.X	18.XII	86	73	131	75
Lund	4.III	16.V	4.X	23.XII	71	73	141	80
Hel	9.III	17.V	6.X	10.XII	91	69	139	65
Szczecin	15.II	2.V	2.X	17.XII	89	78	150	75
Kopenhaga	25.II*)	10.V*)	5.X*)	5.I*)	50	75*)	148*)	92

*) daty i liczby przybliżone.

Wykres graficzny tych danych przedstawiony jest na rys. 4; wykazuje on bardzo plastycznie prócz różnic między stacjami u brzegów Atlantyku i Bałtyku, w obrębie tych ostatnich, uszeregowanych z północy na południe, zmniejszanie się czasu trwania zimy z 216 dni na

północy do 71 w Skanii z jednoczesnym wydłużeniem się lata od 57 dni w Karesuando do 150 dni w Szczecinie. Bardzo charakterystyczne jest kurczenie się pór przejściowych — wiosny i jesieni, im dalej na północ i silne akcentowanie się pór skrajnych, w północnej części obszaru. Oczywiście stoi to w związku ze zjawiskiem ciągłego dnia i nocy

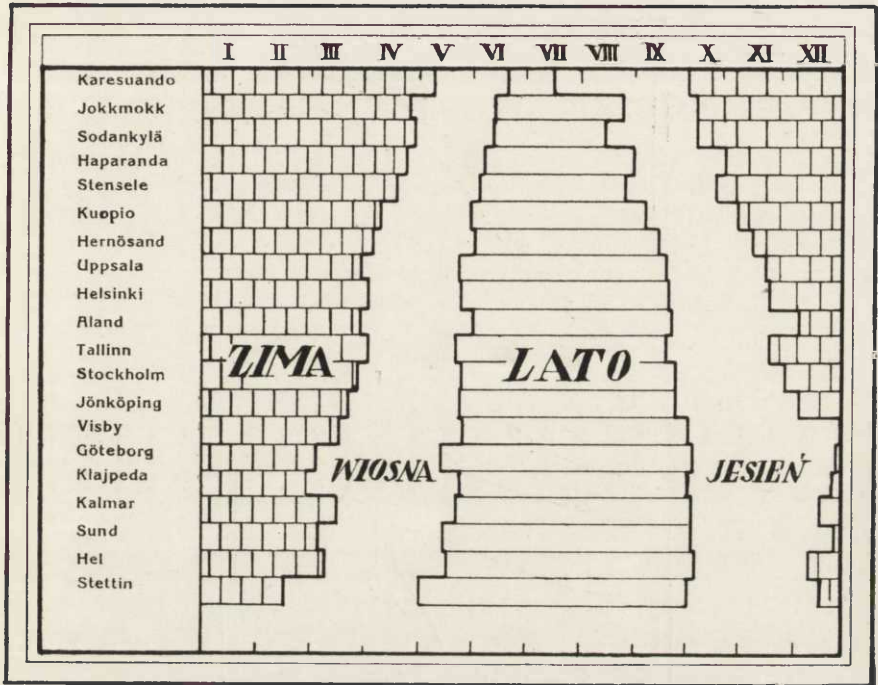


Fig. 4.

Diagram średniego trwania pór roku na obszarze Bałtyckim. Stacje uszeregowane z północy na południe.

Graphique des périodes moyennes des saisons. Les stations sont rangées du nord vers le sud. (Zima — hiver, lato — été).

polarnej i z silniejszym akcentem kontynentalnym klimatu tych okolic. Obszary Bałtyku południowego charakteryzują się prócz długiego lata mniej więcej jednakowo długim trwaniem pozostałych pór roku.

Z powyższego empirycznego podziału roku można wysnuć dalsze wnioski. Północne wybrzeża Norwegii nie mają wcale lata w naszym rozumieniu, natomiast 6-cio miesięczną zimą i po trzy miesiące wiosny i lata. Najdalej wysunięte w Atlantyk wybrzeża Norwegii nie mają

w ogóle zimy, określonej jako spadek temperatury poniżej zera, za to jest długa jesień, przechodząca bezpośrednio w wiosnę. Zima składa się tam z kilku okresów z przymrozkami na przemian z pogodą deszczową; wegetacja utrzymuje się przez cały rok. Najcieplejszą okolicą Norwegii jest Oslofiord (max. absolutne $35,0^{\circ}$).

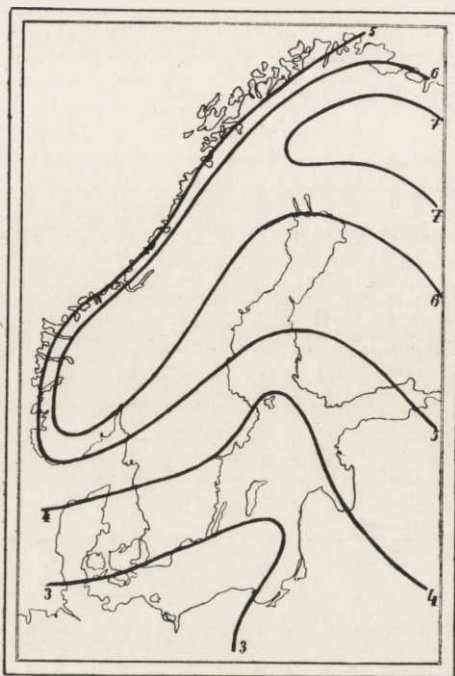


Fig. 5.

Isochrony średniego czasu trwania mrozów w miesiącach.

Isochrones de la durée moyenne du gel (en mois).

W Szwecji trwa lato na północy tylko dwa, a na południu 4 i pół miesiąca. Wyspa Gotlandia ma bardzo długą (i piękną) jesień. Zima rozpoczyna się tam późno, dopiero 1 stycznia, lato późno — w końcu maja. Podobne warunki panują na otwartym morzu i na wybrzeżach południowych.

Finlandia ma wiosnę na południu w kwietniu, na północy w maju. Lato trwa w zatoce Fińskiej 4 miesiące, na szerokości 63° 3, a na szerokości 68° tylko dwa miesiące.

Załączona mapka podaje czas trwania mrozów na naszym obszarze. Znajdujemy na niej potwierdzenie właściwości klimatycznych poszczególnych okolic, oraz wpływ basenu Bałtyku wyrażający się w odchyleniu izochron na północ.

5. USŁONECZNIE NIE.

Jednym z ważniejszych czynników meteorologicznych wpływającym na obraz klimatyczny danego obszaru oraz na faunę i florę, jest suma otrzymanego światła słonecznego, bezpośredniego i rozproszonego. W wyniku pokrycia nieba chmurami otrzymujemy tylko część światła, które przysłoby do ziemi przy pogodnym niebie. Prócz pomiarów bezwzględnych ilości otrzymywanego promieniowania, miarą jego, zwłaszcza co się tyczy jego przebiegu w czasie, może być więc rejestracja czasu trwania usłonecznienia. Niestety istniejące przyrządy posiadają jeszcze znaczne braki, że nie można otrzymanych wyników zestawić. Najlepszą charakterystyką będzie tu nie przedstawienie ilości godzin usłonecznienia w ciągu roku, lecz ich procentowy stosunek do możliwego astronomicznie.

Tak, więc Szwecja ma dość duże usłonecznienie; latem dzięki długości dnia mamy 51%, zimą, gdy dni są krótkie i jest duże zachmurzenie, 11% zachmurzenia możliwego. Na północy stosunek jest nieco inny — w kwietniu jest 43%, w lipcu 41%. Finlandia ma w średniej rocznej 35%; w Helsinkach w lipcu jest 54%. Na wybrzeżu południowym i w Danii maximum usłonecznienia wypada w maju = 41%, minimum w grudniu = 5% (średnio mamy tylko kilka dni pogodnych).

Prócz tego, położenie obszaru bałtyckiego na dużych szerokościach geograficznych pociąga za sobą pewne właściwości astronomiczne. Im dalej na północ, tym bardziej rosną różnice między długością dnia i nocy, oraz między latem a zimą. Za kołem polarnym, a dzięki refrakcji i nawet już na szerokość 62°, mamy okresy ciągłego dnia i ciągłej nocy polarnej, tego charakterystycznego zjawiska dla krajobrazu i wegetacji Szwecji północnej i Finlandii.

Na szerokości 50° najdłuższy dzień trwa 16 h 09 m, najkrótszy dzień 7 h 50 m.

Na szerokości 55° najdłuższy dzień trwa 17 h 06 m, najkrótszy dzień 6 h 54 m.

Na szerokości 60° najdłuższy dzień trwa 18 h 49 m, najkrótszy dzień 5 h 42 m.

Na szerokości 65° najdłuższy dzień trwa 21 h 50 m, najkrótszy dzień 3 h 20 m.

Zmierzch i świt przedłużają prócz tego dzień, nawet o dwie godziny (białe noce). Powyżej koła polarnego w okresie letnim słońce pozostaje stale ponad horyzontem, zimą stale pod horyzontem (dzień i noc polarna). Czas trwania nocy polarnej i dnia polarnego wynosi:

		dzień polarny	noc polarna
na równoleżniku	68°	40 dni	40 dni
na równoleżniku	70°	110 dni	62 dni
na równoleżniku	72°	126 dni	78 dni

Okoliczność ta oraz niewielka wysokość słońca ponad horyzontem powodują małe ilości ciepła otrzymywane z promieniowania słonecznego, brak jego w ogóle w okresie zimowym powyżej koła polarnego, a pewien nadmiar w okresie letnim. Przez to zaznaczają się tak wielkie skrajności klimatyczne w północnej części obszaru bałtyckiego.

6. ZACHMURZENIE.

Zachmurzenie jest czynnikiem meteorologicznym, trudnym do ujęcia liczbowo wobec subiektywności w ocenie i nie ujednostajnienia metod obserwacji, co się ujemnie odbija przy opracowaniu większych obszarów. A jednak zachmurzenie, wyrażające się choćby tylko przez zakrycie nieba, wpływa na bilans cieplny danego miejsca; duże pokrycie nieba chmurami, zwłaszcza niskimi, obniża ilość otrzymanego ciepła z promieniowania słonecznego, ale i jednocześnie nie pozwala na zbyt wielkie wypromieniowanie w przestrzeń.

Jakby się należało spodziewać, wielka ilość pary wodnej w atmosferze, przynoszona przez przeważające prądy powietrza z południowo-zachodu, przyczynia się do tego, że na obszarze Bałtyckim panuje na ogół duże zachmurzenie. Największe jest ono tam, gdzie są największe dodatnie anomalie temperatury. Wkracza tu jednak pewna cecha kontynentalna — zimą, nad zamrożonym i wymrożonym Botnikiem, w obrębie antycyklonu północnego, zachmurzenie staje się niewielkie.

Tak samo różniczuje się wielkość zachmurzenia nad samym morzem i wybrzeżami oraz nad lądem; zwykle nad wyspami i nad obszarem wodnym Bałtyku amplituda w wielkości zachmurzenia latem i zimą jest większa. Zimą jest zachmurzenie stosunkowo większe, latem zwykle mniejsze.

Na wybrzeżach Bałtyku południowego minimum zachmurzenia wypada w kwietniu i maju, drugie zaś minimum jesienią, zwykle w wrześniu. Taki rozkład mamy, zdaje się, do zawdzięczenia temu, że na normalny rozkład z maximum w grudniu a minimum letnim nakłada się inny przebieg, związany ze zjawiskiem tzw. monsonu letniego północnoeuropejskiego, który przynosi wilgotne powietrze morskie na rozgrzany kontynent i powoduje duże zachmurzenie w lipcu i sierpniu. W rezultacie zostają się dwa okresy z mniejszym zachmurzeniem — w kwietniu—maju oraz we wrześniu.

Podczas gdy na Atlantyku obserwujemy bardzo małe wahania w rocznym przebiegu wielkości zachmurzenia, to na Bałtyku wahania te są dość duże. Wspomniana cyrkulacja letnia monsunowa, powodująca na południu Bałtyku wzrost zachmurzenia, daje na obszarze Bałtyku środkowego i północnego inny efekt; — zanim związane z nią prądy zachodnie dostaną się nad Bałtyk, muszą przekroczyć góry Skandynawskie, przy czym tracą dużo wilgoci; powietrze osusza się (zjawisko podobne do wiatru halnego); suchość powietrza i zanik chmur objawia się po stronie odwieznej gór, czyli właśnie na obszarze bałtyckim.

Przebieg roczny zachmurzenia jest następujący: w styczniu najmniejsze zachmurzenie notujemy nad Norwegią południową oraz nad północną Szwecją i Botnikiem, gdzie wtedy leżą wyziębione masy powietrza antycyklonalnego. W lipcu zachmurzenie jest najmniejsze nad samym Bałtykiem. W sumie rocznej jednak wybrzeża i Bałtyk właściwy mają więcej zachmurzenia niż wnętrza lądów, np. na wybrzeżu Szwecji jest w ciągu roku 30 dni pogodnych i 200 dni pochmurnych, w głębi lądu jest w ciągu roku 50 dni pogodnych i 150 dni pochmurnych.

Najbardziej pochmurne — 80% są miesiące listopad i grudzień, w styczniu zachmurzenie maleje; najpogodniejszymi są miesiące maj i czerwiec.

Wybrzeża mają zwykle największe zachmurzenie rano, mniejsze w południe, na lądzie zaś jest odwrotnie, zgodnie z prawami cyrkulacji pionowej w dolnych warstwach atmosfery.

Poniższa tabelka ilustruje przebieg roczny zachmurzenia na niektórych stacjach wybrzeża i wyspach Bałtyku, rozmieszczonych od północy do południa Bałtyku:

Stacje	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Karesuando	6.2	5.7	5.4	5.6	6.8	6.4	7.2	6.9	6.8	6.6	6.7	6.7
Haparanda	6.6	6.2	5.5	5.4	6.1	5.5	5.7	6.2	6.3	6.8	7.0	7.1
Härnosand	6.2	6.0	5.9	5.6	5.5	5.0	5.3	5.8	6.1	6.3	6.0	6.9
Helsinki	7.8	7.4	6.5	6.0	5.5	5.4	5.1	5.9	6.1	7.3	7.8	8.3
Stockholm	7.6	7.2	6.4	5.8	5.5	5.1	5.7	5.6	5.9	6.9	7.2	7.9
Ålandy (duża wyspa).	7.4	7.3	6.4	5.7	5.2	4.6	4.7	5.5	5.7	7.0	7.5	8.0
Visby (Gotlandia) . .	7.4	6.7	6.0	4.9	4.1	3.8	4.3	4.4	5.0	6.4	7.1	7.6
Lund	7.7	7.6	7.0	6.2	5.5	5.2	6.1	5.9	5.9	7.1	7.8	8.1
Hel	7.7	7.5	7.0	6.2	5.6	5.5	5.7	5.7	5.8	6.9	7.9	8.3
Hammeren (Bornholm)	7.1	7.3	6.3	5.7	4.7	4.7	4.5	5.1	5.3	6.3	7.4	8.6
Kopenhaga	7.6	7.7	6.7	6.0	5.6	5.7	6.5	6.1	5.9	7.1	7.9	8.2
Skagen	7.1	7.0	6.7	6.0	5.6	5.5	5.4	6.3	5.8	7.5	7.5	8.0

Wartości te podane są w skali: 0 = pogodnie, 10 = zupełnie pochmurno.

W Szwecji największe zachmurzenie jest w Skanii — Lund ma 6,7 jako średnią roczną; najmniejsze jest ono w Szwecji środkowej. Na ogół Szwecja ma najmniejsze zachmurzenie z całej Europy północnej. Finlandia ma maximum zachmurzenia w listopadzie i grudniu — 8,0, poczem ono szybko maleje; minimum przypada w czerwcu — 5,0. Dania ma z całego obszaru Bałtyckiego największe zachmurzenie — jako dzielnica najbardziej oceaniczna. W listopadzie jest średnio tylko jeden dzień całkiem pogodny, zaś w grudniu jest 21 dni zupełnie pochmurnych. Nad obszarem wodnym Bałtyku mamy w miesiącach zimowych duże zachmurzenie, od 7,5 do 8,5, latem zaś tylko 4,0 nawet miejscami poniżej tej wartości.

7. WILGOTNOŚĆ POWIETRZA.

Obszar Bałtycki prawie ustawicznie zalewany jest wilgotnym powietrzem z nad Atlantyku; to też należałoby się spodziewać dużych wartości wilgotności względnej. Zawartość pary wodnej w powietrzu zależy jak wiemy, przede wszystkim od parowania. Proces parowania jest bardzo skomplikowany, trudno go ująć rachunkiem, a pomiary są zawsze obarczone dużymi błędami. Niemożliwe jest obecnie podanie jakichkolwiek danych, dotyczących rozkładu i przebiegu parowania. Wiadomym jest, że nad powierzchnią wodną wzrasta wyparowanie z temperaturą powietrza i temperaturą wody; jest ono większe, im suchsze

powietrze, sprzyja mu wentylacja itd. Ponieważ temperatury powietrza i wody posiadają wyraźny przebieg roczny, to oczywiście i wyparowanie musi taki przebieg wykazać, choć zależność nie jest taka prosta. W grubym zarysie przebieg roczny parowania jest tego rodzaju, że latem jest ono kilkakrotnie większe niż zimą; na stosunek ten wpływają jednak jeszcze inne czynniki uboczne. W Stockholmie obliczył A n g s t r ö m, że stosunek wyparowania w lipcu do styczniowego ma się jak 73 : 7.

Parowanie jest w głównej mierze zależne od t. zw. niedosytu wilgotności, który będzie oczywiście mniejszy przy temperaturach niskich, a duży przy pogodzie suchej i gorącej. Innym sposobem określenia jest pojęcie t. zw. wilgotności względnej, czyli stosunku rzeczywistej zawartości pary wodnej do teoretycznie możliwej. Element ten daje dość dobrą charakterystykę i bywa obliczany na stacjach meteorologicznych.

Przebieg wilgotności względnej w % na obszarze Bałtyckim pokazuje nam poniższa tabelka:

Stacje	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Karesuando	92	92	91	84	76	68	74	83	86	90	92	94
Haparanda	90	90	88	84	76	71	76	82	86	90	91	92
Helsinki	88	87	84	79	71	71	73	79	84	87	88	90
Stockholm	86	86	82	76	68	72	78	84	86	87	87	88
Visby (Gotlandia)	86	86	86	81	76	75	78	80	82	84	84	86
Windawa	88	87	84	79	76	77	80	81	81	85	86	88
Lund	94	92	90	83	74	76	80	84	89	91	92	94
Hel	89	87	85	81	79	78	79	79	80	82	85	88
Szczecin	89	85	81	73	70	69	73	75	79	85	88	89
Hammeren (Bornholm)	86	86	85	82	79	80	81	80	83	83	84	86
Kopenhaga	91	90	86	78	72	73	76	80	84	87	90	91

W Szwecji wilgotność względna jest duża w jesieni i zimie; maksimum wypada w grudniu — więcej niż 90%; na wiosnę wilgotność maleje i osiąga latem minimum — poniżej 70%. Podobny przebieg widziemy w Finlandii. Największe wartości wilgotności względnej ma Dania, gdzie zimą jest stale powyżej 90, latem powyżej 75%. Brzegi południowe Bałtyku mają w styczniu również powyżej 90%, a w lipcu około 80; amplituda roczna wahań wynosi 10%.

8. M G Ł A.

Jeżeli zawartość pary wodnej w powietrzu jest duża, to w sprzyjających okolicznościach mogą się tworzyć mgły. Zjawisko mgły powstaje

przez kondensację pary wodnej przy powierzchni ziemi; występuje ono często tam, gdzie są miejsca zimniejsze niż otoczenie. Nad morzem mgła tworzy się często w ten sposób, że nad powierzchnią wody płynie np. bardzo zimne powietrze, które nie może wchłonąć wilgoci, pochodzącej z parowania powierzchni wody; wtenczas para wodna kondensuje się w postaci mgły, która w takich wypadkach może osiągnąć dużą miąższość i utrzymywać się przez długi przeciąg czasu. Mgła może się również tworzyć wtedy, gdy wilgotne i ciepłe powietrze nasunie się przy słabym wietrze na zimne podłoże. A więc, na Bałtyku najczęstsze mgły będą na wiosnę, gdy cieplejsze powietrze z nad Atlantyku napływa nad wyzębioną masę wody Bałtyku. Zimą naodwrot, mgła występuje najczęściej nad lądem. Latem mgły są najczęstsze na brzegu północnym Bałtyku i na morzu Ålandzkim.

Południowe wybrzeża szwedzkie mają średnio 55—70 dni z mgłą w roku, głównie jesienią, latem mgła występuje rzadko. Najwięcej mgieł ma Skandia; wschodnie jej wybrzeża mają równie częste mgły latem jak i zimą. Wybrzeża Finlandii mają mgły głównie jesienią, mniej w zimie i na wiosnę; od maja do sierpnia przypada minimum mgieł. W roku jest średnio 65 dni z mgłą. Wybrzeża Danii mają około 45—50 dni; najczęściej występują mgły w styczniu, zwłaszcza w Kattegacie, potem jest ich coraz mniej — w maju średnio już tylko 2 dni. Maximum mgieł wypada wtedy, gdy różnica między temperaturą wody i powietrza jest największa.

Ilość dni z mgłą w poszczególnych miesiącach wykazuje następująca tabela:

Stacje	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Brzeg północny Szwecji . .	3	3	2	2	1	1	1	2	2	5	3	3	27
„ wschodni „	1	2	2	2	2	1	1	1	1	2	1	1	18
„ pld. zach. „	8	6	6	2	1	1	1	1	2	4	6	5	43
Visby (Gotlandia)	2	2	2	3	2	1	2	1	2	2	2	2	23
Zatoka Fińska	7	8	8	7	6	3	4	4	4	5	6	5	67
Ålandy (duża i małe) . . .	2	3	3	4	3	1	1	1	2	3	2	2	27
Łotwa, Estonia	4	5	4	3	2	2	1	1	2	3	4	4	36
Brzeg polski, Prusy wschodn.	4	2	4	2	2	1	1	1	2	3	5	4	32
„ niemiecki	7	5	4	2	1	1	1	1	3	5	8	6	42
Kopenhaga	7	6	4	2	1	1	1	1	1	2	4	6	35
Skagen	6	6	6	4	3	2	1	3	3	2	1	5	44
dla porównania:													
Hamburg	10	12	8	3	1	1	1	1	6	9	10	11	72
Warszawa	6	6	4	1	0	0	0	1	3	6	6	6	36

Nowe, szczegółowsze, opracowania Bereskin'a wykazały, że na południowym wybrzeżu maximum zachmurzenia wypada w lutym, kiedy może być nawet 12 dni z mgłą.

Najczęściej występują mgły:

- na wybrzeżach Danii — zimą,
- na Bałtyku właściwym — wiosną,
- na brzegu południowym — zimą,
- na brzegu Szwecji — jesienią,
- na brzegu wschodnim — późną zimą i na początku wiosny.

9. O P A D.

Wilgotne powietrze morskie, przychodzące z Atlantyku nad Bałtyk, napotyka na dwie przeszkody. Najpierw traci dużo wilgoci nad Irlandią, Far-Öerami, gdzie roczna suma opadów wynosi do 1.500 mm, oraz na górach Szkocji, gdzie sumy opadowe są jeszcze większe (Ben Nevis przeszło 2.000 mm). Drugą przeszkodą są góry Skandynawskie. Powietrze płynące z zachodu zmuszone jest do wznoszenia się, przy czym traci resztki wilgoci na zachodnich zboczach gór, które dlatego też mają 1.000 mm rocznego opadu, zaś niektóre okolice, powyżej 2.000, niekiedy nawet 3.000 mm (Bergen).

To też nad Bałtyk przychodzi powietrze już wysuszone i ilości opadu są stosunkowo niewielkie. Z braku stacji meteorologicznych, czynnych przez cały rok na samym Bałtyku, jak okręty latarnicze (ściągane na zimę do portów), nie możemy wyznaczyć ściśle ilości opadu na samym obszarze wodnym Bałtyku i musimy się oprzeć na extrapolacji ze stacyj wybrzeżnych, co przy opadzie jest najmniej wskazane wobec wielkiej zależności opadu od orografii itp. Dotychczasowe mapy opadu na Bałtyku wykazywały na morzu i jego zlewisku sumy roczne mniej więcej od 300 mm w północnej Szwecji do 650 mm na brzegach południowych; mniej, bo poniżej 200 mm miała Laponia, więcej, blisko 700 mm okolice Helsingforsu i wody duńskie.

Nowa mapa opadów, sporządzona na podstawie danych 40-lecia 1886—1925 wykazuje stosunki nieco inne. Jęzor małych sum opadu, objęty izohietą 500 mm, sięga od Finlandii przez Szwecję północną do środkowej, z małym odgałęzieniem do południowej Norwegii, odpowiadając zarysem obszarom najbardziej kontynentalnym. Na północy suma roczna wynosi około 300 mm. Poza tym obszary z opadem poniżej 500 mm widzimy tylko nad Bałtykiem południowym i północną częścią

basenu centralnego. Wody duńskie mają od 550 do 600 mm, zachodnie brzegi (nawietrzne) Jutlandii i Szwecji powyżej 700 mm. Południowy cypel Norwegii ma już 1000 mm, także izohieta biegnie też wzdłuż gór Skandynawskich na północ, a towarzyszą jej w bliskiej odległości izohiety 1.500 i 2.000 mm.

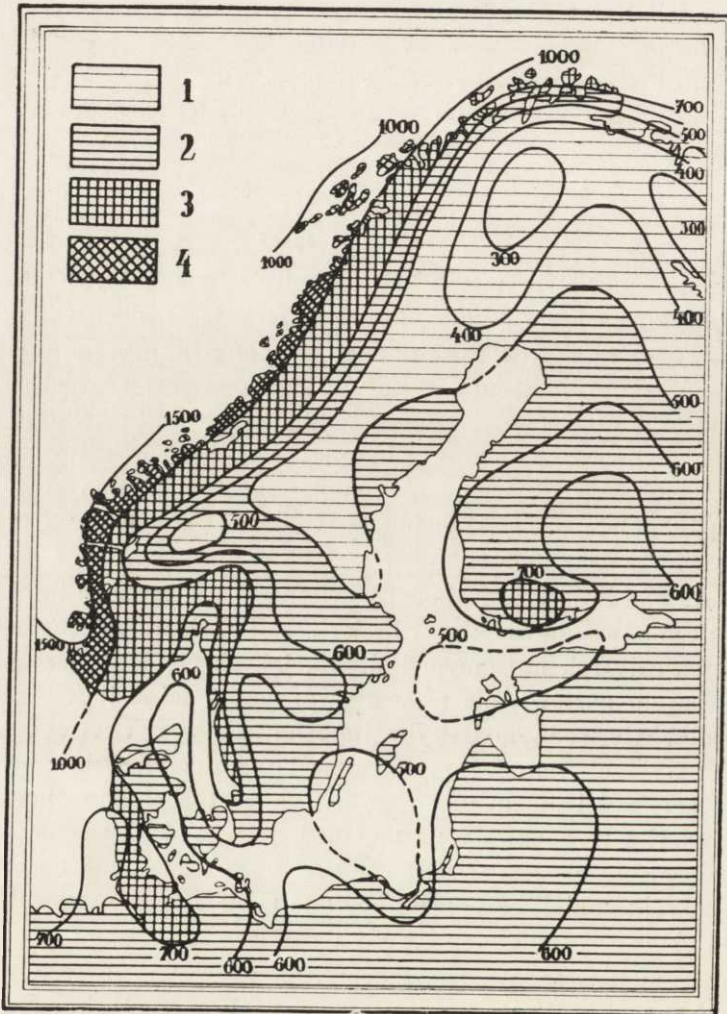


Fig. 6.

Rozkład rocznych sum opadu.

- 1 — poniżej 500 mm, 2 — 500—700 mm, 3 — 700—1000 mm,
4 — powyżej 1000 mm.

Distribution des précipitations annuelles.

Ogólnie zauważyć można, że poza obszarami wybitnie kontynentalnymi i leżącymi w cieniu gór, ląd ma więcej opadów niż basen wodny Bałtyku. Mniejsza ilość opadu nad morzem i wybrzeżami wytłumaczyć się da brakiem tam prądów wstępujących (konwekcyjnych) wobec równości powierzchni morza oraz mniejszą ilością ciał higroskopijnych, służących jako jądra kondensacji. Efekt ten obserwujemy tak samo na mniejszą skalę na wyspach: np. wyspa Öland ma w środku 550 do 600 mm opadu, a na wybrzeżu poniżej 500 mm. Gotlandia ma również we wnętrzu wyspy blisko 560 mm, na brzegu mniej niż 500 mm. Na obu tych wyspach brzegi ich południowe mają najmniejsze sumy opadu na całym Bałtyku — poniżej 400 mm (Kalmar 356 mm). Wzrost ilości opadu wgłąb lądu jest dość szybki i zależy od rodzaju, wysokości i ekspozycji wybrzeża itd. (Naprzykład Hel ma sumę opadu 489 mm, Lauenburg 657, Królewiec 690 mm), Kraje otaczające Bałtyk otrzymują znacznie więcej opadu: Szwecja południowa ma 600 do 650 mm, Niemcy, Polska i państewka nadbałtyckie od 550 do 650 mm, Finlandia południowa 550 do 600 mm.

Przebieg roczny opadów jest tego rodzaju, że maximum występuje na całym obszarze w sierpniu i wrześniu, a więc tak jak w klimatach morskich, minimum występuje natomiast w lutym i marcu, na wyspach zaś dopiero w maju. Na wybrzeżach Bałtyku maximum występuje zwykle jeszcze później — we wrześniu i październiku. Na taki rozkład wpływa to, że oziębione powietrze z nad lądu miesza się z cieplejszym jesienią powietrzem nad Bałtykiem — co sprzyja kondensacji. Naodwrot, niedobór opadów na wiosnę można sobie wytłumaczyć prądami konwekcyjnymi, powstającymi przy mieszanii się szybko nagrzanego powietrza z nad lądu z wilgotnym powietrzem z nad morza, które się przy tym procesie osusza.

Wiosenny niedobór opadów mniej może dawać się we znaki na północy, gdzie wtedy jeszcze leżą śniegi, ale w Skandynawii południowej cierpią przez to często zasiewy.

Wyznaczywszy na mapie granicę między przeważającymi opadami jesienno-zimowymi a letnimi, stwierdzamy, że zarysowuje ona kontur Bałtyku.

Liczba dni z opadem w ciągu roku wynosi na południowym Bałtyku i w pasie przybrzeżnym 170—190, zaś na wyspach i samym wybrzeżu oraz na szkiecach fińskich 130—160, miejscami nawet tylko 120 dni.

Śnieg. W porze zimowej część opadu spada w postaci śniegu. Znaczna rozciągłość Bałtyku z północy na południe powoduje duże róż-

nice w czasie trwania pokrywy śnieżnej i występowaniu opadu w postaci stałej.

Południowa Szwecja otrzymuje 10% opadu w postaci śniegu,

Karlstadt	"	25%	"	"	"
Ålandy i zatoka Fińska	"	40%	"	"	"
Haparanda	"	60%	"	"	"
wnętrze gór	"	70%	"	"	"

Stała pokrywa śnieżna utrzymuje się najdłużej na północy:

Ricksgränzen	8	miesiący
Laponia	7	"
Hernösand	5	"
Norrland	4—6	"
Szwecja środkowa	3	"
Skania	1,5	"
wybrzeża niemieckie i polskie	około 1	"

Wybrzeże Norwegii nie ma nigdy trwałej pokrywy śnieżnej.

W Finlandii tworzy się pokrywa śnieżna już od października; najpóźniej, bo w końcu listopada, na Ålandach, znika ona zupełnie dopiero w maju. Na południe od równoleżnika 66° pokrywa śnieżna znika w okresie letnim na przeciąg 4—5 miesięcy, zaś na północ od niego ziemia jest wolna od śniegu tylko od połowy czerwca do połowy września. Tam też więcej niż połowa opadów spada w postaci śniegu.

Średnia grubość pokrywy śnieżnej (wyłączając góry, gdzie panują odmienne warunki) jest największa w Laponii, wynosząc tam średnio 60 cm, a dochodząc w niektórych zimach do 90 cm; na równoleżniku 61° notujemy 30 cm, na Ålandach 20 cm, na wyspach południowych często brak wogóle pokrywy śnieżnej.

Ciekawe jest nierównomierne występowanie grubości pokrywy, np. na zachodnim i wschodnim wybrzeżu Botniku (64):

	zachodni brzeg	wschodni brzeg
	ma	ma
w styczniu	31 cm	20 cm
w lutym	42 "	32 "
w marcu	48 "	42 "
w kwietniu	20 "	14 "

Podobne zjawisko występuje także w zatoce fińskiej, gdzie brzeg fiński ma więcej śniegu niż estoński:

	brzeg fiński ma	brzeg estoński ma
w styczniu	29 cm	8 cm
w lutym	48 „	15 „
w marcu	59 „	15 „
w kwietniu	28 „	4 „

a więc różnice są jeszcze jaskrawsze.

W mniejszej skali widzimy efekt ten np. na północnym brzegu Ładogi, który ma średnio 80 cm, podczas gdy południowy tylko 40 cm. Na południowych brzegach Bałtyku leży pokrywa śnieżna nie w każdą zimę, średnio przez 30 dni.

Liczba dni ze śniegiem wynosi średnio:

na wyspach Danii	około 30
nad Bałtykiem zachodnim	„ 40
nad Szwecją południową	„ 50
na wysokości Stockholm—Helsingfors	„ 60
w Szwecji północnej	„ 80 i więcej.

Na obszarach przylegających do Bałtyku można także obserwować pochodź zimy w zamarzaniu rzek i jezior. Impuls do zamarzania wychodzi z ustalającego się jesienią antycyklonu lapońskiego. W Laponii średnią datą zamarzania rzek jest 1.X., w Szwecji północnej 1.XI, ku południu postępuje zamarzanie izochronami poprzecznymi do półwyspu Skandynawskiego, w Norrlandzie i Finlandii południowej wypada zamarzanie 15.XI, na linii Stockholm—Helsinki 20.XI, w Skandii 5.XII, na wybrzeżu niemieckim i polskim około 15.XII.

Odmarzanie trwa w sumie nieco dłużej. Rzeki pomorza południowego Bałtyku niezawsze i na krótko bywają skute lodem, uwalniając się od niego około 16.III, na południu Skandynawii datą tą jest 1.IV, na linii Gotland—Ryga 10.IV, Stockholm—Tallinn 1.V, Norrland—Finlandia środkowa 29.V, po czym izochrona odmarzania wyciąga się w kierunku południe-północ i zbliża się ku górą Skandynawskim, gdzie górne biegi rzek odmarzają dopiero w połowie czerwca.

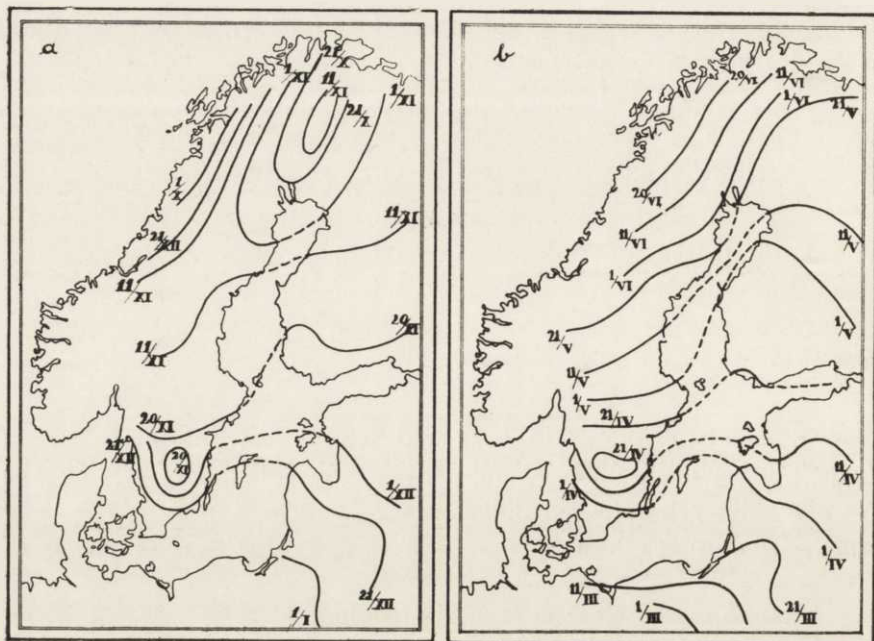


Fig. 7.

Srednia pora: a) zamarzania, b) odmarzania rzek i jezior na obszarze Bałtyckim.
Date moyenne de la: a) gélation et de la, b) dégelation des fleuves et lacs de la région Baltique.

10. DZIELNICE KLIMATYCZNE OBSZARU BAŁTYCKIEGO.

Aczkolwiek klimatologia statystyczna, oparta na klasycznych wzorach J. v. H a n n'a jest w stanie dać opis klimatyczny pewnego miejsca lub pewnego niewielkiego obszaru, to jednak obraz ten porozbijaany jest na wiele poszczególnych czynników meteorologicznych, których przebieg w czasie rozpatruje się oddzielnie lub w korelacji z innymi. Niema natomiast całokształtu; ale na to nie pozwala różnorodność i liczba czynników, ich zmienność w ciągu doby, roku, ich współzależność, współczesność i ciągłość w czasie. To też nowoczesna klimatologia szuka innych dróg, próbuje przedstawienia rozwoju, dynamiki klimatu, a punktem jej wyjścia będą stany pogody, zobrazowane na mapie synoptycznej pogody. Taki sposób przemawia geografowi bardziej do przekonania i dlatego też nie od rzeczy będzie zapoznanie się z próbą dynamicznego przedstawienia klimatu obszaru Bałtyckiego, dokonaną przez E. N e h l s (62).

Meteorologia synoptyczna obrazuje do celów przewidywania pogody codzienne stany pogody na mapie. *Kolejność i częstotliwość pewnych układów pogody w odniesieniu do jakiegoś miejsca lub obszaru może być miarą klimatu*; podobnemu układowi, w zależności od pory roku, odpowiada podobny przebieg i układ czynników meteorologicznych.

Wszystkie tworzące się w ciągu roku układy ciśnienia dadzą się sprowadzić do kilkunastu charakterystycznych. Uszeregowawszy je od najbardziej depresyjnych do najbardziej wyżowych, możemy ustalić ich częstotliwość w poszczególnych porach roku. (Pominiemy tu kwestię doboru naturalnych pór roku w miejsce kalendarzowych). Oczywiście zależnie od pory roku, tym samym układom ciśnienia odpowiadają inne układy pozostałych czynników meteorologicznych. Jeżeli zastosujemy przy tym metodę wyznaczania wartości średnich nie za okresy kalendarzowe, lecz dla jakiegoś układu ciśnienia poprzez cały rok, to można widzieć w tym nawiązanie ujęcia dynamicznego do klimatologii statystycznej. Powtarzające się poprzez niektóre układy cechy klimatyczne pozwalają łatwo wyodrębnić dzielnice klimatyczne.

Stosując tę metodę do obszaru bałtyckiego, udało się przede wszystkim wykazać wpływy obce na klimat obszaru Bałtyckiego; masywu kontynentu rosyjskiego, Atlantyku (głównie Golfstromu), gór Skandynawskich oraz masy wodnej Bałtyku, wreszcie orografii. Następnie wyodrębniono szereg dzielnic klimatycznych, które, mimo iż sąsiadujące nie wykazują wybitnych różnic, to jednak w sumie, wobec znacznej rozciągłości obszaru Bałtyckiego z południa na północ i nawet z zachodu na wschód, zróżniczkowanie klimatów jest bardzo znaczne.

Okazała się przy tym duża zgodność z innymi podziałami na strefy klimatyczne, wyprowadzonymi czy to z rozmieszczenia flory, czy na podstawie właściwości termicznych. Równoleżnik 61° N jest tu ostro zaznaczoną granicą, nietylko zresztą klimatyczną. Przebiegają wzdłuż niego granice stref w klasyfikacji Köppena (58), Gorczyńskiego (52); jest to również linia Salpausselki, granica faunistyczna i florystyczna. Bariera gór Skandynawskich zmusza czasem depresje barometryczne do obierania drogi przez obniżenie środkowej Szwecji i nad zatoką fińską — zresztą depresje z reguły łatwiej poruszają się nad powierzchnią morza wobec zmniejszonego tarcia. Wtedy to na północ od równoleżnika 60° przypadają zwykle chłodne wycinki depresji i wiatry wschodnie z nad Rosji, zaś na południe od niego — ciepłe wycinki z deszczem i powietrzem morskim z nad Atlantyku.

Obszar na południe od wspomnianego równoleżnika cechuje przejście od klimatu morskiego do kontynentalnego, stopniowe, bez wyraź-

nych odgraniczeń. Zachodnia jego część, dzielnica atlantycka przy wszystkich układach barometrycznych ma dopływ powietrza morskiego i tym się różni od części wschodniej, obejmującej Szwecję południową i kraje leżące nad Bałtykiem południowym i południowo-wschodnim — dzielnicę bałtyckiej, która przy układach antycyklonowych ma powietrze kontynentalne. W obrębie Szwecji wyróżnia się jeszcze region Smalandu na skutek większego wzniesienia ponad poziom morzu. We wszystkich tych obszarach przy wiatrach zachodnich wpływ morski sięga daleko na wschód.

Na północ od równoleżnika 61° przy częstych wiatrach północnych i północno-wschodnich wpływ kontynentalny sięga, a nawet wzrasta od brzegów Bałtyku w stronę gór Skandynawskich. Granice między dzielnicami klimatycznymi są tu, w przeciwieństwie do południowych, wyraźne. Wskutek głębokiego wrzynania się zatoki Botnickiej w głąb lądu, sięga tu daleko wpływ morski i kontynentalność klimatu północnej Szwecji rośnie w kierunku zachodnim, w stronę gór.

Wydzielamy tu bardzo kontynentalną *dzielnicę Szwecji środkowej, Szwecję północną, dzielnicę Fińską*, wyróżniającą się częstością układów wyżowych i *dzielnicę Lapońską*.

Dzielnica atlantycka. Obejmuje ona Danię i Skanię; cechą jej jest, jak wspomniano wyżej, wpływ morza na klimat w ciągu całego roku. Pozostaje ona zawsze po stronie południowej depresyj, a więc ma stałe wiatry zachodnie i południowo-zachodnie i dużą wilgotność (90%).

Zimą jest ciepło, silne wiatry, duże zachmurzenie.

Wiosną panuje pogoda bardzo zmienna.

Latem chłodne powietrze nie dopuszcza do zbytich upałów.

Dzielnica pomorska. Obejmuje Pomorze niemieckie i polskie aż do Wisły, choć nadzwyczaj trudno jest podać wogóle jakąś granicę od wschodu, wobec tego, że cechy klimatyczne nieznacznie przechodzą jedne w drugie. Dzielnica pomorska jest wyraźną strefą graniczną różnych wpływów. Dochodzi tu od strony niżu polskiego wpływ kontynentalny ze wschodu; przesuwane nad Bałtykiem depresje zalewają ją często powietrzem polarno-morskim, czasami docierają tu nawet masy powietrza arktycznego. Wobec braku wyniosłości peryferycznych dzielnica ta jest wystawiona na działanie tych różnych wpływów klimatycznych i dlatego ma klimat bardzo złożony, z dużymi zmianami z roku na rok.

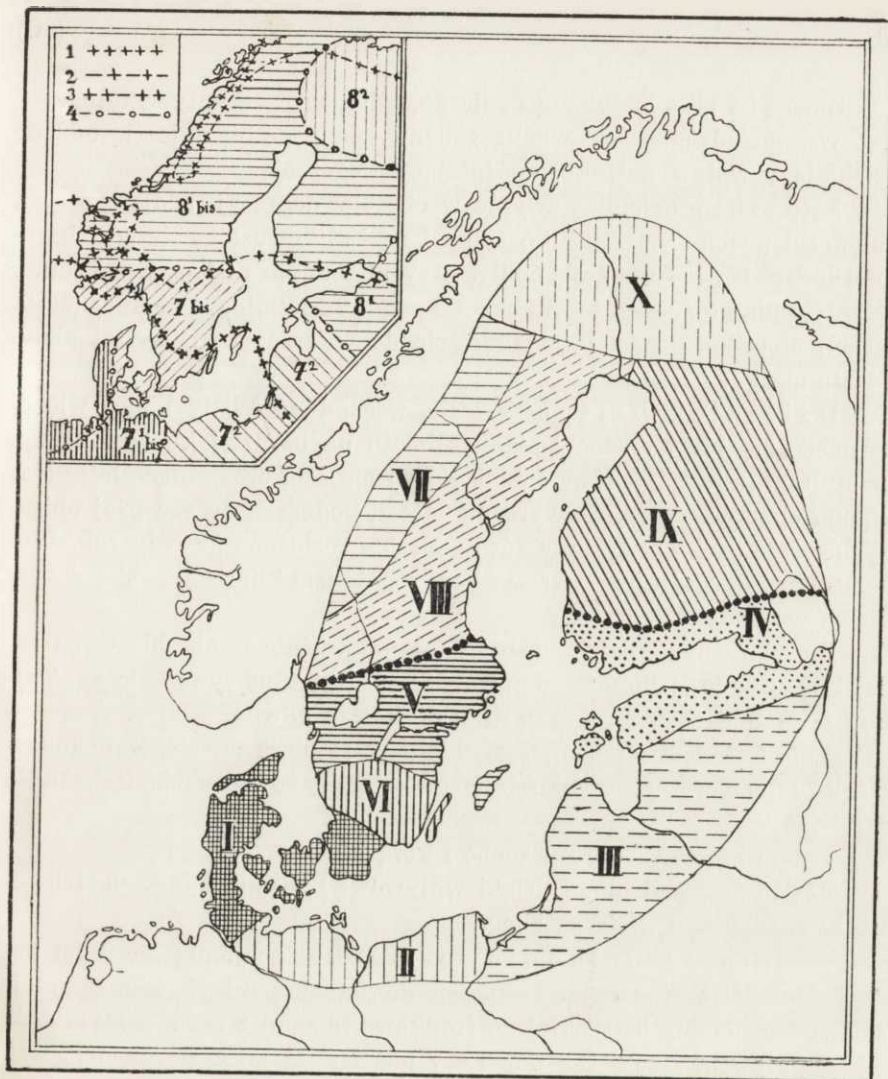


Fig. 8. Podział klimatyczny obszaru Bałtyckiego, według E. Nehls.
Régions climatiques de la Baltique.

Dzielnice: *Régions*: I. — atlantycka, — *atlantique*. II. — pomorska, — *de la Poméranie*. III. — bałtycka, — *baltique*. IV. — południowo-fińska, — *finlandaise méridionale*. V. — południowo-szwedzka, — *suédoise méridionale*. VI. — Smålandu, — *du Småland*. VII. — środkowo-szwedzka, — *de la Suède intérieure*. VIII. — Norrland'u, — *du Norrland*. IX. — środkowo-fińska, — *de la Finlande intérieure*. X. — lapońska, — *laponaise*.

Na mapie bocznej — *sur la carte à côté*.

1 — granica między strefą klimatyczną buku a dębu (wg K ö p p e n'a); 2 — granica między strefą klimatyczną dębu a brzozy (wg K ö p p e n'a); 3 — granica między strefą klimatyczną brzozy a tundry (wg K ö p p e n'a); 4 — granice stref klimatycznych w podziale dziesiętnym G o r c z y ń s k i e g o .

1 — *limite entre la région climatique du hêtre et du chêne (K ö p p e n)*; 2 — *limite entre la région climatique du chêne et de la bouleau (K ö p p e n)*; 3 — *limite entre la région climatique de la bouleau et la tundra*; 4 — *limites des régions climatiques de la division décimale de G o r c z y ń s k i*.

Zima jest albo łagodna-oceaniczna, albo surowa-kontynentalna.

Wiosna odznacza się wielką zmiennością pogody; daje się odczuć oziębiający wpływ Bałtyku, opóźniający wegetację.

Lato zastaje dzielnicę zwykle w obrębie depresyj i dlatego jest chłodne i pochmurne. Rzadko tylko i na krótko ustala się wyż barometryczny i wtedy panują upały, przy pogodnym niebie. Dużo burz.

Jesienią po początkowym okresie pogody spokojnej i pięknej (złota jesień) stopniowo następuje przejście do wietrznej i dżdżystej zimy. Częste mgły.

Dzielnica bałtycka. Na wschód od Wisły mniej więcej zaznacza się już wyraźna zmiana klimatu na bardziej kontynentalny; mamy tam prawdziwe zimy ze śniegiem i mrozem oraz gorące lata. Maximum opadów występuje wyraźnie latem, podczas gdy w wyżej opisanych dzielnicach opady były równomiernie rozłożone na cały rok. Wobec zaplecza rosyjskiego wzrasta kontynentalizm klimatu szybko w kierunku wschodnim.

Zimą przebywa dzielnica bałtycka przeważnie w obrębie wyżu rosyjskiego; panują długotrwałe mrozy, leży gruba pokrywa śnieżna. Tylko przy nadejściu depresyj nastaje częściowa odwilż.

Wiosna nastaje późno, jest chłodna. Dopiero po stopieniu lodów i śniegu temperatura szybko wzrasta, jednak nawroty zimna są dość częste.

Latem częste są okresy suche i gorące.

Jesień jest opóźniona dzięki wpływowi Bałtyku i przechodzi powoli w dżdżystą i wietrzną zimę.

Dzielnica południowo-fińska obejmuje szerokim pasem zatokę fińską, sięgając na północ do Salpausselki. Ma klimat przejściowy z dzielniczy bałtyckiej do środkowo-fińskiej z zaznaczonym dość silnie wpływem zatoki fińskiej. Leży ona na szlaku częstych depresyj, dlatego więcej tu wiatrów południowych, mgieł i zachmurzenia.

Zima opóźnia się o kilka tygodni, potem lód ścina zatokę Fińską na kilka miesięcy — aż do kwietnia.

Latem zalewają dzielnicę tę naprzemian powietrze nagrzane i suche z Rosji oraz chłodne powietrze morskie, przynoszone przez depresje.

Dzielnica Szwecji południowej zajmuje obniżenie na osi wielkich jezior. Tędy obierają sobie drogę depresje, przeciskające się między południowym krańcem gór Skandynawskich a wyniesieniem Smalandu. Depresje przychodzą tu w stadium młodszym niż do zatoki fińskiej, mają większy zapas ciepłego powietrza, dają więc więcej opadu. Dzielnica ta obok atlantyckiej ma najwięcej cech klimatu morskiego.

Latem częste depresje przynoszą ochłodzenie i powodują burze przy zetknięciu się chłodnego powietrza morskiego z nagrzanym kontynentalnym.

Jesień ma początek dżdżysty, po czym nastaje okres pięknej pogody, następnie depresje napowrót powodują pogodę wilgotną, mglistą z silnymi wiatrami.

Wiosna jest przeważnie sucha; kilkakrotnie następują wtargnięcia powietrza arktycznego z wyżu nad Laponią.

Dzielnica Smålandu. Dzielnica ta, zawdzięczająca swe wyróżnienie wyniesieniu nad poziom morza, ma klimat morski, częste mgły i duże zachmurzenie. Wyniesienie nad poziom morza powoduje odsuwanie depresji na północ, ale zaostrza klimat.

Klimat pozostałych dzielnic, leżących na północ od równoleżnika 60°, kształtuje się pod wpływem szeregu innych czynników. Najważniejszym jest wał gór Skandynawskich, stanowiący zaporę dla większości depresji barometrycznych z nad Atlantyku. Depresje te czasem się wypełniają, tracąc wszystką wilgoć na zachodnich stokach gór i wtedy do wnętrza Szwecji płynie już powietrze suche. Jeżeli depresje omijają góry od południa, to nad obszar północnego Bałtyku płynie suche powietrze w Laponii. Rzadko tylko depresje obierają sobie tor wzdłuż Bałtyku na północ, przynosząc nad obszary te powietrze morskie. Z innych czynników oddziałujących na klimat wymienić należy: dużą szerokość geograficzną, większą stosunkowo masę lądów sąsiednich i bliskość Laponii. W całości więc obszar ten jest zdecydowanie kontynentalny, choć w szczególności są spore różnice.

Dzielnica Szwecji środkowej, jako leżąca w cieniu gór i zdala od Bałtyku, otrzymuje mało opadów, wiatry są słabsze; mamy tu dużą składową kontynentalną klimatu. Zimy są surowe przy pogodnym niebie. Lata są niezbyt gorące, ale równie pogodne i suche. Amplituda roczna temperatury wynosi 24°.

Dzielnica Norrlandu, opadająca pod względem orograficznym tarasami do zatoki Botnickiej, która wywiera łagodzący wpływ na jej klimat, ma sporo cech przejściowych. Wilgotność maleje ze wschodu na zachód i w tym samym kierunku, od morza ku górą, rośnie kontynentalność klimatu. Norrland ma najwięcej pogodnych dni z całej Szwecji.

Zimą jest mało słońca, a przez 6 miesięcy śnieg i lód pokrywają ziemię. Sięga tu wyraźny wpływ antycyklonu lapońskiego, sphywa mroźne powietrze arktyczne.

Wiosna jest sucha i zimna. Śniegi tają z końcem kwietnia, po czym następuje szybki wzrost temperatury.

Lato jest gorące, suche i pogodne przy słabych wiatrach.

Jesień trwa krótko; w październiku zwykle szybko przychodzi zima.

Dzielnica środkowo fińska. Już samo położenie dzielnicy fińskiej na północy i wschodzie naszego obszaru warunkuje znaczną kontynentalność klimatu, która jest spotęgowana dzięki szerokiemu połączeniu z zapleczem — Rosją, skąd, niepowstrzymane żadnymi górami, docierają silne akcenty klimatu kontynentalnego. Depresje barometryczne, wyczerpawszy zapasy swej energii, mało tu już kształtują oblicze pogody. Główną cechą jest: długa zima, krótkie lato, krótkie pory przejściowe.

Zima scharakteryzowana jest małą ilością usłonecznienia; mróz ustala się od listopada, po czym przez pięć miesięcy kraj spowity jest grubą powłoką śniegu.

Wiosna jest zimna, śnieg bardzo powoli topnieje i znika. Jeszcze w kwietniu bywają temperatury — 30°.

Lato jest bardzo ciepłe, dużo słońca. Od września robi się szybko zimno i w październiku po dżdżystej pogodzie nastaje zima.

Dzielnica lapońska. O klimacie dzielnicy lapońskiej decyduje przede wszystkim położenie na dalekiej północy. Okresowe zmiany w otrzymywaniu światła słonecznego i ciemności wyrażają się w fizjonomii kraju. Zimą brak insolacji zupełnie, nadto jest silne wypromieniowanie przy pogodnym niebie; latem długotrwała insolacja — dają w sumie znaczne przeciwieństwo klimatyczne, wyrażające się także w szybkim przejściu z zimy do lata i z lata do zimy, z krótkimi porami przejściowymi. Na wschodnich stokach gór Skandynawskich leży jeden z ośrodków zimna Skandynawii, w którym średnia temperatura stycznia wynosi — 16°. Dzielnica lapońska jest także najsuchszą częścią obszaru Bałtyckiego, otrzymując tylko około 250—300 mm opadu rocznie.

Zima jest długa; śnieg leży od października przez 7 miesięcy, mrozy dochodzą przy słabych ruchach powietrza do — 45°, czasami tygodniami utrzymując się poniżej — 20°. Rzadko pod wpływem depresji, posuwającej się wzdłuż wybrzeży Oceanu Lodowatego, zdarza się ocieplenie. Mogą być wtenczas skoki temperatury o 40 stopni w ciągu 2 dni.

Wiosna przychodzi późno, gdy na południu już dawno śniegi stały. Trwa krótko. Jeszcze w marcu i kwietniu idą z tej dzielnicy fale zimnego powietrza do Szwecji.

Lato trwa krótko, szybko nastaje. W lipcu temperatury osiągną + 25, a nawet 30°.

11. WPLYW KLIMATYCZNY BAŁTYKU.

Morze Bałtyckie nie wyciska tak wybitnego piętna klimatycznego na otaczających go obszarach, jak np. Śródziemne. Jest ku temu kilka powodów: 1) Morze Śródziemne jest o wiele większe, rozciąga się równoleżnikowo, zaś mały Bałtyk posiada znaczną rozciągłość z południa na północ poprzez 12° szerokości geograficznej, leży w różnych strefach usłonecznienia. 2) Wpływ sąsiednich klimatów na obszar Bałtyku jest dość znaczny i przeważa na ogół oddziaływanie klimatyczne masy wodnej Bałtyku na otoczenie. Od wschodu nie ma gór, któreby powstrzymywałyby potężny wpływ masywu kontynentalnego Rosji; wpływ morski dzięki ogólnemu kierunkowi cyrkulacji atmosferycznej z zachodu na wschód jest częściowo tylko wstrzymywany przez góry Skandynawskie, częściowo dostaje się dość daleko nad obszar bałtycki. Morze Śródziemne natomiast jest od północy i od zasięgu zimnych klimatów północnych osłonięte wysokimi łańcuchami Alp i Karpat. 3) Morze Bałtyckie jest płytkie, słodkie, dlatego łatwo zamarza i oddziałuje potem jak wielki obszar pokryty śniegiem, natomiast morze Śródziemne posiada w całej swej olbrzymiej masie wody od powierzchni do głębokości 4000 metrów, przez cały rok jednostajną temperaturą 13,8°.

Morze Bałtyckie odsuwa zasięg klimatu kontynentalnego o kilka stopni długości na wschód, przez co klimat przejściowy z atlantyckiego do kontynentalnego zajmuje większy obszar. Niektóre gatunki roślin sięgają wąskim pasem wzdłuż wybrzeża dalej na północ niż w głębi lądu.

Aby odpowiedzieć na pytanie, jak daleko sięga w głąb lądu łagodzący wpływ morza Bałtyckiego, K o l a c k (55) przeprowadził odpowiednie obliczenia na przykładzie opóźnienia wiosny (i wegetacji) i przedłużania jesieni. W tym celu wykonał on szereg profilów termicznych normalnie do wybrzeża i w wyniku otrzymał dla brzegu południowego i wschodniego linię następującą: Bremen — Göttingen — Erfurt — Lipsk — Poznań — Warszawa — Kłajpeda, jako granicę zasięgu klimatycznego Bałtyku południowego. Na brzegu wschodnim natomiast wpływu takiego nie mógł znaleźć, ani na przekroju Wilno — Kłajpeda, ani Wilno — Ryga, ani Uleaborg — Kuopio.

Łagodzący wpływ Bałtyku wyraża się w zmniejszeniu amplitudy temperatury, w znacznym skróceniu trwania zimy (zima na Helu trwa średnio o 40% krócej w stosunku do Warszawy) (53), w obniżeniu liczby dni mroźnych i bardzo znacznym zmniejszeniu dni upalnych, wreszcie w opóźnianiu wiosny i przedłużeniu jesieni.

Nagromadzone w wodzie Bałtyku w ciągu lata ciepło oddawane jest jesienią i wczesną zimą otoczeniu, Bałtyk działa wtedy jako regulator ciepła i podnosi nieco temperatury w pasie wybrzeżnym. Jak jednak wykazują badania szczegółowe, wpływ ten nie sięga daleko, najwyżej na kilkadziesiąt kilometrów i jest np. znacznie słabszy niż morza Północnego. Nagrzana masa wody, po oddaniu ciepła otoczeniu, w ciągu zimy przekształca się w masę wyziębioną, oddziałującą wiosną hamująco na wegetację w pasie przybrzeżnym. Co prawda jeszcze izotermie stycznia wykazują lekkie wygięcie ku północy. Większa ilość pary wodnej nad morzem osłabia wypromieniowanie w ciągu nocy, ciepło utrzymuje się dłużej w warstwach dolnych niż nad lądem.

Według Troll'a (67) wpływ Bałtyku na wegetację krajów przylegających rozciąga się tylko na 20—30 km w głąb lądu, podczas gdy np. morza Północnego do 100 km.

Wbrew dawniejszym przekonaniom o łagodności klimatu Bałtyku, niedawne pomiary kompleksyjnej wielkości klimatycznej, tzw. „wielkości ochładzania” (utrata ciepła przez ciało o temperaturze ciała ludzkiego) wykazały, że klimat Bałtyku można nazwać łagodnym tylko w pewnych porach roku — jesienią i zimą, czyli wtedy, gdy woda oddaje zapas swego nagromadzonego ciepła otoczeniu, natomiast zimą w pewnych okresach silne wichry, towarzyszące wtargnięciom mas powietrza arktycznego powodują znaczne ochłodzenie i utratę ciepła.

Z powyższego widać, że tak w jednym jak i drugim przedstawieniu zarysu klimatycznego Bałtyku i obszarów otaczających go, widzimy silnie zaakcentowaną przejściowość i to tak z południa na północ jak i z zachodu na wschód. Może to posłużyć jako cecha wyróżniająca go z krain naturalnych Europy północnej.

Przy ustaleniu stref klimatycznych dobiera się zwykle cechy różniczkujące do warunków na lądach; morza i oceany są zwykle elementem zakłócającym pasowy układ stref i psują ciągłość granic klimatycznych, zachowując się całkiem odmiennie pod względem meteorologicznym. Nieco inaczej jest z naszym Bałtykiem. Jako obszar ścierania się kilku wpływów klimatycznych, musi zachować się dość biernie i do walki tej wnosi tylko skromne akcenty lokalne.

L I T E R A T U R A.

51. H. B o h n s t e d t: Die thermische Kontinentalität des Klimas von Nordeuropa. Met. Ztschr., H. 2, 1932.
52. W. G o r c z y ń s k i: O podziale klimatycznym Europy. Przegl. Geograf. XIV, zes. 1—2, 1934.

53. Z. Kaczorowska: Warunki klimatyczne polskiego wybrzeża Bałtyku. Wiadom. Meteor. i Hydr., 7—12, 1934.
54. M. Kaiser: Land- und Seewinde an der deutschen Ostseeküste. Ann. d. Hydr. u. mar. Met. 1907.
55. F. Kolaček: Wie weit dringt der Ostseefrühling vor. Meteor. Ztschrft. 44, 1927.
56. W. Köppen: Niederschlag auf der Ostsee. Ann. d. Hydr. u. mar. Meteor., 1922.
57. W. Köppen: Typische und Übergangsklimate. Meteor. Ztschrft. 46, 1929.
58. W. Köppen: Grundriss der Klimakunde. Berlin, 1931.
- 59a. W. Köppen-Geiger: Handbuch der Klimatologie, Band III, Teil L.: „Klima von Nord-West-Europa“ von B. Birkeland u. N. Föyn. Berlin, 1932.
- 59b. — ibidem, Teil M.: „Klimakunde von Mittel- und Südeuropa“, von E. Alt. Berlin, 1932.
60. W. Korhonen: Niederschlagskarten von Fennoskandia. Mittlg. d. Met. Ztrlanst. Finnl. XVI, 1925.
61. E. Lindskog: On the geographical distribution of fog in Sweden. Geogr. Annaler, H. 1, 1931.
62. E. Nehls: Das Klima des Ostseegebietes. Versuch einer dynamischen Klimatologie. Jhrb. d. Pom. Geogr. Ges. Greifswald. 51/52, 1933/34.
- 62a. K. Pakštaz: Le Climat de la Lituanie, Klaipeda, 1926.
63. L. Paromenskij: Über die Verteilung der Nebel über der Ostsee. Met. Ztschrft. 1884.
64. A. Peppler-F. Hummel: Die mittleren und maximalen Schneehöhen in Skandinavien, Finnland und im ostbaltischen Gebiet. Petermanns Mitteilg. 80, H. 3—4, 1934.
65. — Segelhandbuch für die Ostsee, Reichsmarineamt, Berlin, 1906.
66. R. Rudovic: Tumany Bałtyjskogo moria. Meteor. Wiestnik, 32, 1912.
- 66a. T. Sulimirski: Osadnictwo i ruchy etniczne a klimat. Roczniki Dziejów Społecznych i Gospodarczych. Tom III, Lwów, 1934.
67. K. Troll: Der klimatische Einfluss der Ostsee auf die Vegetation ihrer Randländer. Vrhdl. d. 21 Deutsch. Georg. Tgs. Berlin, 1926.
68. H. Voigts: Das Klima der Ostsee unter besonderer Berücksichtigung der Lübecker Bucht. Geogr. Anzeiger, Jhr. 34, 1933.
69. A. Wallen: Climate of Sweden. Stockholm, 1930.
70. G. Wersen: La durée de la couche de neige sur la pleine de Suède. Geogr. Annaler, X, 1928.
71. Referaty i prace zbiorowe Konferencyj Hydrologicznych Państw Bałtyckich z lat: 1926 w Rydze, 1928 w Tallinnie, 1930 w Warszawie, 1933 w Leningradzie i 1936 w Helsinkach.

R É S U M É.

La mer Baltique a été depuis longtemps l'objet d'investigations hydrographiques et climatologiques. Mais ces recherches n'avaient pas un caractère continu et systématique; elles étaient dûes aux travaux des services hydrographiques des pays environnants. Bientôt on arriva à la conclusion, qu'il faudra réunir les efforts de ces pays pour arriver à une connaissance des éléments physiques de la mer. C'est alors qu'on a pris l'idée d'une collaboration internationale dans le domaine des recherches hydrographiques. Grâce à l'initiative de l'hydrographe norvégien O. Petterssen fut créée en 1902 la Commission Internationale pour l'Exploration de la Mer avec un organe exécutif nommé „Conseil Permanent”, qui publie les données dans son Bulletin Hydrographique. La Baltique a été divisée en régions, dont chacune a été attribuée à un des états environnants. On unifia les instruments, les méthodes et les horaires des observations. Des années de travail assidu ont suivi; divers états ont même doté des bateaux hydrographiques pour effectuer quatre fois par an des mesures de température, salinité, teneur des gazs, courants etc sur des points fixés. Les résultats d'une telle collaboration, appliquée pour la première fois, ont été considérables et ont donné un aperçu sur les conditions halino-thermiques, dynamiques et faunistiques de la mer Baltique (1, 17, 18, 26).

La guerre mondiale a interrompu les travaux, qui ont été repris en 1918, mais sous une autre forme. C'est en Lettonie en 1926 qu'on a pris aussi l'initiative de créer un organisme scientifique dans le domaine de l'hydrologie continentale et maritime — les Conférences Hydrologiques des Etats Baltiques, qui se réunissent tous les 2—3 ans et sont devenues l'organe centralisant les recherches hydrologiques de la mer Baltique (71).

Les problèmes actuels sont les suivants: les variations du niveau et le bilan hydrologique, tous les deux étant liés aux mouvements tectoniques postdiluviaux (2, 4, 5, 34, 38, 40, 49, 50). Si le continent fennoscandinave s'élève, il faut que l'eau s'écoule du bassin de la mer Baltique. Ainsi les mesures de l'échange d'eau avec l'Océan, effectués dans les détroits danois sont d'une importance particulière (20, 21, 36). On remarque, que le mécanisme des détroits est comparable à une soupape. L'eau océanique, salée et lourde, ne peut surpasser les seuils des détroits et entrer dans la Baltique, que dans les conditions météorologiques favorables, l'eau fraîche cependant de la surface de la Baltique peut sortir seulement avec le courant résultant. Les quantités d'eau participant à l'échange sont connues d'une façon globale.

Quant au bilan hydrologique, on constate d'abord le manque complet d'observations d'évaporation. Les bilans établis jusqu'à ce jour (2, 34, 38, 40) ont montré que les hauteurs des précipitations et de l'évaporation se tiennent en équilibre, alors l'écoulement du bassin tributaire à la Baltique doit sortir à l'océan.

En ce qui concerne la connaissance du climat de la région Baltique, il existe plusieurs monographies des pays environnants la Baltique (59, 69) mais il n'y a qu'une seule description du climat au-dessus de la mer elle-même, (65) destinée aux navigateurs. Le manque d'uniformité des observations ne permet pas une synthèse climatique en ce moment. Il faut citer un essai d'établissement d'une climatographie dynamique, dont résulte une subdivision de la Baltique en régions climatiques (62).

Jusqu'à 1918, les recherches hydrographiques et climatologiques le long du littoral polonais de la Baltique ont entré au programme de l'Allemagne. Elles ont été interrompues et ne furent reprises qu'en 1926, époque à laquelle notre Laboratoire Maritime de Pêche a commencé d'effectuer des mesures de la température d'eau à diverses profondeurs (13). Outre la vérification de la formation des couches isothermiques, ces mesures ont démontré des variations non périodiques de la température — en fonction de la direction et de la force des vents (vents positifs, vents négatifs, influence maritime et continentale). Une relation se montra entre les variations du niveau de la mer sur la côte méridionale de la Baltique et la direction des vents sur la Baltique et dans la mer des Beltes (14).

Les travaux sur la salinité d'eau au Golfe de Dantzig ont été repris en 1928 (8, 19) — pour ne pas parler de quelques évaluations de la salinité à la surface du Golfe de Puck (46). Etant donné, que ces mesures étaient adaptés au programme international, on a pu les comparer avec les recherches allemandes effectuées depuis 1902 au point international D 12 du réseau de la Commission Internationale de l'Exploration de la Mer.

La plus grande salinité au Golfe de Dantzig apparaît en hiver, le minimum au mois de Mai; on a démontré l'influence des eaux de la Vistule et aussi celle de l'océan, quoique lointaine. En connexion avec les conditions halino-thermiques reste la distribution des courants, dont la résultante est dirigée le long de la côte de l'ouest à l'est, mais possède un embranchement vers le côté intérieur de la péninsule de Hel (14).

Depuis 1931 on a organisé des recherches hydrologiques à une échelle plus grande, à savoir de la part de la Section Hydrologique de l'Observatoire Maritime à Gdynia (19). L'introduction des mesures

journalières de température avec prise d'eau pour l'évaluation de la salinité permettra dans un prochain avenir d'expliquer les variations à courte période. Dans le même but on a installé deux thermographes de surface; un troisième a été ajusté à une profondeur de 42 mètres, laquelle est caractéristique pour les conditions au Golfe de Dantzig. Outre cela, on procède trois fois par mois à l'exécution des profils thermiques à travers la partie occidentale du Golfe de Dantzig, entre Gdynia et Hel. A cette occasion on détermine la salinité, la vitesse et la direction des courants à diverses profondeurs. Le résumé de ces observations a montré (19), que les variations de la température dépendent de l'afflux de l'eau froide pendant la période de dégel, de l'afflux des eaux de la Vistule, ainsi que des conditions météorologiques.

A part des observations régulières aux stations côtières, l'Observatoire Maritime a commencé des recherches en plein mer. C'est en 1934 qu'on a organisé une expédition hydrologique à la „Mittel Bank (16). Cette banquise n'est couverte que par 12 mètres d'eau; elle présente des terrains pour la pêche. L'expédition a constaté un changement du contour de la banquise, dû au courant „baltique”.

C'est en 1935 qu'on a chargé aussi les bateaux de la marine marchande d'exécuter des mesures de température et de salinité le long de leurs trajets de Gdynia vers le Golfe de Bothnie et vers l'ouest. Ces trajets correspondent à peu près au méridien et au parallèle, ce qui a permis d'étudier la distribution presque synoptique de la température et de la salinité. En résultat on a pu établir une division de la mer Baltique selon les conditions physiques de l'eau (19).

MIECZYŚLAW KLIMASZEWSKI.

Z morfologii doliny Sanu między Leskiem a Przemyślem.

(Zur Morphologie des Santales zwischen Lesko und Przemyśl).

Wstęp. Badanie tarasów rzecznych pozwala nie tylko na odtworzenie historii danej doliny, ale przede wszystkim umożliwia poznanie charakteru i przebiegu ruchów górotwórczych. W Karpatach fliszowych tarasy są jedynym kryterium i środkiem dla poznania ich przebiegu; zróżnicowane bowiem nawet na niewielkich przestrzeniach stosunki petrograficzne (odporność skał) nie pozwalają na wnioskowanie z nachylenia zboczy o intensywności i przebiegu ruchów górotwórczych.

Celem tej pracy jest głównie określenie na podstawie przebiegu tarasów i poziomów charakteru najmłodszych, plioceńskich ruchów górotwórczych. Pojęciem tarasu objęto tu zgodnie z przeważającymi poglądami załomy w zboczach dolinnych pochodzenia erozyjnego, możliwe z pokryciem akumulacji rzecznej, stałe lub fragmentarycznie występujące wzdłuż (z biegiem) doliny.

Korzystając z tego, że dolina Sanu od Leska po Przemyśl została częściowo zbadana geologicznie, zajęto się też zależnością przebiegu i rzeźby doliny od budowy geologicznej a raczej petrograficznej.

W pracy niniejszej o charakterze morfologicznym pominięto prawie całkowicie zagadnienie dyluwium doliny Sanu, jakkolwiek obserwacjom nad utworami dyluwialnymi w tej dolinie poświęcono najwięcej uwagi. Wyniki tych obserwacji zostaną przedstawione w pracy, poświęconej tylko okresowi dyluwialnemu.

Badania terenowe zostały przeprowadzone częściowo dzięki subwencji, otrzymanej z funduszu na badania naukowe Oddz. Krakowskiego Pol. Tow. Tatrzańskiego.

San posiada 444 km. długości; z tego na bieg górski i pogórski przypada 279 km, na bieg nizinny 165 km. San wypływa z karpackiego grzbietu wododzielnego w Siankach w wys. 843 m n.p.m. Zrazu przełamuje się przez regularne pasma Bieszczadów, od ujścia Solinki odgranicza Bieszczady od Beskidu Niskiego a od Przemyśla wpływa na nizinę Podkarpacką dążąc ku Wiśle. Jest to ostatni na wschodzie karpacki dopływ Wisły. San posiada największe z rzek karpackich dorzecze, obejmujące 16,779 km². Dorzecze Sanu jest asymetryczne: w obszarze górskim i pogórskim przeważają dopływy lewoboczne, zachodnie: jak Solinka, Oslawa i Wisłok, z prawej strony uchodzi tylko Wiar. Natomiast na nizinie Podkarpackiej przeważają dopływy prawoboczne, wschodnie, jak Wisznia, Szkło, Lubaczówka, Tanew, na wyraźną niekorzyść strony przeciwnej.

W badanym odcinku od Leska po Przemyśl, San płynie w dolinie o dosyć jednolitym charakterze; można tu jednak wydzielić występujące naprzemian, krótkie zazwyczaj odcinki *przełomowe* i *nieckowate*. Poniżej Leska San tworzy ostry zakręt i płynie aż po Sobień w kierunku pn.-wsch.: „przełom Leski”, stąd skręca ku zach. i pn.-zach. wijąc się w szerokiej „niecce Sanockiej”. Od Trepczy po Mrzygłód płynie krętym o kształcie litery S „przełomem Międzybrodzkim”. Dalej zmienia swój zasadniczy kierunek wsch. na pn. (do Łodziny), a następnie pn.-zach. (po Temeszów), płynąc cały czas w szerokiej „niecce Mrzygłodzkiej”. Pod Temeszewem przedziera się krótkim przełomem i wpływa w „kotlinkę Jabłonicy”; stąd skręca ku pn. i płynie doliną o charakterze przełomowym o dnie to wąskim, to nieco szerszym aż po Dynów. Od Dynowa zmienia się zasadniczy kierunek Sanu z południkowego na równoleżnikowy. Zrazu płynie on aż do Bachórea w szerokiej „niecce Dynowskiej”, po czym zakręcając ku pd.-wsch. i na pn.-wsch. wpływa w piękny „przełom Polchowski”. Od Ruskiej Wsi płynie San w „niecce Dubieckiej” a koło Bachowa przełamuje się, zakręcając równocześnie ku pn. Poniżej wpływa w „nieckę Babicką”, by znów przełamywać się pod Ruszelczycami. Skręcając ku pd.-wsch. płynie w „niecce Krzywczy” a następnie „przełomem Mielniowskim” o dwóch pętlicach koło Chołowic i Krasic. Dalej płynie w „niecce Krasiczyńskiej” ku pn. i przełamuje się pod Wapowcami. Stąd San zakręca ku pd. w „nieckę Ostrowską” a zmieniając kierunek na wsch. przełamuje się po raz ostatni pod Przemyślem.

B a d a n i a g e o l o g i c z n e. W ostatnich latach zostały opracowane pod względem geologicznym okolice Sanoka (4, 5, 6, 10), obszar między Łodziną a Dynowem (19, 22, 23, 24) oraz między Mielniowem a Przemyślem (11, 12). Dla poznania budowy geologicznej pozosta-

łych części doliny Sanu musiano posługiwać się starymi mapami geologicznymi (3, 21,) oraz sprawozdaniami z badań wykonanych w ostatnich czasach przez geologów P. I. G. (1, 15, 24). Opierając się na powyższym materiale wydzielono na tym obszarze kilka kompleksów skał o różnej odporności. Większe rozprzestrzenienie posiadają w tym

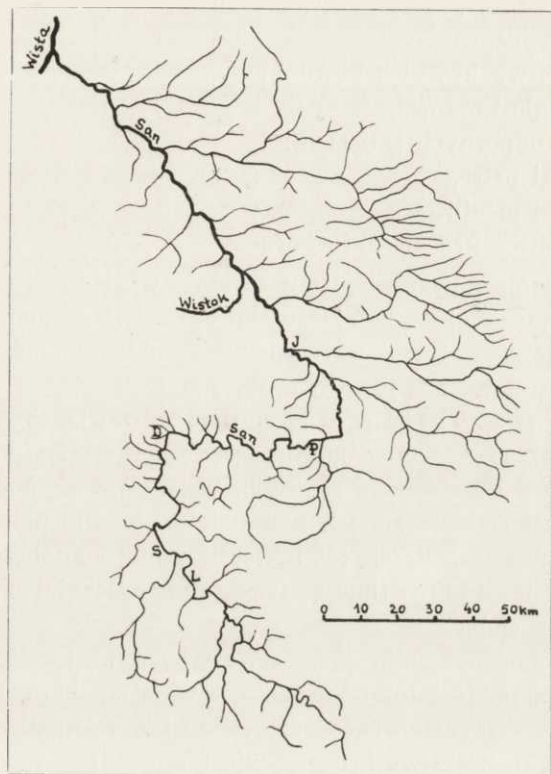


Fig. 1.

Sieć rzeczna Sanu — *Wassernetz des Sanflusses*.

L = Lesko, S = Sanok, D = Dynów, P = Przemyśl, J = Jarosław.

obszarze: kreda typu śląskiego (po Międzybrodzie), warstwy inoceramowe (poniżej Mrzygłodu), piaskowiec jamneński, łupki pstre, łupki menilitowe i warstwy krośnieńskie, ponadto małe powierzchnie zajmują margle i łupki kredowe.

Skalę odporności zestawiono uwzględniając: jakość i rodzaj skały, utawicenie, lepiszcze, wielkość ziarna i stopień spękania; brano przy tym pod uwagę nie poszczególne ławice a odporność całych kom-

pleksów. Do skał bardziej odpornych na czynniki zewnętrzne (wietrzenie, unoszenie, erozję) zaliczono:

- 1) piaskowiec górno kredowy (typu śląskiego),
- 2) piaskowiec jamneński,
- 3) warstwy inoceramowe;

do skał średnio odpornych zaliczono:

- 1) eoceńskie piaskowce krzemieniste,
- 2) rogowce,
- 3) warstwy krośnieńskie dolne,
- 4) margle kredowe;

do skał mało odpornych zaliczono:

- 1) łupki pstre,
- 2) łupki menilitowe,
- 3) warstwy krośnieńskie górne.

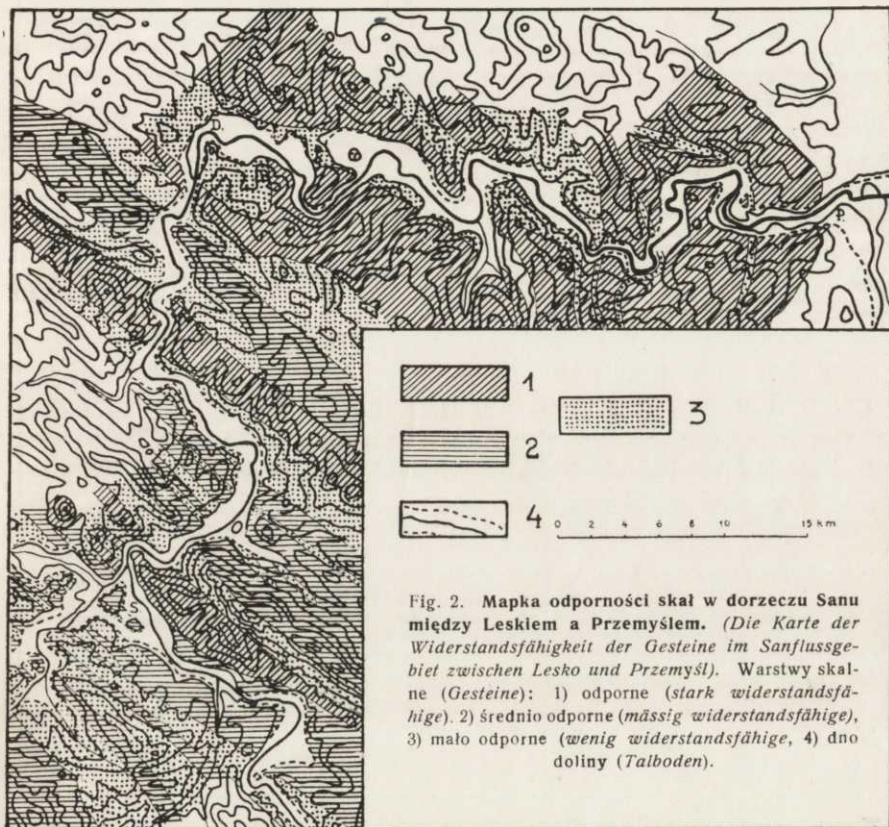
Klasyfikacja powyższa jest naturalnie względna i odnosi się tylko do omawianego obszaru. Dostępne opracowania geologiczne (kartograficzne i opisowe) wykorzystano dla zrobienia „mapy odporności skał” w dolinie Sanu i najbliższym otoczeniu.

Tektonika badanego terenu przedstawia się dosyć prosto. Obszar od Leska po Dynów buduje szereg regularnych siodał, oddzielonych łękami o przebiegu z pn.-zach. na pd.-wsch.; poniżej Dynowa aż po Przemyśl zmienia się ich kierunek na prawie południkowy. Na wsch. od Dynowa zmienia się też tektonika; miejsce dobrze wykształconych antyklin i synklin zajmują, szczególnie w części brzeżnej, skiby ponasuwane na siebie.

W jądrach siodał znajdują się utwory kredowe (po Mrzygłód kreda typu śląskiego, poniżej tej miejscowości warstwy inoceramowe). Otulone są one na skrzydłach eocenem pstrym i warstwami menilitowymi, w łękach zalegają warstwy krośnieńskie (oligocen).

Naprężenie kompleksów skał bardziej i mniej odpornych warunkuje występowanie wzdłuż Sanu odcinków dolinnych przełomowych i nieckowatych. Odcinki przełomowe posiadają wąskie dno i strome zbocza, odcinki nieckowate wyżłobione w warstwach mało odpornych cechuje szerokie dno i zbocza łagodniejsze, a niekiedy zupełnie poлогіe. Nachylenie zboczy nie jest jednak cechą istotną dla określenia charakteru doliny przełomowej czy nieckowatej. Dolina bowiem Sanu, podobnie jak doliny innych rzek karpaccich, przedstawia typ *doliny skrzynekowej* (Kastental) o dnie płaskim i dosyć stromych zboczach, przechodzących wyraźnym i ostrym załomem w powierzchnię wierzchwinową. Taka forma dolinna jest wynikiem przeważającej erozji bocznej, która w odcinkach o małej odporności skał więcej

rozszerzyła dno dolinne aniżeli w obszarach o odporności większej. Dziś dno doliny zajmują tarasy akumulacyjne, w których jest wyłobione obecne koryto rzeki. Tylko na niewielkich przestrzeniach podcina rzeka bezpośrednio zbocza doliny a jedynie w czasie bardzo wysokich wodostanów (powyżej 5 m nad poziom normalny) podmywa ona stoki i unosi zwietrzały i zesunięty, względnie splukany materiał, na-



gromadzony u ich stóp (9). Obecnie dolina rozszerza się nieznacznie, natomiast intensywnie postępuje niszczenie zboczy, ich łagodzenie, w czym główny udział biorą denudacja i ruchy masowe. Dolina Sanu znajduje się zatem w stadium, kiedy ustaje już wskutek zasypania dna doliny erozja boczna a nie postąpiła jeszcze daleko denudacja.

Nie tylko formy doliny Sanu są związane z materiałem skalnym, ale częściowo i jej przebieg. Wprawdzie zasadniczy przebieg doliny Sanu między Leskiem a Przemyślem jest niezgodny z budową geologiczną, istnieją jednak odcinki, w których dolina posiada kierunek

zgodny z biegiem warstw i została wyżłobiona w materiale mało odpornym, wypełniającym łęki. Tu należy zaliczyć nieckę Sanocką, wyżłobioną w łupkach pstrych, warstwach menilitowych i warstwach krośnieńskich, dolinę nieckowatą między Dobrą Szlachecką a Jabłonicą Ruską, wyżłobioną głównie w łupkach menilitowych oraz odcinki niec-

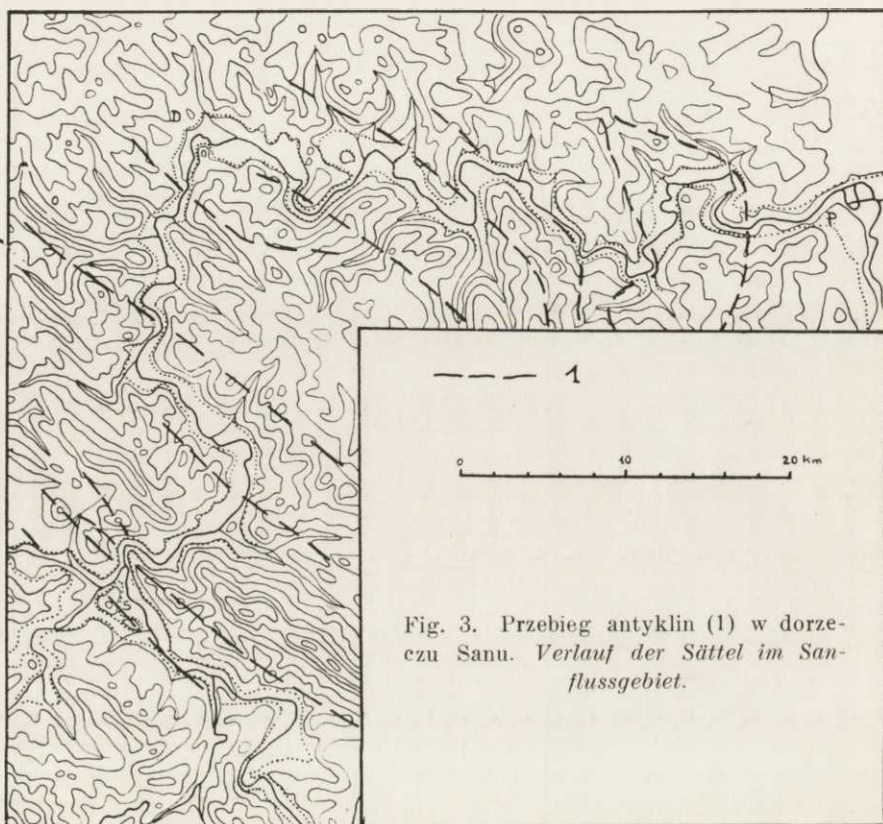


Fig. 3. Przebieg antyklin (1) w dorzezu Sanu. *Verlauf der Sättel im Sanflussgebiet.*

kowate między Dynowem a Bachórcem i między Dubieckiem a Bachowem. Budowa geologiczna warunkowała też kręty bieg doliny między Dynowem a Przemyślem (patrz rozdz. o meandrach).

Odcinki przełomowe doliny Sanu, zazwyczaj wyżłobione w utworach bardziej odpornych, przedzierają się przez te warstwy najkrótszą drogą, przy czym niewątpliwie wyzyskują wszelkiego rodzaju dyslokacje i spękania. Ciekawy np. zakręt przełomu Międzybrodzkiego powstał wskutek przesuwania (ześlizgiwania) się ku pn. koryta wcinającego się Sanu po zapadającym ku pn.-zach. siodle kredowym; San przy tym wykorzystywał mało odporne warstwy występujące na skrzydłach tego z odpornych warstw zbudowanego siodła. Brak szcze-

gólowych zdjęć geologicznych, uwzględniających istnienie i kierunki dyslokacji tektonicznych oraz spękań nie pozwala na bardziej dokładną analizę genezy poszczególnych odcinków doliny Sanu.

Rzeka: Spadek Sanu zmniejsza się statecznie z biegiem rzeki. Jest on niewielki i charakterystyczny dla środkowego, pogórskiego biegu rzek karpaccich.

Tabela I: Spadek rzeki.

Od miejscowości	Wys. npm. m	Do miejscowości	Wys. npm. m	Odległość km	Spadek w ‰
Postołów	307	Sanok	286	15	1.4
Sanok	286	Jabłonica	251	29	1.2
Jabłonica R.	251	Dynów	239	16	0.8
Dynów	239	Babice	213	34	0.7
Babice	213	Przemysł	194	36	0.5

Przepływ wody w korycie Sanu przy normalnym wodostanie przedstawiono w tabeli II.

Tabela II: Przepływ rzeki Sanu.

San koło miejscowości	Wielkość przepływu w m ³ /sek.
Dolina (przy ujściu Osławy)	32
Trepcza	35
Dynów	39
Przemysł	40

Przepływ Sanu w porównaniu z przepływem wód innych rzek zach. karpaccich w odcinkach pogórskich jest duży i ustępuje tylko przepływowi Dunajca (Tropie 67 m³/sek., Zgłobice 72 m³/sek.). Inne rzeki karpaccie posiadają przepływ znacznie mniejszy nawet przy ujściu do Wisły (np. Soła 15 m³/sek., Raba 10 m³/sek., Wisłoka w odcinku pogórskim 23 m³/sek., Wisłok koło Rzeszowa 14 m³/sek.). Wartości te zwiększają się niepomernie w czasie wysokich wodostanów (powodzi). Przepływ Sanu koło Przemysła wynosił w czasie powodzi w r. 1880 aż 1766 m³/sek. Podobnie przedstawiają się przepływy powodziowe innych rzek karpaccich.

Olbrzymie różnice między przepływem normalnym a powodziowym świadczą też o dużych różnicach w sile erozyjnej i transportowej rzek w czasie normalnego i powodziowego wodostanu. W odcinku pogórskim transport normalnego Sanu (przy spadku jak wyżej) ogranicza się do unoszenia drobnego materiału oraz powolnego przesuwania, to-

czenia otoczków; transport materiału grubego (przenoszenie ławic zwirowych) związany jest tylko z okresami powodziowymi:

Bieg rzeki stoi w ścisłym związku ze spadkiem oraz formą dolinną. To też, choć spadek jest mały, rozwinięcie rzeki z powodu ograniczenia do wąskiego dna doliny jest niewielkie. Dla dokładnego uchwycenia odcinków o różnym biegu obliczono t. zw. „rozwinięcie rzeki w dolinie” (metodą Graveliusa).

Tabela III: Rozwinięcie Sanu w dolinie.

Od miejscowości	Do miejscowości	Długość rzeki w km	Długość doliny w km	Rozwinięcie rzeki w dolinie w km
Lesko	Zasław	14	12	1:1
Zasław	Trepcza	13	11:3	1:2
Trepcza	Mrzygłód	10	10	1
Mrzygłód	Jabłonica	15	13	1:1
Jabłonica	Dynów	17	15	1:1
Dynów	Bachórzec	10	8	1:2
Bachórzec	Ruska Wieś	8	8	1
Ruska Wieś	Chyrzyna	23	17	1:3
Chyrzyna	Krasiczyn	13	12	1:1
Krasiczyn	Przemysł	19	13	1:4

Z tabeli widać, że rozwinięcie Sanu w związku z jego małym spadkiem jest największe w odcinkach o szerokim dnie doliny, brak „rozwinięcia w dolinie” zaznacza się w odcinkach przełomowych.

Tworzenie zakrętów, meandrów błędnych i rozwidleń ułatwia obok małego spadku i szerokości dna doliny także materiał, budujący to dno. Stanowią go przeważnie utwory rzeczne a więc żwiry, piaski i gliny. To głównie pozwala na przesuwanie się zakoli, ich rośnięcie, błędzenie, zmiany koryta (np. koło Mrzygłodu), powstawanie rozwidleń i starorzeczy.

Materiał budujący koryto rzeki. W odcinku po Mrzygłód wystarczają z dna koryta Sanu ławice skalne (szczególnie w przełomie Międzybrodzkim). W pozostałej części koryto jest wyżłobione w utworach rzecznych, napływowych, budujących tarasy denne. Jakość i wielkość materiału tego zmienia i zmniejsza się wyrażnie z biegiem rzeki. Koło Sanoka np. przeważają żwiry o wielkości otoczków od 1 do 30 cm, natomiast koło Przemysła przeważają gliny a otoczki nie przekraczają 5 cm średnicy.

Tarasy denne: Kamienie. Pasy kamienia towarzyszą rzece tylko w bardzo niewielkich i nielicznych odcinkach, co dokładnie widać na mapie. Kamienie związane są z większymi zakrętami rzeki

w związku z przesuwaniem koryta (odbijaniem nurtu) oraz z występowaniem przełomów. W ostatnim wypadku znajdują się one zarówno przed przełomem Międzybrodzkim jak i Polchowskim jako wynik działalności akumulacyjnej spiętrzonej odcinkami przełomowymi wody powodziowej.

Taras zalewowy o wys. 1—2 m posiada również małe rozprzestrzenienie. Najczęściej występuje przy ujściach większych dopływów i po wewnętrznych stronach zakoli. Taras ten związany z wyższymi wodostanami Sanu, jest wycięty w tarasie wyższym (4—6 m). Budują go żwiry, przykryte gliną namulistą (powodziową). Taras ten zajmują wikliny i pastwiska, często też wycięte są w nim starorzecza.

Taras rolny o wys. 4—6 m posiada największe rozprzestrzenienie w dnie doliny, przy czym szczególnie dobrze jest wykształcony i zachowany w nieckowatych odcinkach doliny Sanu. Wysokość tego tarasu zwiększa się z biegiem rzeki od wys. 4—6 m koło Sanoka do 7—8 m koło Przemyśla (stożek napływowy). Taras jest zbudowany ze żwirów, przykrytych gliną piaszczystą, której miąższość wzrasta z biegiem rzeki. Starorzecza w tym tarasie są rzadkie i bądź naturalne, powstałe przez zmianę nurtu w czasie wysokiego wodostanu, bądź sztuczne (regulacja rzeki). Taras zajmują pola uprawne, rzadziej domy. Jest zalewany tylko w czasie katastrofalnych powodzi.

Tabela IV: Wodostany maksymalne Sanu.

Miejscowość z wodowskazem	Wys. poz. normal. rzeki nad poz. morza m	Maksym. wodostany coroczne nad poz. normalny m	Maksym. wodostany absolutne nad poz. normalny m
Postołów	307	1:50—2	5:50
Olchowce	286	1:50—3	4:00
Jabłonica	251.5	2:50—4:00	4:70
Dynów	239	2:00—4:20	4:90
Babice	213	2:20—4:80	5:40
Przemyśl	194	2:80—6:80	8:60

Uwaga: Na wysokość wodostanu powodziowego wpływa obok wielkości dorzecza i ilości opadów także forma koryta powodziowego (wąskie — szerokie). Tem też należy tłumaczyć wyższy wodostan w przełomie Leskim aniżeli w niecce Sanockiej oraz bardzo dużą różnicę między wodostanem powodziowym w niecce Babickiej a w przełomie pod Przemyślem.

Taras o wys. 12—17 m zaznacza się w dnie doliny lub na jej zboczach. Występuje on fragmentarycznie, głównie w rozszerzeniach dolinnych. Jest to przeważnie taras skalisto-osadowy, gdzie przykryty lessem.

Poniżej Leska w Monastercu stoi kościół na tym tarasie w poz. 316 m. Na zach. od Bykowców śledzimy taras na znacznej przestrzeni w wys. 308 m; występują w nim pod 3 m gliny, zawierającej otoczaki, 4 m żwirów żelazistych. W Olchowcach leżą na nim domy w wys. 309 i 310 m i przechodzi on łagodnym stokiem w taras dennej 4—6 m. Na zboczu przeciwnym znajduje się w Posadzie Olchowskiej w wys. 304 m zbudowany w górnej, widocznej części ze żwirów i glin rzecznych. W Sanoku na tarasie tym leży cmentarz (stary) w wys. 296 m, a w Trepczy stanowi on klin między Sanem a Sanoczkiem. Poniżej pojawia się dopiero koło Siemowicy i na zboczu Magury w wys. 280 m. W Jabłonicy Ruskiej na tarasie eroz. akumul. leży wieś w wys. 272 m a bezpośrednio poniżej tej miejscowości zaznacza się w postaci tarasu akumulacyjnego, zbudowanego z nietoczonego materiału warstwowego (zwietrzelinowego) z 2 m wkładkami gliny i pokrywą lessową o miąższości do 4 m. Rozległy taras o tej wysokości, przechodzący w stożek napływowy Harty występuje w Bachórze (250 m) i Bachórcu (245 m) a na zboczu przeciwnym ciągnie się między Bartkówką a Pawłokomą. W Słonnej leży w wys. 240 m a w Polchowej w wys. 238 m. W tej wysokości znajduje się też duże obniżenie, otaczające odosobnione wzniesienie Łysej Góry (290 m). Dno tego obniżenia zalega czarna ziemia torfiasta i torf. Rozległy taras o wys. 16 m zajmuje Dubiecko (240 m). Jest to taras akumulacyjny, zbudowany ze żwirów żelazistych o średn. 0,5—5 cm, tkwiących w glinie. Dalszy ciąg tego tarasu śledzimy w Nienadowej oraz na całym zach. stoku ostrogi Babickiej w wys. 235—232 m; jest to taras skalisto-osadowy z 3 m pokrywą żwirów żelazistych i 1 m gliny. Poniżej w Ruszelczycach zaznacza się w wysok. 225 m, w Chyrzynie 223 m, w Miechowie 220 m, w Krasicach 218 m (tu leży na nim less). Między Nahureczanami a Krasieczynem występuje w wys. 220 m, w Leoncinie 215—218 m, na nim leży Ostrów w wys. 206 m, a na przeciwnym brzegu ciągnie się między Dybawką a Prałkowcami w wys. 212 m, wreszcie u stóp Kruhela znajduje się taras skalisto-osadowy o wys. 208 m, zbudowany w górnej części ze żwirów fliszowych, przykrytych gliną.

Taras o wys. od 35 do 20 m n. p. Sanu. Taras o wys. 35—20 m posiada spadek większy, aniżeli dzisiejsza rzeka. W górnym odcinku jego wysokość względna wynosi około 35 m a z biegiem rzeki obniża się do wys. 20 m nad poz. Sanu.

Taras ten śledzimy w Bykowcach w wys. 330 m, w Dolinie odpowiadają mu dwa spłaszczenia również w wys. 330 m, w Posadzcie Olchowskiej znajduje się w wys. 320 m, w Posadzcie Sanockiej 323 m, przy czym od wys. 313 m jest akumulacyjny (żwiru warstwowane o średn. 1—20 cm). Na tym tarasie rozłożył się też Sanok w wys. 314—320 m (również taras skal.-osad.). Na prawym zboczu doliny zaznacza się w Olchowcach szeregiem pokrytych żwirami (do 4 m) spłaszczeń w wys. 332, 323, 320 m, na pn. od Olchowiec typową formą o wys. 313 m z 3 metrową pokrywą oraz w miejscowości Biała Góra w wys. 310 m. Doskonale i na dużej przestrzeni jest ona zachowana w Trepezy w wys. 316 m. Jest to taras narożny między Sanem a Sanoczkiem o 3 metrowej pokrywie żwirów żelazistych, silnie zwietrzałych, przykrytych 3 metrami gliny napływowej. Na tarasie tym również w górnej części żwirowo-gliniastym (do 5 m) leży w wys. 309 m Międzybrodzie. W Dębnie zaznacza się wyraźnie w wys. 307, 310 m, przy czym liczne zerwy ukazują budowę tego tarasu; na formie skalistej leżą w wys. od 292 do 303 m zwietrzałe żwiru warstwowane o średn. do 25 cm z wkładkami piasku i gliny, na żwirach leży glina. Dalszy ciąg tego tarasu można śledzić na lewym stoku aż po Mrzygłód. Dużą powierzchnię zajmuje on w Hłumczy, sięgając do wysokości 293 m; na ściętej w wys. 283 m skale leżą żwiru żelaziste, zwietrzałe (tłok), warstwowane o średn. 1—5 cm do wys. 290 m, a na nich glina do wys. 293 m. Na przeciwnym zboczu taras ten występuje na zboczach Dobrej Góry w wysokości 290 m, pokrywą akumulacyjną stanowią tu żwiru, leżące w wys. od 277—279 m, przykryte gliną, zawierającą otoczaki do wys. 288 m i warstwowaną gliną piaszczystą do wys. 290 m. Dalej taras ten śledzimy w Jabłonicy R. w wys. 277—280 m i na zboczu przeciwnym w wysokości 283 m (w górnej części żwirowy). W Niewistce stare żwiru leżą w wys. 261 m, a na nich do 278 m glina lessowata, taras z kościołem posiada wys. 275 m, leży na nim Wołodź w wys. 270 m, a fragmenty widoczne są między Wołodzią a Gdyczyną w wys. 265—270 m (górną część buduje glina z otoczakami). Taras ten doskonale jest wykształcony w Nozdrzu w wys. 265 m, posiada on ok. 5 metrową pokrywą żwirową a w części pn. tego tarasu (koło dworu) leży na żwirach i glinie około 2 m lessu. Na zboczu przeciwnym zaznacza się w Dąbrówce Starzeńskiej, a dalszy ciąg w Bartkówce i Karolówce i te wiążą się bezpośrednio z rozległym tarasem na którym leży Dynów (263 m): na skalistej podstawie leży tu w wys. od 252—255 m pokład zwietrzałych, warstwowanych żwirów, przykrytych gliną i lessem (do 263 m). Duże fragmenty tego tarasu ciągną się do Bachorza (265—262 m), w górnej części zbudowane są one z lessu. W Bachóreu znajduje się w wys.

255 m, a dalszy ciąg dopiero naprzeciwko Bachowa w wys. 248 do 250 m, w wys. od 234—249 m buduje go glina warstwowana. W Bachowie leży na nim kościół (250 m), a w Babicach w licznych odsłonięciach widać na fliszu ściętym w wysok. 223 m około 4 m żwirów i gliny warstwowanej, przykryte lessem do wysokości 242 m. Na podobnym tarasie, stożku napływowym leży w wys. 233 m. Krzywca a naprzeciwko w Chyrzynie leży na nim kościół (230 m). Taras ten o dużym rozprzestrzenieniu stwierdzono w Korytnikach (228 m), a w przedłużeniu ciągnie się on od Houbli po Wapowce (226 m). Na zboczu przeciwnym duży obszar zajmuje taras, na którym leżą Tarnawce w wys. 221—229 m, na litej skale w wys. od 203 m leży tu 2,5 m żwirów o wielkości 1—8 cm (wśród nich rzadkie otoczaki erratyczne o średn. do 10 cm), przykrytych 3 m gliny i lessem, sięgającym do powierzchni tego tarasu (221—229 m). Poniżej Przemyśla ciągnie się ten taras, doskonale zachowany na lewym brzegu Sanu aż po Jarosław (216—205 m); w spągu leżą żwiry karpackie, zawierające materiał pn. a na nich less o bardzo dużej miąższości (do 12 m).

Taras o wys. 45 — 55 m. Taras ten zajmuje dosyć dużą powierzchnię, szczególnie między Leskiem a Sanokiem. Między Postolowem a Zagórzem zaznacza się na lewym zboczu w postaci rozległych spłaszczeń, zrównań erozyjnych, z cienką pokrywą żwirową, w wys. 354, 361, 356 m, w Załużu 348 m. Między Zagórzem a Sanokiem ciągnie się doskonale zachowany taras ze żwirami o dużej powierzchni a słabym rozcięciu, fragmenty jego leżą w wys. 337 m, Las Zahutyń 341, 337, 335, 343, 340, 344, 343 m, w Olchowcach 337 m, w Dębnej 334 m. Poniżej fragmenty tego tarasu występują dopiero w Nozdrzu w wys. 308 m, nad Dynowem 298 m, nad Lipnikiem 286 m, w Chodorówce i Bachórze 290, 295, 293, 290 m, w Bartkówce 296 m, nad Podbukowiną 275 m, na wsch. zboczu Łysej Góry 280 m, nad Ruską Wsią 288 m, 282 m, w Nienadowej 280 m, w Siedliskach 285 m i w Bachowie 285 m, w Rzeczpolu 270 m, w Mielniowie 263 m, w Korytnikach ok. 260 m, w Tarnowcach 254 m, w Ostrowie i Kuńkowcach 240 m.

Taras o wys. 75 — 85 m. Taras posiada duże rozprzestrzenienie, a zwłaszcza w odcinku między Leskiem a Temeszowem. Między Leskiem a Sanokiem ciągnie się szerokim pasem, poprzerwanym dopływami i zajmuje bardzo dużą powierzchnię o wys. 385, 380, 385, 377 m, nad Zagórzem 373 m, 383 m, nad Zahutyńniem 384 m, nad Stróżami Wk. i Mł. 370, 371, 375 m, nad Płowcami 376, 362, 363, 362, 364 m, nad Czerteżem 364 m, nad Sanokiem 362 m (park). W odcinku tym jest to raczej poziom daleko posuniętego zrównania denudacyjnego, aniżeli faktyczne dawne dno doliny; świadczy zaś o tym zarówno

duże rozprzestrzenienie, jak i stosunkowa nierówna (falista) powierzchnia, obniżająca się jednak ku pn. Na zrównaniach tych znajdowano otoczaki fliszowe, przeważnie kwarcytowe. Poniżej Sanoka fragmenty tego tarasu występują nad Król. Studnią w wys. 376 m, w przełomie Międzybrodzkim 347 m, nad Dębną 346 m, nad Tyrawą Solną w wys. 353 m, nad Mrzygłodem 352, 350 m, nad Dobrą Szlachecką 356 m i olbrzymie zrównanie na lewym zboczu między Łodziną a Temeszowem w wys. 360, 355, 345, 343, 358, 335, 343, 345, 330 m, a na przeciwnym zboczu wzniesienie częściowo odosobnione z cerkwią o wys. 314 m. Poniżej Temeszowa poziom ten jest gorzej zachowany a jego fragmenty widoczne są nad Warą w wys. 325 m, nad Siedliskami 317 m, nad Dynowem 306, 316 m, nad Lipnikiem 305 m, nad Chodorówką 314, 316 m, nad Nienadawą 303 m, nad Ruszelczycami i Krzywczą 300 m, nad Rzeczpołem 290 m, nad Korytnikami 283 m, w Tarnawcach 291, 280 m, w Wapowcach 280 m, nad Przemyślem 277, 278, 276, 283 m. Powyższy taras zaznacza się wyraźnie w rzeźbie doliny Sanu. Na jego powierzchni znajdowano często otoczaki fliszowe, przeważnie kwarcytowe.

Ponad opisanymi tarasami występują dwa rozległe poziomy zrównania w wys. około 120—150 m i 200—230 m nad poz. Sanu. Poziomy te są zarówno od tarasów jak i od siebie oddzielone wyraźnymi progami. Istnienie poziomów zrównania w tych wysokościach względnych zostało stwierdzone także w Beskidach Zachodnich (7, 16). Poziom niższy nazwano tam „*poziomem pogórskim*”, poziom wyższy „*poziomem śródgórskim*”. Nazwy te przeniesiemy na określenie poziomów w dorzeczu Sanu, chociaż tu posiadają one nieco odmienny charakter — powierzchnię szczytową Pogorza reprezentuje tu raczej poziom śródgórski.

P o z i o m p o g ó r s k i. Między Leskiem a Mrzygłodem zachował się ten poziom w postaci niewielkich zrównań na zboczu lewym w wys. 447—418 m i bardziej rozległych na prawym: Łysa Góra nad Postołowem 425 m, między Osławą a Sanoczkiem 441—412—408 m. W przełomie Międzybrodzkim znajduje się nad Trepczą w wys. 415—430 m (ze żwirami), a nieco poniżej w wys. 394, 401 m, nad Tyrawą 385 m. Od Mrzygłodu poziom ten zajmuje coraz większy obszar i zaznacza się tu w wys. około 390—400 m. Nad Mrzygłodem i Hłumeczą stwierdzono na kilku takich zrównaniach o wys. około 400 m (Bob na wygonie, 400 m, Przysłop 397—420 m, ramię Zaryczki 394—405 m — duże żwirowisko) żwirowiska rzeczne o przewodzie otoczek kwarcytowych, zwięzłych (niezwietrzałych) o charakterystycznym zabarwieniu fioletowym i wielkości do 10 cm. Duże zrównania z rzadkimi otoczkami znajdują się nad Wołodzią w wys. 352 m, a w okolicy Dyno-

wa tworzą one rozległy poziom wierzchowinowy w wys. około 360 m (na zrównaniu w Karłowce o wys. 359 m żwiry o średnicy 2—10 cm, nad Pawłokomą w wys. 333—350 m około 10 cm). Poniżej towarzyszy ten poziom dolinie w postaci dużych spłaszczeń na ramionach i grzbietach wyższych wzniesień. W poziomie tym znajduje się wierzchowina ostrogi Słonego 325—348 m (ze żwirami), duże zrównanie nad Dubieckiem o wys. 340—360 m, nad Babicami (Słonec: 329—330—340 m), nad Krzywcą 355 m, nad Korytnikami 321 m, nad Wapowcami 339, 332 m, nad Ujkowicami 317, 325, 331 m, Lipowica 330 m, nad Kruhelem duże zrównanie, którym biegnie gościniec w wys. 314, 339 m.

Poziom pogórski zaznacza się bardzo wybitnie w rzeźbie doliny Sanu. Zazwyczaj stanowi on granicę między dosyć stromymi zboczami doliny Sanu (zbozca erozyjno-denudacyjne) a falistą wierzchowiną (stoki denudacyjne). Poziom ten jest tu wyraźnie wcięty w wierzchowinę i nie przechodzi tu w przeciwieństwie do Beskidów Zachodnich w powierzchnię szczytową Pogórza. Na jego powierzchni znajdowano dosyć często zubożałe żwiry rzeczne, co wskazuje na częściowo erozyjny charakter tego poziomu.

P o z i o m ś r ó d g ó r s k i. W obszarze po Mrzygłód poziom ten zajmuje niewielką przestrzeń. Na prawym zboczu doliny zaznacza się głównie w formie spłaszczeń stokowych w wys. około 530—480 m, po przeciwnej stronie doliny reprezentuje go prawie wyłącznie powierzchnia szczytowa. W tym obszarze, wierzchowiny pasm, biegnących regularnie z pn.-zach. na pd.-wsch. są zazwyczaj szerokie i płaskie a ich wysokości na dużych przestrzeniach mało zmienne, brak też w tych grzbietach głębokich a nawet i płytkich obniżeń, a to wszystko dowodzi, że działalność erozyjna wód i bardziej intensywna denudacja nie osiągnęły jeszcze szerokiej powierzchni grzbietowej ani jej nie zniszczyły. Na podstawie takich niezdegradowanych poziomów grzbietowych możemy rekonstruować stare powierzchnie zrównania. Poniżej Międzybrodzia wierzchowiny (poz. śródgórski) znajdują się w wysokości: Horbek 501—522 m, Zaryczka 482 m, Magura 497, 507 m, Wierzchowina 468 m, Wydrna 464 m, Wielki Las 496, 475—485, 470 m, nad Hutami 441, 430, 436, 457 m, na zach. od Dynowa: Słonec 400 m, Ujazdy 402 m. Na pd. od doliny Sanu między Dynowem a Przemyślem powierzchnia szczytowa znajduje się w wys. 410—450 m i zaznacza się w postaci rozległych zrównań w grzbietach Na Kamieniu (od 430—450 m), dużym zrównaniu Bosaczki 459, 453, 450 m, w ramieniu Panieńskiego Czubu o wys. 456, 437, 421 m, Paportenka 460 m, Pod Mazurami 403 m, Maćkowa Góra 418 m, nad Witoszyńcami 420 m, a na pn.

od równoleżnikowo przebiegającej doliny Sanu resztkami tego (dobrze widocznego) poziomu są: Ostra 415, 420, 432 m, Bazary 402, 409 m, Górny Koniec 417, 419 m, nad Hutą 420 m, Rączyna 453, 452, 433 m, Kąty 404 m, nad Babicami 443 m, Bukowy Garb 426 m.

Poziom śródgórski na pn. od Tyrawy jest równocześnie poziomem szczytowym i jako taki sięga aż po pn. krawędź Karpat. Na poziomie tym nie stwierdzono żwirów co świadczy o jego denudacyjnym charakterze.

W dolinie Sanu od Leska po Przemyśl stwierdzono zatem:

- a) Tarasy denne, akumulacyjne o wys. — 1 m (kamieniec)
o wys. 1 — 2 m (zalewowy)
o wys. 4 — 6 m (uprawny)
- b) Taras denno-zboczowy, skalisto-osadowy
o wys. 12 — 17 m
- c) Tarasy zboczowe: skal.-osad. 20 — 35 m
- d) erozyjny o wys. 45 — 55 m
- e) erozyjny o wys. 75 — 85 m

Ponad nimi stwierdzono dwa poziomy:

- I. Poziom pogórski o wysokości względnej ok. 120—150 m.
- II. Poziom śródgórski o wysokości względnej ok. 200—230 m.

Oba poziomy śródgórski i pogórski są związane z długimi okresami przeważającej erozji bocznej i denudacji, przedzielonymi okresem erozji wgłębnej. Wyźłobienie doliny Sanu poniżej poz. pogórskiego i utworzenie tarasów zboczowych należy wiązać z ożywieniem erozji wgłębnej, postępującej w epicyklach.

Wiek poziomów i tarasów. W badanym odcinku doliny Sanu nie znaleziono nowych danych, które pozwoliłyby na bardziej dokładne oznaczenie wieku tarasów i poziomów aniżeli to uczyniono dla Karpat Zachodnich (7). Pozostaje zatem jedynie nawiązanie do tych poziomów i tarasów, które zostały stwierdzone w dorzeczach, położonych na zach. od Sanu i przyjęcie ich oznaczeń wiekowych dla form w dorzeczu Sanu.

Poziom śródgórski w dorzeczu Sanu wiąże się doskonale za pośrednictwem poziomu II w dorzeczu Wisłoka (2,17) z poziomem śródgórskim w Karpatach Zachodnich (7). Poziom pogórski w dorzeczu Sanu przechodzi wyraźnie w poziom I w dorzeczu Wisłoka (2), poziom 130 metrowy w dorzeczu Wisłoki (14), a następnie w poziom pogórski

w Karpatach Zachodnich (7, 16). Tarasy zboczowe i denne, występujące w dolinie Sanu poniżej poziomu pogórskiego, znajdowano w tych samych wysokościach względnych także w innych dolinach zachodnio karpackich.

Występowanie w dolinie Sanu tarasów i poziomów w tych samych wysokościach względnych co w dolinach innych rzek zach. karpackich pozwala na przyjęcie *równoczesnego i jednakowego rozwoju krajobrazu w całym tym obszarze*. W związku z tym i wiek poszczególnych poziomów i tarasów w dolinie Sanu jest identyczny jak w Karpatach Zachodnich (7): poziom śródgórski powstał w sarmacie, poziom pogórski w okresie pontyjskim; rozcięcie poziomu śródgórskiego nastąpiło w grn. sarmacie i meocie, rozcinanie poziomu pogórskiego w dacenie—lewancie—aż po dolny czwartorzęd. Rozcinanie to postępowało nierównomiernie, stąd tarasy erozyjne na zboczach doliny. Nie będziemy tu określać genezy i dokładnego wieku tarasów niższych, niewątpliwie dyluwialnych, gdyż jak na wstępie zaznaczono, zagadnienie to zostanie przedstawione osobno. W okresie zlodowacenia Cracovien dno doliny znajdowało się w wys. około 10—20 m na obecnym.

Stosunek tarasów i poziomów do budowy geologicznej.

1) Stosunek do budowy petrograficznej: Zarówno poziomy jak i tarasy ścinają swymi powierzchniami utwory o różnym stopniu odporności. Fragmenty tarasów zboczowych zachowały się lepiej w utworach o średniej, gorzej w skałach o dużej odporności co zazwyczaj jest związane z charakterem danego odcinka doliny (w przełomach zniszczone tarasy, w nieckach dobrze zachowane).



Fig. 4. Profil podłużny tarasów i poziomów w dolinie Sanu (Das Längsprofil der Terrassen und Abtragungsf lächen im Santale): Tarasy o wys. wzgl. (Die Terrassen von rel. Höhe): b. 12—17 m, c. 35—20 m, d. 45—55 m, e. 75—85 m. Poziomy o wys. wzgl. (Die Abtragungsf lächen von rel. Höhe): I. 120—150 m, II. 209—230 m. Skróty nazw miejscowości. (Ortsnamenabkürzungen): L. Lesko, Z. Zaluż, S. Sanok, M. Międzybrodzie, H. Hlumcza, J. Jablonica, N. Nozdrzec, D. Dynów, S. Słonno, B. Babice, M. Mielniów, K. Krasieczyn, W. Wapowce, P. Przemysł.

Stosunek formy do materiału jest szczególnie ważny w odniesieniu do poziomów, pozbawionych zazwyczaj śladów akumulacji rzecznej, jest on w tym wypadku prawie jedynym kryterium dla określenia charakteru i genezy takiego poziomu (strukturalny czy destrukcyjny). Porównanie mapy hipsometrycznej (szczególnie okolic Sanoka) z mapą tektoniczną nasuwać może przypuszczenie bezpośredniego związku kulminacyj orograficznych z tektonicznymi a co za tym idzie przyjęcie bardzo małego odkształcenia sfałdowanych Karpat od czasu ich wynurzenia („morfologia odpowiada tektonice a krajobraz mało odkształcony od pierwotnego”, 4). Jest to jednak nieporozumienie, możemy je wyjaśnić porównaniem mapy tektonicznej z mapą odporności skał. Prawie wszystkie siodła (za wyjątkiem na pd.-zach. od Sanoka) są zbudowane z warstw najbardziej odpornych (kreda śląska, warstwy inoceramowe w jądrach antyklin), to też siodła jedynie w związku z materiałem skalnym reprezentują kulminacje orograficzne. Nie jest to jednak zjawiskiem powszechnym, ogólnym, albowiem obok kulminacyj orograficznych, związanych z odpornością materiału w antyklinach, znajdują się liczne pasma i wzniesienia, utworzone w odpornych względnie średnio odpornych warstwach, wypełniających synkliny. Poza tym w pn. części tego obszaru (na pn. od Mrzygłodu, 19) została stwierdzona inwersja rzeźby — dowód daleko posuniętego odkształcenia krajobrazu pierwotnego.

2. Stosunek do tektoniki. Tarasy i poziomy ścinają w tej części dorzecza Sanu wszystkie jednostki tektoniczne, co również jest dowodem ich charakteru destrukcyjnego.

W rozdziale tym przystępujemy też do najważniejszego zagadnienia a mianowicie do *określenia charakteru i przebiegu pliocenских ruchów górotwórczych* na podstawie przebiegu tarasów i poziomów destrukcyjnych. W założeniu należy przyjąć dla Karpat albo ruchy górotwórcze wielkopromienne, albo małopromienne. W wypadku ruchów małopromiennych wywołałyby one oddźwięk starszych, fliszowych elementów tektonicznych; siodła uległyby ściśnięciu i podniesieniu, łęki przy skróceniu cięciwy obniżeniu (Nowak 13), nastąpiłoby zatem zwiększenie amplitudy między siodłami a łękami.

Przyjmując hipotetycznie możliwość istnienia małopromiennych ruchów górotwórczych w pliocenie, zwrócono przede wszystkim uwagę na stosunek tarasów zboczowych, wyciętych w odcinkach antyklinalnych do tarasów, wyciętych w odcinkach synklinalnych.

Tarasы zboczowe w dolinie Sanu nie występują w postaci ciągłej ale, jak już wyżej wspomniano, zachowały się one w postaci fragmentów, niekiedy oddalonych od siebie. W związku z tym zachodziła oba-

wa i możliwość zaliczenia podniesionego tektonicznie tarasu systemu niższego do systemu tarasów wyższych na podstawie li tylko podobnych wysokości względnych (nad poziom rzeki), w takim zaś wypadku nie zostałyby stwierdzone tektoniczne zaburzenie danego systemu tarasów. O pomyłkę w zaliczaniu poszczególnych fragmentów tarasów jest bardzo łatwo, gdyż w dolinie znajduje się kilka systemów tarasów, występujących piętrowo nad sobą, a żadnego z nich nie charakteryzuje jakiś utwór przewodni (np. odmienny typ żwirów). Z tych powodów przy zaliczaniu poszczególnych fragmentów do systemów tarasowych (pięter) były miarodajne i decydujące nie ich wysokości względne ale stosunek do sąsiednich systemów. Wyraża się on odpowiednimi różnicami odległości od tych sąsiednich pięter.

Różnice odległości między poszczególnymi systemami tarasów, będziemy je oznaczać literą *O*, są rozmaite, natomiast w obrębie między dwoma sąsiednimi systemami wahania *O* są niewielkie (do kilku metrów). Wyraźne zwiększenie się wartości *O* względnie jej zmniejszenie (spodziewane przede wszystkim w odcinkach anty- i synklinalnych) wskazywałoby na zaburzenie wyższych systemów tarasów w stosunku do niższego. Dla uchwycenia takich zaburzeń w przebiegu tarasów sporządzono tabelę z podaną wysokością tarasów: bezwzględną i względną oraz wartościami *O*. Nie zostały tu uwzględnione wszystkie fragmenty tarasów a tylko prześledzone na kilkunastu (17) przekrojach dolinnych. Poza tym oznaczono literą *A*, gdy dany przekrój został stwierdzony w odcinku antyklinalnym, literą *S*, gdy w synklinalnym, literami *A—S*, gdy na skrzydle antykliny.

Odległość pionowa między poszczególnymi tarasami wynosi:

między tarasem 12—17 m a tarasem 35—20 m . . .	12— 20 m
między tarasem 35—20 m a tarasem 45—55 m . . .	20— 28 m
między tarasem 45—55 m a tarasem 75—85 m . . .	25— 37 m
między tarasem 75—85 m a poz. pogórskim	30— 60 m
między poz. pogórskim a poz. śródgórskim	65—100 m

Wahania wartości *O* to zwiększające, to zmniejszające się z biegiem doliny są wynikiem niejednakowego wyrównania (spadku) dawnych den dolinnych.

Na podstawie powyższego zestawienia wysokości tarasów oraz odległości między sąsiednimi piętrami (*O*) wnosimy co następuje:

Tarasы niższe o wys. 4—6 m, 12—17 m i 35—20 m nie wykazują w swym przebiegu żadnych zaburzeń; większy spadek tarasu 35—20 m

Tabela tarasów i poziomów w dolinie Sanu.

1)	Załuż A—S		Las Zahutyń A—S		Sanok A		Iłowaty S		Hłum- cza A		Łodzina A—S		Ułucz A—S		Jabl. R. A		Noz- drzec S		Dynów S		Bachórz A		Stonna A		Bachów A		Ruszel- czyce S		Miel- niów		Wa- powce		Kruhel	
	2)	3)	2)	3)	2)	3)	2)	3)	2)	3)	2)	3)	2)	3)	2)	3)	2)	3)	2)	3)	2)	3)	2)	3)	2)	3)	2)	3)	2)	3)	2)	3)		
San	302		293		285		275		268		265		262		255		343		237		235		228		220		212		206		200		196	
4—6	309		300		292		280		273		270		266		260		249		246		241		234		226		217		210		205		203	
	7		7	9	7	4	5		5		5	10	4		5	12	6		9	7	6	9	6	6	6	9	5	7	4	10	5	10	7	10
12—17			309		296						280				272				253		250		240		235		224		220		215		213	
			16		11	24					15	10			17	8			16	10	15	7	12	15	15	13	12	16	14	14	15	11	17	
35—20	324				320		307		293		290		283		280		265		263		257		255		248		240		234		226		226	
	22	26			35	17	32	27	25		25		21		25		22	25	26	20	22		27	33	28	37	28	40	28	29	26	28		
45—55	350		341		337		334										290		283				288		285		280		263		254		240	
	48	35	48	39	52	27	59	12							47	35	46	34					60	27	65	25	68	24	57	27	54	26	44	32
75—85	385		380		364		346				344		342		330		325		317		314		315		310		304		290		280		272	
	83	62	87	61	79	46	71	55			79	58	80	58	75	50	82	55	80	43	79	36	93	33	90	30	93	34	84	40	80	50	78	58
120—150	447		441		410		401		393		402		400		380		380		360		350		360		350		363		340		330		330	
	145		148	67	125	62	126	89	125	77	135	102	138	100	125	95	137	70	123	80	115	70	132	94	130	145	134	134	130	134	134			
200—230			508		472		490		470		504		500		475		450		440		470		452											
			215		187		215		202		241		238		220		207		203		185		224											

1) Wysokość względna systemów tarasowych (*Die rel. Höhen der Terrassensysteme*). 2) Wysokości bezwzględne i względne fragmentów tarasów i poziomów (*Die absol. und rel. Höhen des Terrassen und Abtragungsfragmente*). 3) Odległość pionowa między tarasami (*Verticater Terrassenabstand*).

A Tarasy znajdują się w odcinku autyklinajnym (*Die Terrassen befinden sich im Antiklinalabschnitte*). S Tarasy znajdują się w odcinku synklinajnym (*Die Terrassen befinden sich im Sinklinalabschnitte*). A—S Tarasy znajdują się na skrzydle antykliny (*Die Terrassen befinden sich am Flügel des Sattels*).

jest wynikiem małego, słabego wyrównania ówczesnego dna doliny w stosunku do dna obecnego. Tarasy wyższe 45—55 m i 75—85 m oraz poziom pogórski przebiegają od Leska do Dynowa również ze spadkiem zbliżonym do dzisiejszego spadku rzeki, natomiast poniżej Dynowa w odcinku od Bachórcza do Mielniowa zostały one *zaburzone tektonicznie*. Poniżej Mielniowa spadek ich zbliża się znowu do obecnego. Zaburzenie tektoniczne zaznaczyło się wypiętrzeniem tego odcinka, a nastąpiło po utworzeniu obecnego tarasu 45—55 m. Wypiętrzenie to o amplitudzie około 10—15 m nastąpiło w miejscu występowania kilku szerokich antyklin, przebiegających w poprzek doliny Sanu (antykliny: Piątkowej, Bachowa, Babie). Równocześnie z tarasem 45—55 m zostały zaburzone w tym odcinku: taras starszy 75—85 m oraz poziom pogórski. Wąskie i płytkie synkliny między wspomnianymi antyklinami nie zaznaczyły się obniżeniem w przebiegu tarasów, to też cały ten odcinek należy uważać za antyklinalny.

Poza tym wypadkiem tarasy w dolinie Sanu od Leska po Przemysł nie wykazują żadnych zaburzeń, uważając zaś lokalne zaburzenie tarasu 45—55 m za stosunkowo nieznaczne, należy przyjąć, że *plioceńskie ruchy górotwórcze przebiegały w pn. części Karpat Środkowych dosyć równomiernie*. Były to zatem *ruchy wielkopromienne* podobnie jak w Karpatach Zachodnich. Powyższe odnosi się również do poziomu pogórskiego, którego przebieg zgodny ze spadkiem tarasów i obecnego dna nie wykazuje, poza odcinkiem Bachórzec—Mielniów, zaburzeń tektonicznych.

Odmienne przebiega poziom śródgórski. Poziom ten wyraźnie destrukcyjny w przebiegu swym od Tyrawy do równoleżnikowego odcinka doliny Sanu (Dynów—Przemysł) nie jest zaburzony przez ruchy małopromienne a obniża się łagodnie ku pn. od wys. 510 m na pd. do 420 m w pobliżu równoleżnikowego odcinka doliny Sanu, ze spadkiem 4,5‰. Na pn. od tego odcinka doliny Sanu tenże sam dobrze zachowany poziom znajduje się w wys. około 430—450 m, sięga zatem wyżej aniżeli na pd. stoku doliny Sanu. Na tej podstawie możemy przyjąć, że zrównana powierzchnia poziomu śródgórskiego, pierwotnie nachylona w całości ku pn. i pn.-wsch. została *zaburzona tektonicznie*. Zaburzenie to zaznaczyło się podniesieniem intensywniejszym (silniejszym) północnej, brzeżnej części tego poziomu (i Karpat) w stosunku do obszaru bezpośrednio na pd. położonego i wypiętrzanego, powstało zatem obniżenie o przebiegu równoleżnikowym: Dynów—Przemysł. Oś wypiętrzenia ciągnie się poprzecznie do przebiegu fałdów i skib, budujących ten obszar, natomiast równolegle do północnej krawędzi Karpat. Jest to zatem wypiętrzenie transwersalne,

lateralne, związane z oporem, jaki stawiało Karpatom ich przedpole. Zjawiskiem tym (predyspozycją tektoniczną) należy też tłumaczyć ciekawą zakręt Sanu od Dynowa na wsch. po Przemyśl.

Meandry dolinne. Bardzo ciekawym zjawiskiem w badanym obszarze jest przebieg doliny Sanu między Dynowem a Przemyślem. W odcinku tym znajdują się cztery duże pętlice dolinne o których wielkości można wnioskować z porównania rzeczywistej długości doliny Sanu (70 km) z odległością Dynowa od Przemyśla w linii prostej (40 km). Nie są to typowe meandry dolinne ale raczej silne zakręty, otaczające z trzech stron nieregularne ostrogi. Trzy z nich są do siebie bardzo zbliżone przebiegiem: zakole Polchowskie, Bachowa i Mielniowa. Posiadają one długie ramię zachodnie o kierunku z pn.-zach. na pd.-wsch., krótkie zaś wschodnie o przebiegu prawie południkowym. Ta zadziwiająca regularność nasuwa od razu podejrzenie związku tych zakoli z budową geologiczną. Dokładną analizę uniemożliwia brak mapy geologicznej obszaru od Dynowa po Mielniów, jednakże posługując się opisami stratygraficzno-tektonicznymi tego obszaru (15, 24) oraz mapą geologiczną odcinka między Mielniowem a Przemyślem (12) znajdujemy potwierdzenie tego przypuszczenia.

Bardziej odporne warstwy inoceramowe ciągną się tu szerokimi pasami z pn.-zach. na pd.-wsch. (antyklina Piątkowej, Bachowa, Babcie) a przedzielone są mało odpornymi utworami eocenu oraz łupkami menilitowymi w synklinach. Te stosunki petrograficzno-tektoniczne wykorzystał San, wcinając się w rozległy a skierowany ku wsch. poziom pogórski. Szukając najłatwiejszej drogi, wcinął się przede wszystkim w warstwy mało odporne i starał się w nich jaknajdłużej utrzymać (aż po zbocza tego poziomu), po czym możliwie najkrótszą drogą, wykorzystując tak liczne w utworach fliszowych spękania i dyslokacje, przecinał wały zbudowane z warstw inoceramowych, by osiągnąć następny pas mało odpornych utworów. Dla odcinka doliny między Ruszelczycami a Chyrzynką, wciętego w warstwy odporne, należy przyjąć zjawisko epigenezy (w interpretacji Smoleńskiego, 18) a więc przetrwanie kierunku i biegu pierwotnie obranego w mniej odpornych warstwach skrzydła tej antykliny. Także ostatnie zakole między Krasiecznym a Przemyślem wykazuje wyraźny związek z budową geologiczną tego terenu (patrz mapa petrograficzna). Zjawiskiem ciekawym a powszechnym w całych Karpatach Zachodnich jest występowanie dolin krętych meandrowych dopiero poniżej poziomu pogórskiego. Zatem dopiero po okresie zrównania poziomu pogórskiego, w czasie jego rozcinania, nastąpiło silniejsze, większe uzależnienie przebiegu dolin od budowy geologicznej.

Odosobnione wzniesienia („góry meandrowe”), wystarczające z płaskiego dna doliny koło Mrzygłodu przy ujściu potoka Tyrawskiego (o wys. 335 m n.p.m. a 70 m np. Sanu) oraz koło Dubiecka (o wys. 299 m n.p.m. a 50 m np. Sanu) należy wiązać z epigenetycznym rozcińaniem doliny Sanu, zasypanej w okresie dyluwialnym do znacznej wysokości (8). Wzniesienie koło Mrzygłodu zawdzięcza swoje powstanie zmianie kierunku potoku Tyrawskiego, opływającego pierwotnie to wzniesienie od wsch.; zmiana ta nastąpiła również w okresie dyluwialnym.

Wnioski ogólne. Dotychczasowe rozważania pozwalają na wysunięcie pewnych ogólnych wniosków, które mogą znaleźć zastosowanie także w innych obszarach karpackich. W obszarze pogórskiego dorzecza Sanu stwierdzono:

- a) wpływ budowy petrograficznej na rzeźbę doliny,
- b) wpływ budowy geologicznej na przebieg doliny i powstawanie meandrów,
- c) zaburzenie tektoniczne poziomu śródgórskiego w karpackiej części brzeżnej oraz wpływ tego zaburzenia na przebieg doliny,
- d) istnienie w obrębie górnopioceńskich, wielkopromiennych ruchów górotwórczych wypiętrzeń lokalnych, związanych z obszarami antyklinalnymi, a zatem oddźwięk starszej tektoniki fliszowej w czasie ruchów górotwórczych.

Instytut Geograficzny

Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków 1937 r.

LITERATURA.

1. Bujalski B.: Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1933 na ark. Dobromil. Pos. nauk. P. I. G., 39, Warszawa, 1934.
2. Fleszar A.: Próba morfogenezy Karpat położonych na pn. od Krosna. (Sur la morphogènèse des Carpathes, situées au nord de Krosno). Kosmos, 39, Lwów, 1914.
3. Grzybowski J.: Atlas geologiczny Galicji, zeszyt 14, Kraków, 1903.
4. Hempel J.: Szkic geologiczny okolic Sanoka. (Esquisse géol. des environs de Sanok). Sprawozd. P. I. G., V, Warszawa, 1930.
5. Hempel J.: Budowa geologiczna okolic Sanoka. (Structure géol. des environs de Sanok). Sprawozd. P. I. G., VII, z. 3, Warszawa, 1933.
6. Jaskólski S.: Sprawozdanie z badań geologicznych i petrograficznych, wykonanych w r. 1929 w pd.-zach. éwiartce arkusza Sanok. Pos. nauk. P. I. G., 27, Warszawa, 1930.
7. Klimaszewski M.: Z morfogenezy polskich Karpat Zachodnich. (Über die Morphogenese der polnischen Westkarpaten). Wiadom. Geograf. XII, Kraków, 1934.
8. Klimaszewski M.: Zur Stratigraphie der Diluvialablagerungen in den Westkarpaten und ihren Vorland. Starunia, 13, Kraków, 1936.

9. Klimaszewski M.: Morfologiczne skutki powodzi w Małopolsce Zach. w lipcu 1934 r. (Les consequences morphologiques de la crue d'été dans le Sud ouest de la Pologne, Juillet 1934). Czas. Geogr., Lwów, 1935.
10. Krajewski S.: Sprawozdanie z robót wykonanych w lecie 1929 r. na arkuszu Brzozów—Sanok. Pos. nauk. P. I. G., 27, Warszawa, 1930.
11. Konior K.: Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1931 na ark. Przemyśl. Pos. nauk. P. I. G., 33, Warszawa, 1932.
12. Konior K.: Über die Geologie der Umgebung von Przemyśl. Bull. de l'Acad. Pol. d. Sc. et Letr., Cl. Math. Nat., S. A., Kraków, 1934.
13. Nowak J.: Zarys tektoniki Polski. Kraków, 1927.
14. Pawłowski S.: O terasach w dolinie Wisłoki. (Sur les terrasses dans la vallée de la Wisłoka). Pokłosie geograficzne. Lwów, 1925.
15. Rabowski F.: Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1927 na arkuszu Przemyśl. Pos. nauk. P. I. G., 21, Warszawa, 1928.
16. Sawicki L.: Z fizjografii Karpat Zachodnich. Archiwum nauk., Lwów, 1909.
17. Smoleński J.: Z morfogenezy Beskidu Niskiego. Księga pam. 11 Zjazdu lek. i przyr. pol., Kraków, 1911.
18. Smoleński J.: Zjawisko epigenezy dolin subsekwentnych w Karpatach. (Le phénomène d'épigenèse des vallées subséquentes dans les Karpates polonaises). Przegl. Geogr. V, Warszawa, 1926.
19. Styrnałówna M.: Geologiczne stosunki okolic Dynowa. (Recherches géologiques aux environs de Dynów). Kosmos, 48, Lwów, 1932.
- V20. Świdorski B.: O młodych ruchach tektonicznych, erozji i denudacji Karpat. (Sur l'évolution tectonique et morphologique des Karpates polonaises au tertiaire et au quaternaire). Rocznik Pol. Tow. Geol. VIII, z. 1, Kraków, 1932.
21. Szajnocha W.: Atlas geologiczny Galicji, zeszyt 13. Kraków, 1901.
22. Wdowiarz J.: Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1933 w okolicach Dynowa. Pos. nauk. P. I. G., 39, Warszawa, 1934.
23. Wdowiarz J.: Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w roku 1935 na arkuszu Dynów. Pos. nauk. P. I. G., 45, Warszawa, 1936.
24. Wdowiarz J.: Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w roku 1935 na arkuszu Przemyśl. Pos. nauk. P. I. G., 45, Warszawa, 1936.
25. Rocznik Hydrograficzny, Dorzecze Wisły, za lata 1919—1930, Warszawa.

ZUSAMMENFASSUNG.

Der San ist der längste karpatische Nebenfluss der Weichsel (Länge 444 km, Flussgebiet 16.779 km²). In dem südlichen, gebirgigen Teil quert er zahlreiche, regelmässig verlaufende Gebirgsrücken der Bieszczaden (— 1400 m) durch; von Sanok bis Przemyśl fliesst er durch karpatisches Hügelland (bis 500 m abs. Höhe) und weiter abwärts durch die vorkarpatische Niederung bis in die Weichsel.

Im untersuchten Abschnitt von Lesko bis Przemyśl quert der San das mittelkarpatische Hügelland durch, welches aus Flyschmaterial

gebaut ist. Flysch besteht aus Sandsteinen, Sandstein — und Ton-schiefern, Ton und Märgeln von verschiedenem Alter (von Kreide bis Oligozän) und von verschiedener Mächtigkeit, Bänkung, Bindemittel, Korn und Klüftung. Auf Grund dieser Eigenschaften unterscheidet man Gesteinskomplexe von grosser, mässiger und kleiner Widerstandsfähigkeit gegen Verwitterung, Abtragung und Erosion (siehe die petrographische Karte). Betreffs der Tektonik des Gebietes von Lesko bis Dynów bemerkt man regelmässige von NW—SE verlaufende Sättel und Mulden, östlich von Dynów treten die übereinander geschobenen Deckenschollen von der Richtung N—S auf.

Im engen Zusammenhang mit dem geologischen (petrographischen) Bau steht der Verlauf (Richtung) und die Talform des Sanflusses. Diese ist durch abwechselndes Auftreten von Durchbruchtalabschnitten (schmaler Talboden stark geneigte Talgehänge) charakteristisch, welche mit den sehr widerstandsfähigen Gesteinskomplexen eng gebunden sind, und von muldenförmigen Talabschnitten (breiter Talboden, Gehänge nicht so stark geneigt) die in den wenig widerstandsfähigen Gesteinen gebildet sind. Das ganze Tal gehört zu dem Kastental — Typus (flacher Talboden, steile Gehänge) und befindet sich im Stadium, wo die Seitenerosion unbedeutende Rolle spielt und die Abtragung noch nicht weit fortgeschritten ist. Mit dem geologischen Bau steht auch der Talverlauf im Zusammenhang, der sich an langen Talabschnitten an die wenig widerstandsfähigen Gesteine hält und die mehr widerstandsfähigen im kürzesten Weg durchquert. Auch die grossen Talkrümmungen zwischen Dynów und Przemyśl sind durch den geologischen Bau bedingt.

Im Santal von Lesko bis Przemyśl wurden folgende Talboden- und Gehäneterrassen festgestellt:

I. Die Talboden-Akkumulationsterrassen von einer rel. Höhe:

- 1 m (Schotterflächen),
- 1 — 2 m (Innundationsterrasse),
- 4 — 6 m (Ackerbodenterrasse).

II. Die Gehäneterrassen mit mächtigen Akkumulationsdecken von einer rel. Höhe:

- 20 — 17 m,
- 20 — 35 m,

und über diesen die Terrassenfragmente von einer rel. Höhe:

- 45 — 55 m,
- 75 — 85 m

(mit Geröllen).

Über diesen erstrecken sich zwei weite Abtragungsflächen, die mit den langen Seitenerosion- und Abtragungsperioden im genetischen Zusammenhang stehen:

1. Die Subbeskidische Abtragungsfläche von einer rel. Höhe 120—150 m mit Geröllen überstreut;

2. Die innerbeskidische Abtragungsfläche von einer rel. Höhe 200—230 m; dieses Niveau entspricht gleichfalls dem Gipfelflurniveau in dem Gebiet nördlich von Sanok (in 500—420 m abs. Höhe).

Die innerbeskidische Abtragungsfläche verbindet mit Vermittlung dieses Niveaus in Wisłok- (2) und Wisłoka- (17) Flussgebiet mit der innerbeskidischen Abtragungsfläche in der Westkarpaten wo ihr das sarmatische Alter zugeschrieben wird (7). Ganz ähnlich knüpft sich das subbeskidische Niveau mittels dieser Abtragungsfläche im Wisłok- (2) und Wisłoka flussgebiet (14) mit dem subbeskidischen Destruktionsniveau im den Westkarpaten, wo ihm das pontische Alter zugeschrieben wird (7). Die Terrassen 75—85 m und 45—55 m weisen auf die epizyklisch fortschreitende Eintiefung des Santales während der oberpliozänen orogenetischen Bewegungen (Lewaninische Stufe) hin.

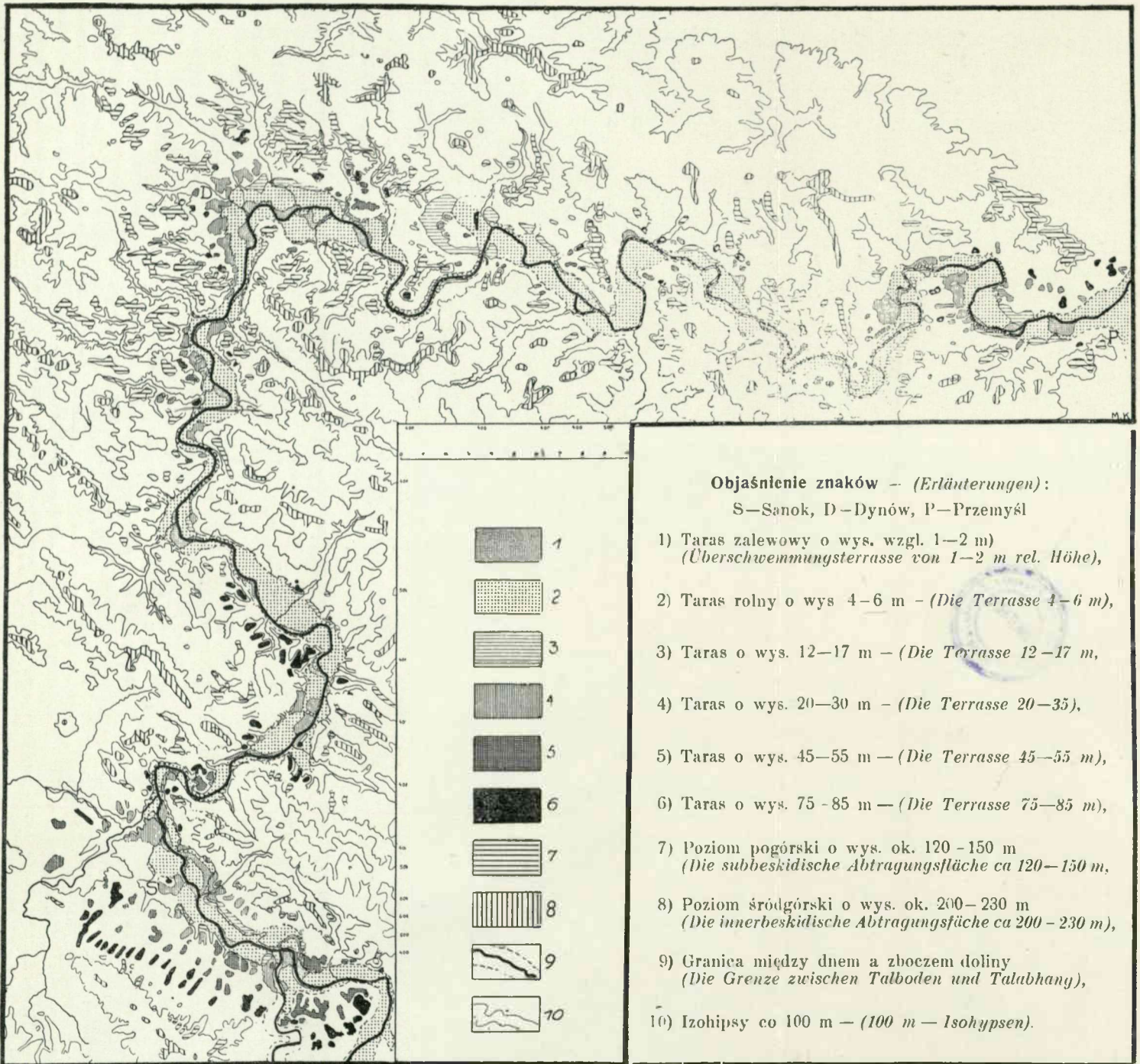
In der Diluvialepoche (zur Zeit der Cracovien—Elster—Vereisung) befand sich der Erosionstalboden in einer rel. Höhe von 10—20 m über das heutige Sanniveau und das Tal war zu einer Höhe von 50—70 m über das heut. Sanniveau aufgeschüttet, was mit Talversperrung durch das Inlandeis und folglich mit Erschwerung des Wasserabflusses in genetischer Verbindung steht (8).

Der Verlauf der niedrigeren Terrassen und ihre Neigung ist mit dem jetzigen Sangebälle übereinstimmend. Die höheren Terrassen 45—55 m und 75—85 m verlaufen an langen Strecken auch ähnlich und nur zwischen Bachórzec und Mielniów sind sie tektonisch gestört. Dieser Talabschnitt quert einige breite Sättel durch (die zwischenliegenden Mulden sind sehr schmal), die zur Zeit der Hebung etwas intensiver als das ganze Sanflussgebiet aufgehoben wurden (um 10—15 m). Diese Störung folgte nach der Entstehung des Talbodens der heutigen 45—55 m Terrasse.

Übrigens stimmt die Neigung der Terrassen und der subbeskidischen Abtragungsfläche mit der jetzigen überein und weist auf eine gleichmässige, grossradiale Aufwölbung des nördlichen Teiles der Mittelkarpaten hin mit Ausnahme von lokalen und seltenen kleinradialen Störungen (siehe die Tabelle und das Längsprofil der Terrassen).

Stärker war die innerbeskidische Abtragungsfläche gestört. Ihre Fläche neigt sich von Süden von der Höhe 510 m nach Norden bis 420 m

an der Linie zwischen Dynów und Przemyśl; nördlich von dieser Linie erhebt sie sich bis zu 450 m. Diese Abtragungsfläche, die ursprünglich gegen Norden geneigt war, wurde vor der Entstehung des subbeskidischen Niveaus während der orogenetischen Bewegungen in der Achse Dynów—Przemyśl gestört und tektonisch (relativ) erniedrigt; besser gesagt, wurde der nördliche Karpatenrandteil relativ intensiver aufgehoben als das südlich von ihm gelegene Gebiet. Im engen Zusammenhang mit dieser Störung steht die plötzliche Krümmung des Santaless von Dynów nach Osten.



Rozmieszczenie tarasów i poziomów destrukcyjnych w dolinie Sanu między Leskiem a Przemysłem. Skala 1:250.000.
 (Die Terrassen und Abtragungsfächen im Santale zwischen Lesko und Przemysł).

STANISŁAW LENCEWICZ

Kilka większych jezior północnego Polesia.

(*Sur quelques lacs de la Polesie du Nord*).

Największe jeziora Polesia zgrupowały się nad górną Prypecią i Jasioldą, a w pewnej mierze — na działach wodnych pomiędzy tymi rzekami i sąsiadującymi z nimi dorzeczami Bugu i Szczary. O jeziorach nadprypeckich wiemy już dziś sporo¹⁾, natomiast o jeziorach północnego Polesia mamy zaledwie wzmianki. Na niektórych z nich działała wodowskazy²⁾, jak to na Bobrowickim, Wygonowskim, Czarnym i Horodyskim, a na dwu ostatnich funkcjonowały nawet przez kilka lat stacje ewaporometryczne. Pomimo to brak dotychczas w literaturze geograficznej choćby najpobieżniejszych opisów tych zbiorników wodnych.

Z liczby 7 największych jezior Polesia, których powierzchnia przenosi 10 km²,—4 znajduje się w dorzeczu Jasioldy³⁾. To też wobec zainteresowania Polesiem, okazanego u nas w ostatnich latach, mam nadzieję że przyda się włączyć do literatury te wiadomości, jakie zdołałem zebrać o batygrafii i genezie zarówno jezior wielkich, jak i kilku pomniejszych. W ten sposób wypełniamy lukę w tabeli jezior sondowanych, oraz konstatujemy ich genezę.

Jeziora wielkie są zarazem bardzo płytkie, ale wśród małych poznaliśmy jeziora o zagadkowych głębokościach. Powtarzają się tu te same typy, które wyróżniłem na „Międzyrzeczu Bugu i Prypeci”, a więc: 1) za-

¹⁾ Lencewicz St. Międzyrzecze Bugu i Prypeci. Wody płynące i jeziora. Przegl. Geogr. 1931.

²⁾ Rocznik hydrograficzny. Dorzecze Dniepru, 1932. P. Służba Hydr. Warszawa, 1936.

³⁾ Mowa tu o Polesiu zachodnim, należącym do Polski, największe bowiem jezioro całego Polesia — K n i a ż (38,5 km²) leży tuż za granicą. Po uwzględnieniu go, zestawienie wielkości naszych jezior przesunie się o jedno miejsce w dół. Tutkowski P. A. Polińskie wielkie oзеро Kniaż. Naukowi Zapiski. Organ Kiiw. Nauk. Dosl. Katedry. Kijów, III, 1925.

stoiska rzeczne, powstałe skutkiem nagromadzenia aluwiiów, 2) zbiorniki otwartych wód gruntowych, 3) wreszcie leje, zaopatrywane wodami głębokimi.

Jeziora Bobrowickie i Wygonowskie znajdują się w odległości 8 km od siebie, wśród jednego wielkiego bagna, leżącego na dział wodnym pomiędzy Szczarą i Jasiołdą. Jak wiadomo, górna Szczara, zarówno jak Myszanka i Hrywda, płynęły pierwotnie na południe. Przeciągnięcie tych rzek do Niemna wytworzyło 40 km szeroki dział wodny, który będąc pozbawiony zorganizowanego w sieć rzeczna odpływu, tym łatwiej uległ zabagnieniu. Powierzchnia bagien wododzielnych obniża się bardzo nieznacznie na zachód; w tamtej też stronie, za jez. Bobrowickim, zaczynają się kanały odwadniające, którymi wody spływają na północ przez Hrywde do Szczary (kanał Lubiszycycki) i na południe do Jasiołdy (kanał Kozicki). Jednolita powierzchnia bagien obejmuje około 380 km², ale granic ich nie można dokładniej wyznaczyć, gdyż zarówno na wschodzie, jak i na zachodzie, pojawiają się na nich kępy piaszczyste (zazwyczaj wydmowe), porośnięte lasem. Tylko na południe odgranicza je wyraźny pas suchych piasków, ciągnący się od Bobrowicz poza Wygonoszcze. Być może, że pas ten wyznacza brzeg dawnego wielkiego jeziora, którego szczątkami są dzisiejsze jez. Bobrowickie i Wygonowskie.

Jezioro Wygonowskie nazywane też Świącickim, od wsi Świącicy, leżącej po przeciwnej, północnej stronie bagien, jest drugim pod względem wielkości (26,5 km²) na Polesiu. Leży ono w poziomie 153 m, tj. prawie w najwyższym punkcie na dział wodnym i dlatego pomyślane było jako zbiornik, zasilający kanał Ogińskiego. Przed przeprowadzeniem kanału (ok. r. 1780), nie miało ono widocznego odpływu i dopiero od tego czasu może doń wchodzić część wód górnej Szczary, która wskutek tego powraca w pewnej mierze do dorzecza Prypeci. Delta podwodna przy wylocie kanału północnego do jeziora, wskazuje na dopływ wody ze Szczary. Wspomina też o tym „Słownik Geograficzny”¹⁾. Brzegi jeziora są niskie, torfiaste, tylko od północy teren wznosi się eokolwiek wyżej, gdyż tam rozłożyło się torfowisko wysokie, a na nim las. Niedostrzegalna wyniosłość istnieje też na brzegu południowym i powoduje wgięcie linii brzegowej ku środkowi jeziora. Poza tym kształt jeziora jest owalny, aczkolwiek od strony północno-zachodniej ma ono niewielką zatokę, przedłużającą się w bagno Topidło w postaci jakby kanału. Znamienne, że w tej wąskiej, podłużnej zatoce

¹⁾ W Rocznikach hydrograficznych jez. Wygonowskie zaliczane jest bądź do dorzecza Niemna (z 1930 r.), bądź do Dniepru (z r. 1932).

występuje bruzda przeszło metr głęboka. Zatoka ta leży na przedłużeniu kierunku biegu Szczary, przed jej zakrętem na północ i możnaby przypuszczać, że jest ona pozostałością dawnego biegu tej rzeki, z okresu poprzedzającego jej przeciągnięcie na północ. Jezioro Wygonowskie jest bardzo płytkie: dno jego przedstawia płaską misę o głębokości przekraczającej niewiele 1 metr. W części zachodniej i południowej jest ono urozmaicone licznymi mieliznami, ledwo pokrytymi wodą, a ułożonymi mniej więcej równolegle w kierunku zachodnim. Zagłębienia pomiędzy nimi są prawdopodobnie wytworem naturalnych odpływów wody, kierujących się potem przez bagna na zachód. Wśród nich znajduje się niewielki obszar objęty izobata 2 m, w którym największa głębokość osiąga 2,7 m. Północno-wschodnia część jeziora ma dno bardzo jednostajne. Przy wylocie kanału północnego powstała podwodna delta, jak to zaznacza odchylenie izobaty 1 m. Druga, większa delta podwodna występuje na brzegu północno-wschodnim, gdzie wpada z bagien naturalna struga — *K l e c i c z n a*. Wiosenne wezbrania Szczary zasilają jezioro w wodę, ale dopływ ten jest regulowany śluzami, wskutek czego absolutne wahania wodostanów obracają się zaledwie w obrębie 73 cm. Dno jeziora jest mulaste, szeroki pas brzegowy porasta sitowie i tp. W pierwszych latach po wojnie, gdy cały kanał Ogińskiego znalazł się w zaniedbaniu, jezioro było tak dalece zarośnięte, że trudno było przedostać się przez nie łodzią. Wszystko to wskazuje na tendencje do zaniku i tylko sztuczna gospodarka wodą, dzięki przynależności do systemu kanału Ogińskiego, podtrzymuje egzystencję jeziora.

Jezioro *B o b r o w i c k i e* zwane też dawniej *R a d o h o w s k i m*, ma kształt trójkątny¹⁾. Południowy jego brzeg odsunięty jest nieco od gruntów wiejskich, w ten jednak sposób, że wygięcie brzegu odpowiada zarysowi pól. Brzegi są prawie wszędzie niskie, bo jak wiemy, jezioro tkwi w bagnie, ale okolone jest pasem suchym, utworzonym z wałów brzegowych. Po takim właśnie pasie biegnie droga z Bobrowicz do Wiada i Tupiczyce, stanowiąc jedyne stałe połączenie tych wsi ze światem. Wymienione wsie leżą na czworobocznym ostrówku, wzniesionym zresztą zaledwie o 2—3 metry ponad poziom bagien, a zbudowanym z piasku zwałowego. Tutaj brzeg jeziora jest nieco wyższy, a przyległą toń nazywają *Czeczuj*. Dalej na północ jezioro tworzy zatokę zwaną *Berozow*. Brzegi są tu znów niskie, porośnięte olszyną, a wody odprowadza stąd kanał na zachód, gdzie wpadają one do innego kanału, łączącego *Hrywdę* z *Jasiołdą*, czyli mogą odpływać zarówno do *Niemna* jak do *Prypeci*. Jest to więc odpływ analogiczny do tego, jaki mamy

1) Sondowania wykonali pp. *W. Romanow* i *S. Zwierz*.

na jeziorze Wygonowskim. Wały brzegowe występują też na wybrzeżach wschodnich. W przeciwieństwie do zachodnich zarośnięte są one gęsto olszyną, wierzbą itp. Jednak dalej od jeziora rozpościera się puste h a ł o, z którego dochodzą do naszego jeziora dwa kanały odwadniające. Wygięcie południowo-wschodniej części jeziora ma kształt zatoki, co też zaznaczone zostało w nazwie (ludowej) odpowiedniej toni, zwanej Huba (Guba). Na tym wybrzeżu udało się zaobserwować oznaki dalszego zaniku jeziora. Oto zauważono piaszczysty wał podwodny (rodzaj kosy), odcinający małą grząską zatokę.

Na północno wschodnich brzegach jeziora, pomiędzy tonią Zahubina i Berezowem, występuje niewielka wyniosłość, wręcz górką, panująca nad rozległą okolicą, a będąca nietylko osobliwością jeziora Bobrowickiego, ale i całego wododzielonego bagniska. Ostrów ten (164,4 m wys. abs.) wznosi się o 10—11 m nad poziom jeziora z jednej strony i poziom bagna Pohonia — z drugiej. Najwidoczniej był on otoczony wodą również od wschodu. Zbudowany z piasku zwałowego, ujawnia na powierzchni duże nagromadzenie krzemieni oraz głazików krystalicznych o średnicy do 5 cm, a niekiedy i większej. Powierzchnia ostrowu jest jednak zmieniona przez działanie czynników eolicznych, jak na to wskazują trójgraniaki, oraz płyty wydmuchów. Ostrów znany był już człowiekowi przedhistorycznemu, jak o tym świadczą liczne krzemienie ze śladami obróbki (wióry, grociki itp.). Nagromadzenia tego rodzaju erratyków na wyniosłościach są charakterystyczną cechą stosunków morfologicznych Polesia. Nie wiemy jednak, czy nasz ostrów należy uważać za świadka rozmytej równiny dyluwialnej, czy też za szczątek moreny czołowej. Tak czy owak, jest to wysepka terenu dyluwialnego, która ostała się przed zatopieniem i zasypianiem osadami wodnymi.

Położona na vis-à-vis, po zachodniej stronie jeziora wyniosłość Wiady i Tupiczyc, jest dalszym ciągiem tego samego wzniesienia dyluwialnego, co zaznacza się nawet w ukształtowaniu dna jeziornego. Oto od południowego cypla na ostrowie, zwanego Rożok, biegnie na Wiadę łukiem wzniesienie dna. W ten sposób jezioro rozdzielone jest tym wałem podwodnym na dwa baseny: wielki—południowy i mniejszy—północny. Dwa wykryte na jeziorze głęboczki przylegają z obu stron do tego wału: południowy z nich choć obszerniejszy jest jednak płytszy (3,4 m), północny zaś malutki, zwany Jamą, obniża się do 4,5 m, a w dodatku największa głębokość ulokowała się tuż pod wysokim brzegiem. Tego rodzaju stosunki zauważyliśmy już wśród jezior Polesia południowo-zachodniego ¹⁾. Częstość jezioro występuje tylko pozornie w bagnie,

¹⁾ Op. cit. na początku.



Fot. autora.

Fig. 1. Brzeg jeziora Bobrowickiego pod wsią Wiada, na prawo widać wał brzegowy porozrywany przez kry lodowe, w środku obrazu — niska faleza.

a w istocie rzeczy tkwi w wyspie dyluwialnej, leżącej wśród bagna. Takie położenie wskazuje nam zarazem, że zasilanie w wodę musi się odbywać od dołu, bo wyspy dyluwialne leżą zazwyczaj na wzniesieniach podłoża kredowego.

Jezioro Wólkowskie leży w pobliżu Telechan, wśród ogromnej, podmokłej równiny piaszczystej. Wchodzi ono w skład drogi wodnej kanału Ogińskiego. Kształt ma owalny, rozmiary całkiem nieznaczne (54 ha), zasługuje jednak na uwagę ze względu na niezwykłą głębokość (26,5 m). Zagłębienie jeziorne ma kształt leja o znacznym nachyleniu stoków, bo $3^{\circ} 36'$. Takie dno znów wskazuje na dopływ z głębszego podłoża.

Trzy większe jeziora rozłożyły się w pobliżu siebie w okolicy, gdzie Jasiołda wchodzi w bagna, towarzyszące jej średniemu biegowi.

Jezioro Białe (4,9 km²) leży w dolinie Jasiołdy, w odległości 4 km od rzeki, od której oddziela je strefa piasków. Pomimo to zwierciadło wody znajduje się zaledwie o kilkanaście centymetrów wyżej niż w rzece. Dno jeziora jest mulaste; w części południowej obniża się ono do głębokości 3.80 m, w północnej jest jeszcze płytsze, tylko po stronie zachodniej zaznacza się w nim bruzda przeszło 3 m głęboka. Na środ-

ku jeziora występuje spłylenie do 2 m. Brzegi są niskie, tylko od wschodu występują nad nimi wydmy, a wzgórza te powodują nawet urozmaicenie linii brzegowej od tej strony, w postaci cyplów i zatok. Jezioro pozbawione jest odpływu widocznego, odpływa jednak na południe przez przylegające do niego bagno Berestowiec i na wiosnę wyraźnie zaopatruje je w wodę. Położenie jeziora na przeciwległym brzegu doliny Jasiołdy, pas bagienny, ciągnący się w jego przedłużeniu na południe, a nawet podłużne zagłębienie w dnie, wskazują, że jezioro Białe powstało przez zatamowanie biegu błędzającej tu niegdyś Jasiołdy.

O $4\frac{1}{2}$ kilometra dalej na wschód leży jezioro Czarne, ale już w wylocie doliny Żehulanki. Dolina ta biegnie równolegle do poprzedniej, oddzielona jest jednak od niej pasem wzniesień dyluwialnych, na których występują nawet pagórki żwirowe o wyglądzie ozów czy też kamésów.

Jezioro C z a r n e (C h r y s k i e) jest trzecim pod względem wielkości jeziorem na Polesiu, bo ma 17 km² powierzchni. Jest ono jeszcze płytsze niż poprzednie i składa się z dwóch basenów. Największa głębokość (2,2 m) przypada w środku jeziora. Południowa część stanowi oddzielny basenik, odcięty od wschodu wysokim cyplem zwanym Wieża, a od zachodu jego podwodnym odpowiednikiem. Tuż pod cyplem ulokował się drugi głęboczek (2 m). Dno jeziora jest grząskie, brzegi porastają szeroko trzcina i sitowiem. Od zachodu przylega do jeziora wymieniona wyniosłość dyluwialna, z pozostałych stron otaczają je bagna. Od północy wpada do jeziora Żehulanka, a wypływającą z niego rzeczkę nazywają Dorohobuż. Pomimo to, że jezioro jest przepływowe, wahania poziomu wody są w nim znaczne i sięgają 1,5 m. Osobliwe, że chociaż bagna nadjeziorne otwierają się szeroko na wschód, któreśdy też łączą się z jeziorem Sporowskim, to jednak odpływ rzeczny z jeziora Czarne odbywa się na południe w stronę Chrysy i Zdzitowa przez przerwę w równinie dyluwialnej.

Zaraz po połączeniu się Dorohobuży z Jasiołdą, wpadają one do jeziora Sporowskiego, leżącego w tym samym poziomie, co i Czarne (143,8 m).

Jezioro S p o r o w s k i e (13,2 km²) jest piątym pod względem wielkości na Polesiu. Przedstawia ono płytką misę, gdzie tylko w jednym miejscu sonda opuszcza się do 2.10 m. W zachodniej części jeziora występują dwie kępy i jedna niewielka mielizna. Przez południowo-zachodnią część jeziora przepływa Jasiołda, która też przy ujściu wytworzyła deltę podwodną, zaznaczoną na planie izobata 1 m. Zaobserwowane w ciągu kilku lat wahania wodostanów osiągnęły 182 cm. Od pół-

nocnego zachodu przylega do jeziora wzniesienie dyluwialne (ostrów) i tutaj brzegi są nieco wyższe; wdzierają się nawet cyplem, na którym stoi Sporowo. Na stronie przeciwnej z brzegu wysuwa się drugi mniejszy cypel. Na mapie zw. 3-wiorstową z r. 1866 zaznaczona jest w tym miejscu kępa; ona to właśnie wskutek obniżenia się zwierciadła wody połączyła się z brzegiem i wytworzyła dzisiejszy cypel. Poza tym brzegi przylegają do wielkich bagien, występujących na dziale wodnym pomiędzy Szczarą i Jasiołdą, w okolicach, gdzie płynęła Hrywda przed jej przeciągnięciem do Szczary.

Na wschodnim krańcu tych bagien występuje kilka drobnych jezior (H u s z c z a, M u l n o, D ź d y n i e) i nieco większe M o t o l, w miejscu, gdzie Jasiołda opuszcza bagna i wchodzi znów do wyraźniejszej doliny.

Jezioro M o t o l od południa przylega do wyniosłości dyluwialnej Zahorodzia, od północy zaś styka się z bagnami. Jest ono niewielkie, gdyż ma zaledwie 1,1 km² powierzchni i składa się z dwóch płytkich baseników prawie równej wielkości, rozdzielonych zwężeniem. Obydwa baseny mają niewiele ponad 1,5 metra głębokości, a we wschodnim z nich dno obniża się w małym dołku do 2 metrów. Jasiołda wpada w zwężeniu i jej to właśnie osady rozdzielają jezioro. Jeszcze w r. 1866 północny brzeg był bardziej jednostajny. Ujście Jasiołdy wielokrotnie zmieniało się, bądź też wpadała ona ramionami, zasypując coraz bardziej jezioro od północy. Zresztą i wylot Jasiołdy zmieniał miejsce, dziś znajduje się on na wschodnim krańcu jeziora. Zaobserwowana dotychczas amplituda wodostanów wyniosła 1,5 metra.

Jezioro H o r o d y s k i e leży w niezwykłym miejscu przy połączeniu się Jasiołdy z Piną. Mianowicie w wylocie szerokiej, bagnistej doliny Jasiołdy, znajduje się wyniosłość, zbudowana z piasku dyluwialnego, zresztą silnie przemytego i przewianego, a środek tego ostrowu zajmuje jezioro. Od południa łączy się ono z Jasiołdą-Piną, ku północy wyciąga się dwoma ramionami, a za ramieniem wschodnim występuje ponadto jezioro Ś w i ę t e, małe (6 ha), ale stosunkowo głębokie (4,4 m). W ten sposób jezioro prawie wypełnia ostrów i od bagien otaczających oddzielone jest tylko wąskimi pasami piasku. Od strony wschodniej, we wsi Horodyszcze teren podnosi się do 145 m i spada do jeziora stromym stokiem. W niewielkiej odległości od tego brzegu ulokowała się największa głębokość (9,4 m). Ogólne nachylenie stoków dna wynosi 1° 40'. Wobec takich stosunków nie można uważać tego jeziora za zastoisko, powstałe wskutek utrudnienia odpływu, jak jeziora bagienne, a należy przypuszczać, że zasilają je wody głębsze.



Fot. autora.

Fig. 2. Widok na południową część jeziora Horodyskiego.

Jezioro P o h o s t¹⁾ nie należy do zlewiska Jasiółdy, jakkolwiek jest od niej oddalone tylko o 12 km; łączy ono jednak dwie atrofijne rzeki Wiślicę i Bobryk, które odwadniają bagna wododzielne pomiędzy Jasiółdą i Szczerą.

Ósme co do wielkości jezioro Polesia, odznacza się ono wydłużonym kształtem i urozmaiconą linią brzegową. Oś jego przebiega z WSW na ENE i ma 7350 m długości, podczas gdy obwód wynosi 20750 m, a rozwój linii brzegowej 2,11. Jezioro jest przepływowe. W północno-zachodnim końcu pod Nowym Dworem wpada do niego rzeczka Wiślica, na krańcu wschodnim koło miasteczka Pohost Zahorodzki — ramię Bobryka. Wypływ z jeziora znajduje się w pobliżu ujścia wspomnianego ramienia Bobryka kilkaset metrów bardziej na wschód i odprowadza wody do Bobryka. Jezioro jest płytkie. Średnia jego głębokość wynosi zaledwie 0,88 m, najgłębsze miejsce zwane „Jamka”, znajduje się w pobliżu północnego brzegu koło lasu „Świerniszcz” i wynosi 2 m. W ukształtowaniu dna wyróżnić się daje przede wszystkim nieco głębszy rów, przebiegający przez całą długość jeziora. W części zachodniej ma on poniżej 1,5 m głębokości i przebiega kręto zgodnie z osią jeziora;

¹⁾ Sondowania wykonali pp. W. Jurkiewicz i J. Kondracki.

jest to t. zw. „Dolina”. W środku jeziora, w jego najszerszej części, przechodzi on w odosobniony basenik o 1,8 m głębokości, poczem linia największych głębokości spłyca się nieco i ponownie w „Jamce” osiąga maksymalną głębokość. We wschodniej części jeziora występuje ponadto pośrodku wzniesienie, które oddziela zagłębienia, położone w pobliżu północnego brzegu od mniej wyraźnego rowu, przebiegającego wzdłuż południowych wybrzeży. Jezioro posiada przeważnie brzegi suche, piaszczyste. Piaski te tworzą wydmy, zatopione wśród bagien, położonych na przedłużeniu zatok jeziora. Nadbrzeżne wydmy w wielu miejscach podcięte zostały ładną, do 4—5 m wysoką falezą, u stóp której rozciąga się 20—40 m szerokości platforma, świadcząca o znaczniejszym zasięgu działania fal. Na północnych brzegach, w połowie szerokości tej platformy, można obserwować wał brzegowy, sformowany przez wypychane wiosną na ląd kry lodowe, pędzone wiatrem południowo-zachodnim. Oddalenie tego wału od brzegów jeziora świadczy, że poziom wód ulega dosyć znacznym, kilkudziesięcio-centymetrowym zmianom, co przy pomiarach głębokości, przeprowadzanych w innym miesiącu, może dać wyraźną różnicę.

Sama misa jeziorna zbudowana jest z piasku, który występuje jednak tylko na miejscach płytszych, podczas gdy poniżej głębokości 0,75—1 m znajduje się gruba warstwa rzadkiego, organicznego mułu o zabarwieniu ciemnym, prawie czarnym. Miejscami zawiera on domieszkę części ilastych i wówczas jest lepki, bardziej gęsty. Woda jeziora jest mało przezroczysta, zielona, sonda znikła tu z oczu już na głębokości 20—30 cm. Tafla wodna przy brzegach mało zarośnięta, ale wśród roślinności wodnej osobliwością do niedawna był t. zw. orzech wodny (*Trapa natans*), który obecnie, jak się zdaje, zupełnie wyginął, zniszczony przez okoliczną ludność.

Strefa piasków, wśród których leży jezioro Pohost, towarzyszy od północy zabagnionej dolinie Jasiołdy od okolic Łohiszyna po dolinę Bobryka, tworząc rodzaj piaszczystego tarasu, zatopionego wśród młodych aluwiiów. W odległości 2 km na północ od brzegów jeziora, koło Botowa, z pod piasków rzecznych i eolicznych wynurza się płat piaszczystej moreny, o dość licznych gładzikach narzutowych, wśród których przeważają jednak krzemienie, podczas gdy granity są mniej liczne. Dość często trafiają się też kawałki czerwonego piaskowca.

Powstanie jeziora daje się wyjaśnić zatamowaniem odpływu rzeczki Wiślicy, płynącej wśród wydmy piaszczystego tarasu, przez akumulację aluwiiów w dolinie Bobryka, związaną z ogólnym na Polesiu okresem zabagnienia i zatorfienia.

R É S U M É.

L'auteur donne des renseignements sur la bathygraphie et la génèse des 10 lacs qui se trouvent dans la partie septentrionale de la Polesie polonaise. Ils sont situés soit entièrement dans le bassin de la Jasi lda (affluent de la Pryp c), soit sur les marais qui constituent la ligne de partage entre cette rivière et la Szczara (affluent du Niemen), comme les lacs Bobrowickie et Wygonowskie. Les derniers deux lacs et aussi ceux de Czarne et Sporowskie comptent parmi les plus grands en Polesie, car leur superficie excède 10 km².

Les grands lacs sont en même temps ceux dont les fonds sont très plats; d'autre part parmi les petit lacs ont trouve des profondeurs considérables. Ainsi ils rep tent les types que nous avons reconnu dans la Polesie du Sud-Ouest (voir: „Les eaux courante et les lacs entre le Bug et la haute Pryp c”, Przegl. Geogr. 1931), a savoir: 1) les bassins des eaux retenues par l'accumulation d'alluvions, 2) les bassins formés par les nappes d'eaux superficielles, 3) les entonnoirs alimentés par les eaux profondes.

Pour les caractères morphométriques des lacs voir la table ci-dessous.

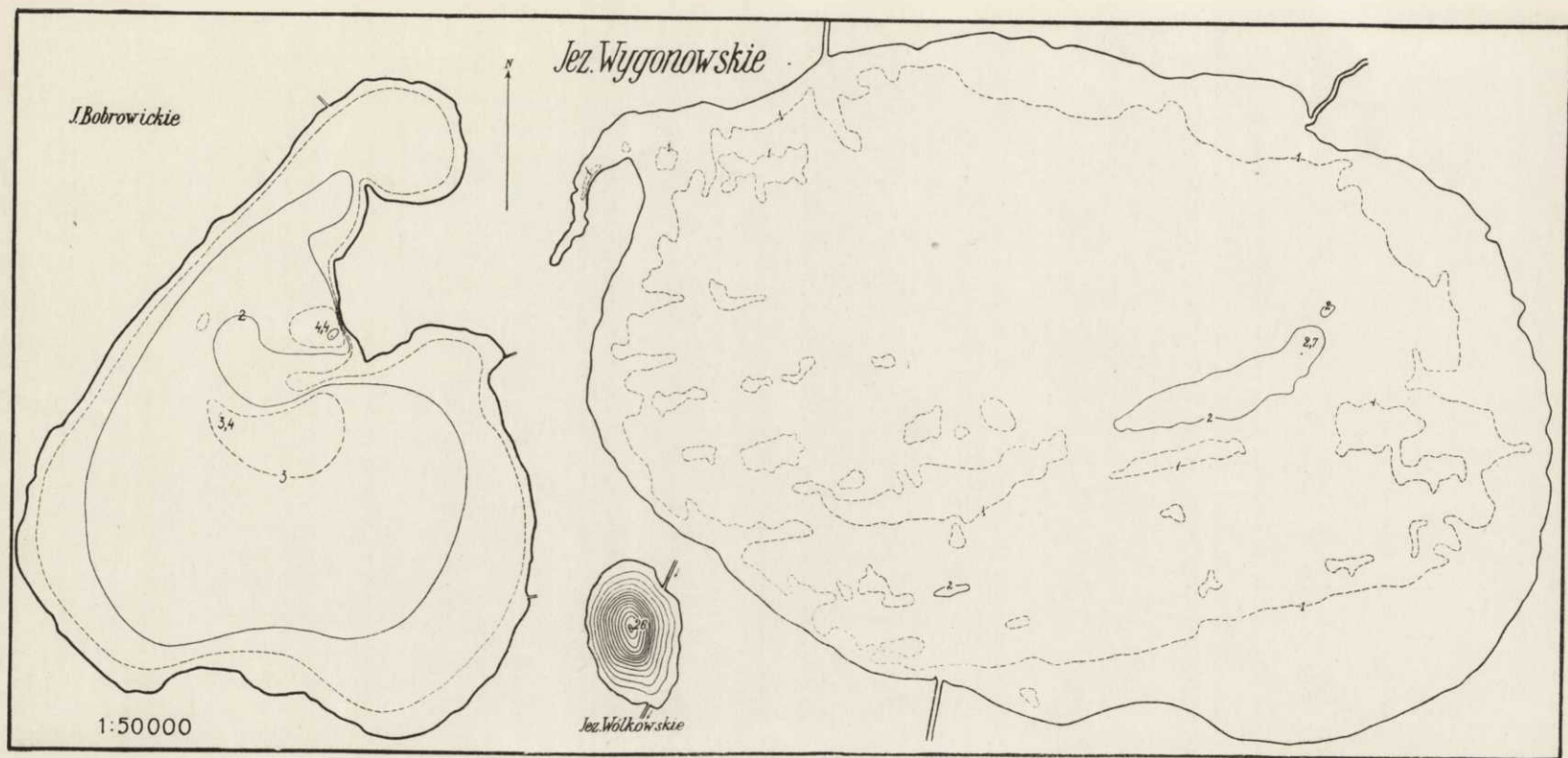
TABLICA MORFOMETRYCZNA

TABLE MORPHOMÉTRIQUE

Nr	Nazwa jeziora <i>Nom du lac</i>	Arkusz mapy 1:100.000 <i>Feuille de la carte</i>	Spórzędne geograf. <i>Coordonnées géogr.</i>		Wzniesienie n. p. m. <i>Altitude</i>	Długość max. <i>Longueur max.</i>	Szerokość max. <i>Largueur max.</i>	Powierzchnia <i>Surface</i>	Linia brzegowa <i>Circonférence</i>		Głębokość m. <i>Profondeur m.</i>		Poję- mność w tys. <i>Volume, milliers</i>
			φ	λ_{Gr}					Długość <i>Longueur</i>	Rozwój <i>Development</i>	max.	Średnia <i>Moyenne</i>	
1	Białe	Chomsk	52°26'	25° 9'30''	144,6 (144)	3.400	2.000	492	9.250	1,1	3,8	2,4	12.637
2	Bobrowickie (Ra- dohowskie)	Iwacewicz	52°37'	25°47'	152,7 —	4.725	3.575	1025,8	15.300	1,3	4,4	1,9	19.959
3	Czarne (Chryskie)	Bereza Kar- tuska — Chomsk	52°29'	25°14'30''	143,8 (142,5)	6.400	3.660	1716	19.430	1,3	2,2	1,2	21.054
4	Horodyskie	Pińsk	52°10'	26°16'	133,7 —	1.600	1.190	92	5.300	1,4	9,4	3,7	3.426
5	Motolskie	Motol	52°19'30''	25°35'	141,6 (140)	1.850	850	110	7.650	2,1	2,0	1,2	1.310
6	Pohoskie (Pohost)	Łuniniec płn. — — Łohiszyn	52°18'30''	26°19'	135,6 —	7.350	2.352	770	20.750	2,1	2,0	0,9	6.773
7	Sporowskie	Chomsk - Motol	52°24'30''	25°20'	142,7 (142,7)	5.925	3.150	1324	20.475	1,6	2,1	1,2	16 063
8	Święte	Pińsk	52°10'30''	26°16'	135,7 —	380	365	6	957	1,1	4,4	2,8	168
9	Wólkowskie	Telechany	52°32'20''	25°52'	153 —	1.090	672	54	2.810	1,1	26,5	7,4	3.990
10	Wygonowskie (Święcickie) . . .	Telechany	52°41'	25°56'	153,1 —	7.325	4.810	2650	22.250	1,2	2,7	1,1	28.640

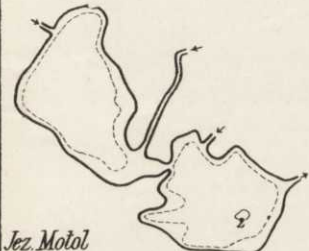
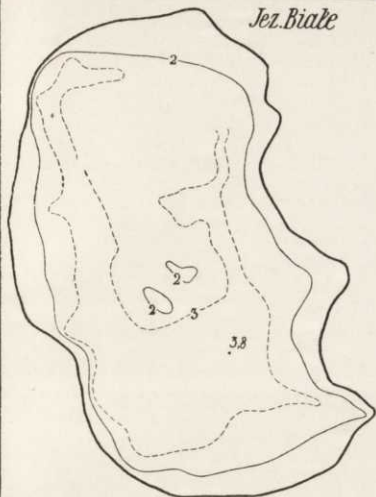
Wzniesienie zwierciadła wody ponad poziom morza podane zostało według rosyjskich map sztabowych; obok tego, w nawiasach, podaję wzniesienie według wodowskazów Państw. Służby Hydrograficznej.

Głębokości odpowiadają tym stanom wody, przy których robione były pomiary, a więc w jeziorach płytkich mogą się one różnić nieco bardziej od przeciętnych normalnych. Zresztą niewszystkie jeziora zaopatrzone są w wodowskazy i wskutek tego nie dałoby się ujednostajnić odpowiednich poprawek.



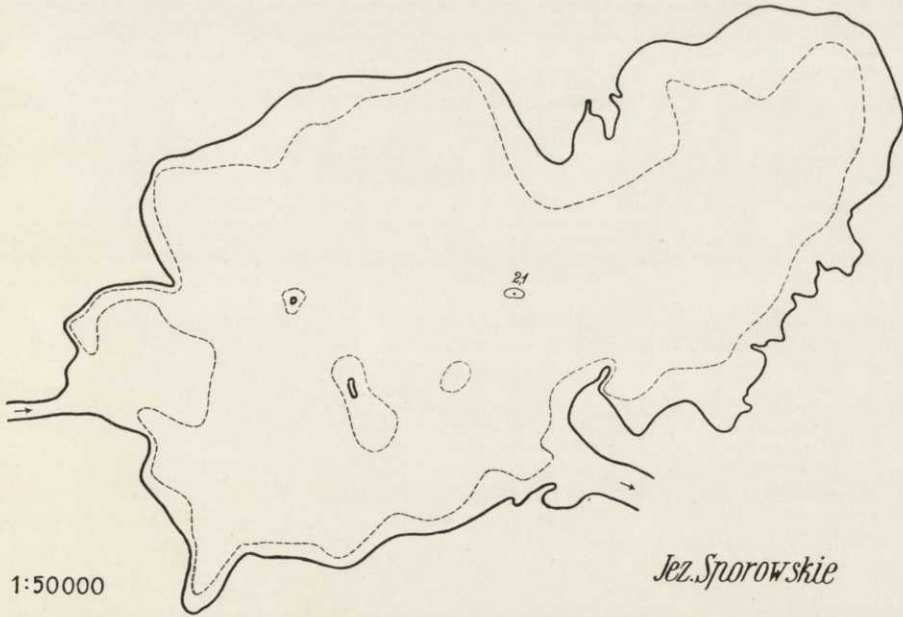
Objaśnienia: Izobaty ciągłe — co 2 m, przerywane — co 1 m, cyfry — głębokości maksymalne w metrach.
 Explications: Isobathes continues par 2 m, discontinues par 1 m, chiffres — profondeurs max. en mètres.

Jez. Białe



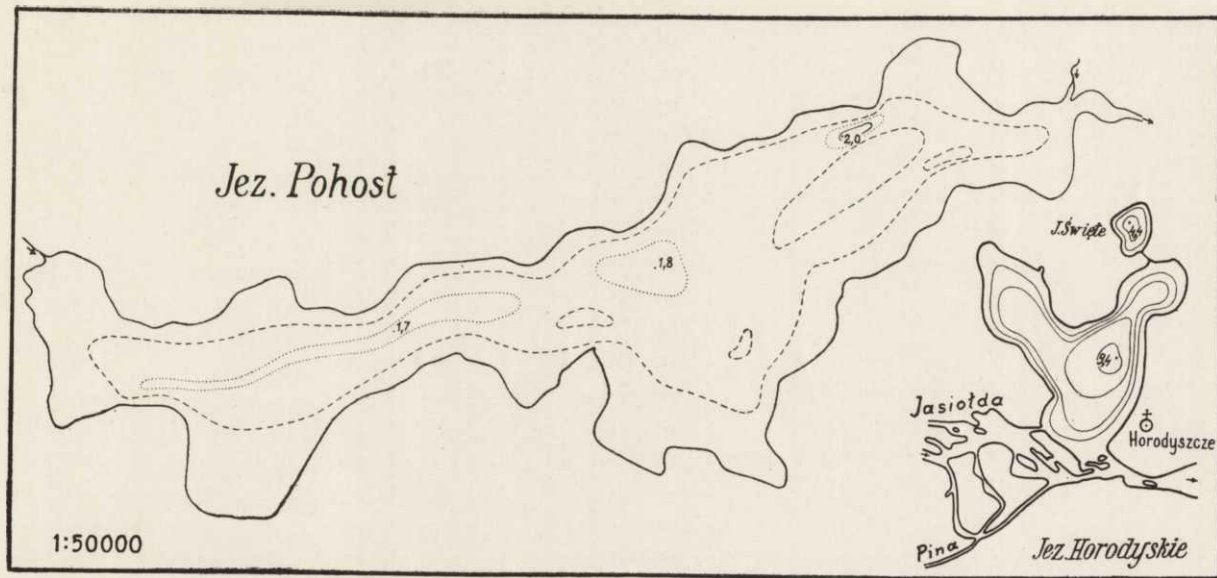
Jez. Motol

Jez. Czarne



Jez. Sporowskie

1:50000



Objaśnienia: Izobaty ciągłe — co 2 m, przerywane — co 1 m, punktowane — 0,5 m; cyfry — głębokości maksymalne.

Explications: Isobathes continues par 2 m, discontinues — par 1 m, pointillés - par 0,5 m; chiffres — profondeurs max.

NOTATKI

(NOTES)

ADAM GADOMSKI.

Uwagi o epoce lodowej w Tatrach¹⁾.

(A propos de l'époque glaciare dans les Tatra).

Przegląd morfologiczny form tatrzańskich daje nam możliwość oceny znamion, będących bezpośrednim lub pośrednim wynikiem zlodowacenia, które Tatry przeżyły. Przechodząc skalę form, widzimy iż przewagę mają formy erozyjno-glacialne, potem idą formy akumulacji lodowcowej, rzeczno-glacialne, periglacialne i tworzące się ciągle formy poglacialne. Taką jest skala w stosunku do całych Tatr, jeżeli natomiast zastosujemy ją do poszczególnych części, to już tu ukazują się różnice. I tak np. Tatry Wysokie, przeważnie granitowe, wykazują ogromną przewagę czystych form erozyjno-glacialnych w stosunku do osadów akumulacji lodowcowej, które zostały w przeważnej części już wyniesione przez erozję naziemną.

Tatry Zachodnie natomiast, geologicznie bardzo urozmaicone, z silnie rozwiniętym na N pasmem wapienno-dolomitowym (tak zwane „Zakopiańskie Tatry Wapienne”), wykazują znowu wprost przeciwnie, przewagę form akumulacji lodowcowej, konserwowanych od wynoszenia przewagą erozji podziemnej (zjawiska krasowe). Natomiast słabiej zarysowane w Tatrach Zachodnich formy erozyjno-glacialne, częściowo jeszcze przykryte są kożuchem akumulacji oraz niejednolicie występują w rozmaitych strefach budujących je skał²⁾. Tatry znowu Bielskie³⁾, położone na skrajnym wschodzie, wapienno-dolomitowe, wykazują na północnych swych stokach formy erozyjno-glacialne w postaci jedynie tylko 9 kotłów wysokogórskich, podczas gdy znowu ich strona południowa, pokryta trawnikami, zupełnie kotłów glacialnych nie posiada,

¹⁾ Referat przygotowany na 3. Międzynarodową Konferencję Czwartorzędową w Wiedniu, w r. 1936.

²⁾ Gadomski Adam: „O zlodowaceniu doliny Bystrej pod Kuźnicami”. Przegl. Geogr. Warszawa 1936, str. 65—75.

³⁾ Gadomski Adam: „Morfologia glacialna Bielskich Tatr”. Pamiętnik II Zjazdu Słowiańskich Geografów i Etnografów w Polsce w r. 1927, tom I, 1929.

a natomiast w dolnych jej częściach są złożone liczne utwory morenowe, co prawda pochodzące z Wysokich Tatr. Dalej między stokami północnymi a południowymi całego pasma Tatr zachodzi też wielka różnica. Stoki północne są różnorodnej budowy geologicznej, gdyż do głównego trzonu przypierają tam 2 serie skał osadowych (wierchowa i reglowa) ponadto do północnej części Tatr, oddzielonej tylko subsekwentnymi rowami, przylega flisz podhalański. Dzięki temu stoki północne posiadają długie doliny, sięgające głęboko w głąb gór, a linia głównego grzbietu w centralnej części została posunięta znacznie na niekorzyść strony południowej ku S. Natomiast stoki południowe, opadając bezpośrednio wprost trzonem granitowym ku kotlinom Spiskiej i Liptowskiej, mają wobec tego doliny krótkie a zawieszane. U wylotu tych dolin znajduje się wielki amfiteatr utworów morenowych z czasów lodowca podgórskiego, a poniżej tegoż dobrze w kotlinach śródgórskich złożone i zachowane utwory rzeczno-lodowcowe, w przeciwieństwie do braku amfiteatru morenowego na stokach północnych oraz do rozwleczenia tamże utworów rzeczno-lodowcowych na znacznej przestrzeni. Z tych wszystkich względów glacialny krajobraz tatrzański jest niejednolity w rozmaitych częściach Tatr w zależności do budowy geologicznej oraz czynników geograficzno-fizycznych.

Aby odtworzyć stosunki poszczególnych okresów i faz lodowcowych w Tatrach, musiałem po dokładnym zaznajomieniu się z terenem wysokogórskim, przeprowadzić paralelizację utworów erozji glacialnej we wnętrzu gór z utworami akumulacji lodowcowej i utworami rzeczno-lodowcowymi, naturalnie z uwzględnieniem wszystkich na wstępie podanych faktów.

Ponieważ kotły lodowcowe były źródłiskami zlodowaceń, przeto najstarsze z nich wyznaczają linię źródłiskową pierwszego okresu zlodowacenia, dalej najstarsze żłoby i najstarsze moreny uzupełniają obraz erozji i akumulacji tego okresu. Znajdujące się poniżej najstarszych żłobów stromizny, odpowiadają pierwszej fazie interglacialnej, a najstarsze powierzchnie rzeczno-lodowcowe 1-szej fazie fluwioglacialnej. Reasumując to wszystko, mamy w naszych górach w ich dzisiejszym krajobrazie do czynienia z trzema typami cyrków: zupełnych, najwyżej położonych, częściowo zniszczonych w środku i całkiem zniszczonych na dole, dalej z dwoma wysoko położonymi korytami i z trzecim najdolniejszym wąskim, a otoczonym stromymi ścianami.

Dwa starsze koryta (żłoby) przeważnie zaznaczają się u wylotu dolin w postaci wysoko położonych upławów albo bardzo charakterystycznych, w profilu poprzecznym girlandowo ułożonych załamania spadku wśród zboczy dolinnych. Natomiast wyżej w dolinach (tj. w głąb gór), starsze żłoby zatracają się, a krajobrazowi nadają główne piętno urwiste ściany żłobu ostatniego zlodowacenia (np. Roztoka, Rybi Potok, Biała Woda, Jaworowa na północnych stokach Tatr, a Cicha Dolina, Mięguszowiecka, Staroleśna itd. na stokach południowych). Te żłoby kończą się w tak zwanych zamknięciach korytowych (*Trogschluss*) które są dolinami workowymi, z trzech stron urwistymi ścianami zamknięte, a stanowiące ku górze zamknięcie żłobu lodowcowego, w dół zaś wyjście. W zamknięciach tych wody zlewają się ze wszystkich stron

kaskadami jak np. wodospady z dolin wiszących w zamknięciu korytowym Białej Wody. Paralelizacja form erozyjno-glacialnych pozwoliła na stwierdzenie we wszystkich dolinach Tatr trójkrotności zjawiska erozji glacialnej.

Ślady interglacialnych wcięć pozwalają przypuszczać istnienie dwóch faz erozji, przedzielającej trzy fazy erozyjno-glacialne, dalej ślady akumulacji lodowcowej pozwalają również na stwierdzenie trzech faz tejże akumulacji (bez stadialnych moren); studium wreszcie tarasów rzeczno-lodowcowych doprowadziło do wyróżnienia trzech powierzchni fluwioglacialnych. Na podstawie więc dzisiejszego wyglądu krajobrazu tatrzańskiego z jego charakterystyczną trójkrotnością zjawisk erozji glacialnej, akumulacji, oraz osadów rzeczno-lodowcowych, można sądzić o trzech głównych zlodowaceniach tatrzańskich.

Wysokościowo stosunki te, na podstawie danych z polskich Tatr przedstawiają się jak następuje:

Trójkrotność zjawisk erozji lodowcowej zaznacza się trzema wybitnymi poziomami¹⁾, a więc trzeciemu najwyższemu poziomowi w wysokości około 1900 m odpowiadają kotły lodowcowe zupełne t. j. z trzech stron urwistymi ścianami otoczone. Poziomowi drugiemu (wysokość około 1700 m) odpowiadają kotły częściowo zachowane z jedną jeszcze ścianą kotłową, wreszcie poziomowi pierwszemu (wysokość około 1500 m) odpowiadają dolne baseny przegłębień. Wszystkie wymienione trzy poziomy erozji kotłowej wypełnione są przeważnie wodami stawów tatrzańskich, albo też, w miejscu ich wyschnięcia lub spłynięcia, zaznaczają się w postaci charakterystycznych suchych kotłów.

Najlepszym przykładem tej trójkrotności zjawisk erozji kotłowo-lodowcowej jest dolina Pięciu Stawów Polskich, wykazująca w przekroju podłużnym następujące poziomy:

3-mu najwyższemu odpowiada kocioł zupełny Zadniego Stawu pod Kolem, wysokość 1890 m, 2-mu — częściowo zachowany kocioł Czarnego Stawu pod Kotelnicą, wysokość 1724 m, 1-mu dolnemu—baseny przegłębienia Wielkiego Stawu 1669 m i Przedniego Stawu 1672 m.

Pomiędzy poszczególnymi poziomami erozji kotłowej znajdują się charakterystyczne trzy progi poprzeczne w przekroju podłużnym dolin tatrzańskich, których wzniesienia występują w wysokości przenoszącej nieco wymienione już trzy poziomy. Progi te ku dnom swych kotłów a więc w górę dolin opadają stosunkowo łagodnymi spadkami, nie przekraczającymi 50 m, natomiast ku wylotom dolin, ku niżej położonym poziomom, opadają urwistymi ścianami, częstokroć zupełnie prostopadłymi, z których zwłaszcza 3-cie najniższe osiągają różnice spadków do 300 metrów. Podobnie i trzy załamania spadku w przekroju poprzecznym odznaczają się również tym, iż dolne odpowiadają żłobom, najniższe opadają ścianami kilkuset metrowymi, podczas gdy górne tworzą tylko znacznie mniej wysokie podcięcia skalne, nie przenoszące 100 m.

¹⁾ Szczegółowy skorowidz wszystkich poziomów półn. stoków W. Tatr znajduje się na str. 90—92 mej „Morfologii glacialnej półn. stoków W. Tatr”. Cieszyń, 1926.

Z tymi trójkrotnymi zjawiskami erozji lodowcowej połączona akumulacja lodowcowa, wykazuje również trzy charakterystyczne pasy moren zestawione przykładowo z polskiej części Tatr:

1) Utwory morenowe Podtatrza, występujące na północ od drogi jezdnej do M. Oka (np. tereny okolic Murzasichla na N od wierchu Porońca). 2) Pasy moren bocznych i czołowych u wylotu walnych dolin tatrzańskich, np. morena boczna Suchej Wody, oraz czołowa Toporowego Stawu. 3) Wreszcie występują pasy morenowe w miejscu połączenia się ze sobą dolin głównych śródtatrzańskich (np. Psia Trawka itd.). Dalsze bowiem ku górze już tylko małe moreny we wnętrzu gór, częstokroć przykrywające rygle i stopnie, należą do faz stadialnych. Natomiast poziomy rzeczno-lodowcowe pozwalają wywnosić wnioski o trójkrotności zlodowacenia tatrzańskiego, dającego się odczytać z dzisiejszego krajobrazu tatrzańskiego.

STANISŁAW LENCEWICZ

Uwagi o zlodowaceniu w polskich Tatrach Wysokich.

(Remarques sur la glaciation dans les Hautes Tatra).

Badaniami nad morfologią lodowcową naszych Tatr zajmowałem się w roku 1919 i 1921. Niestety sporządzenie mapy form glacialnych utrudniał mi znacznie brak dokładnych map topograficznych, przerwałem więc pracę, w oczekiwaniu na zapowiadane już wtedy nowe zdjęcie topograficzne, tymbardziej, że rozeszły się wieści o przygotowaniu do druku dużej rozprawy R o m e r a o tym samym zagadnieniu. Poprzez stałem więc na zużytkowaniu moich obserwacji do wydanego w r. 1922 „Kursu Geografii Polski” w postaci „Mapki morfologicznej doliny Rybiego Potoku” i szeregu uwag podanych w tekście tej książki, jako przykłady.

Od tego czasu wyszedł szereg prac, dotyczących epoki lodowcowej w Tatrach (P a r t s c h, G a d o m s k i, R o m e r, H a l i c k i), ale autorzy ich poniechali kwestię przedstawienia form lodowcowych na mapie, a zwłaszcza dwaj ostatni ograniczyli się raczej do osadów morenowych i fluwioglacjalnych podnóża gór. Dopiero w r. 1936 G a d o m s k i opublikował malutki szkic (bez skali), przedstawiający morfologię glacialną północnych Tatr. W r. 1934 ukazała się wreszcie nowa mapa topograficzna Tatr, ale pomimo dużej podziałki (1 : 20.000), nie przedstawia ona dostatecznie wyraźnie form drobnych. Względy te skłoniły mnie do rezygnacji ze swojego dawnego zamiaru, atoli do nowo-wydanej geografii Polski (5) dołączyłem znów: „Mapkę śladów zlodowacenia w polskich Tatrach Wysokich” w skali 1 : 60.000. Mapkę tę oparłem przede wszystkim na badaniach własnych, ale uwzględniłem też zdjęcia G a d o m s k i e g o, który nawet dostarczył mi uprzejmie oryginalnego rysunku swej mapy, będącej prototypem szkicu, zredukowanego fotograficznie do wydawnictwa wyżej wzmiankowanego (2).

Komunikat niniejszy jest niejako komentarzem do mojej mapki, gdyż w książce popularno-naukowej, przy której została ona umieszczona, nie można się było wdawać w dyskusję szczegółów. To też pragnę

tutaj wypowiedzieć kilka uwag o przebiegu zlodowacenia w objętych mapą dolinach, tymbardziej, że wymienieni wyżej autorzy przeważnie nie troszczyli się o formy wklęsłe. Naprzykład R o m e r przyznaje że: „problemu morfogenezy glacialnej rzeźby tatrzańskiej nie tknął niemal zupełnie”.

Aby ułatwić orjentowanie się na mapie, poprzestałem na niewielu znakach objaśniających, ale w przedstawianiu form miałem na względzie tę okoliczność, że muszą one mieć swoją konsekwencję i przedstawiać zjawiska, których są skutkiem.

Tak więc progi i skały bochenkowate przedstawione są jednym znakiem, gdyż niema pomiędzy nimi różnicy genetycznej; skały bochenkowate są conajmniej szczątkami progów. Również nie oznaczałem oddzielnym znakiem m i s p r z e g ł ę b i o n y c h, bo obecność ich wynika z układu progów i podcięć korytowych, lub ścian cyrków. Zbędne jest też wprowadzanie oddzielnego znaku na doliny z a w i e s z o n e, gdyż hipsometria i rysy morfologiczne pozwalają je i tak wyróżnić. M o r e n d e n n y c h wewnątrz dolin nie oznaczałem, bo nie mają one znaczenia w rozważaniach nad przebiegiem zlodowacenia, natomiast naniósłem je tam, gdzie występują one poza obramieniem wałami morenowymi. Są to naturalnie moreny dennestarsze. Z rozkładu i wzajemnego stosunku tych dwóch utworów widoczna jest na mapce transfluencja lodowców do doliny Filipki i Olczyisk, co uwydatnia jeszcze podkład hipsometryczny mapy i fluwioglacjał Jaszczurówki. Bagienka, na linii Toporowe Stawy — ujście Waksmundzkiej, jako położone wśród wałów morenowych, wyraźnie wskazują na z a n i k ł e s t a w k i.

Wśród cyrków wyróżniłem przede wszystkim — n o r m a l n e, zamknięte progami, a będące tworem epoki lodowcowej. Oprócz nich przedstawiłem jeszcze cyrki n i e f o r e m n e; mają one rozmiary mniejsze i leżą wyżej. Są to przeważnie cyrki niwalne, posiadające nawet niekiedy moreny lawinowe, ale do tej kategorii zaliczyć też można tworzy niewyraźne pod względem genezy, jak np. Sucha Dolina pod Kasprowym Wierchem. Wyróżnionych przezemnie cyrków n i e f o r e m n y c h należy utożsamiać z „karami n i e z u p e ł n y m i” — G a d o m s k i e g o, gdyż do tej kategorii zalicza on raczej cyrki stare, zniszczone.

P o d c i ę c i a k o r y t o w e, w niższych częściach dolin lodowcowych, zaznaczają koryta jeziorów lodowych, natomiast w częściach górnych są one nieraz równocześnie ścianami cyrków, zmodyfikowanymi w późniejszych etapach zlodowacenia, gdy linia wiecznego śniegu podnosiła się wyżej, a jezioro lodowe płynął dnem niższego cyrku, jak to szczególnie wyraźnie występuje w Dolinie Stawów Gąsienicowych.

Na uwagę zasługuje jeszcze pewnego rodzaju zjawisko epigenezy, występujące na progach, zamykających Czarny Staw Gąsienicowy, Zmarzły, Wielki, Czarny nad Morskim Okiem i inne. Obok gardzieli dzisiejszych, którymi odpływają potoki, występują jakieś starsze nacięcia zasypane moreną lub gruzem skalnym. Takie zmiany w odpływach jezior wytłumaczyć można bądź oscylacjami lodowców, bądź wprost polodowcowymi zwałami.

W świetle skartowanych form, obraz zlodowacenia przedstawia mi się jak następuje.

Dolina Stawów Gąsienicowych była wypełniona firnem, z którego wypływał lodowiec Suchej Wody. Wysoka, ale wąska grań Kościelca rozdzielała to pole firnowe na dwa wielkie cyrki: Czarnego Stawu pod Kościelcem i Stawów Gąsienicowych. Drobniejsze cyrki piętrowe wykształciły się dopiero później, w czasie zaniku lodowców i zaznaczają stadia cofania się, zarówno jak i liczne spłaszczenia, widoczne na ścianach skalnych. Zbocza Granatów i Żółtej Turni przedstawiają najstarsze, wschodnie podcięcia tego lodowca, prawdopodobnie najprzód były one ścianami cyrku, a później, po zmniejszeniu się lodowca — ścianami koryta. Na zachód od Stawów Gąsienicowych odpowiednika tego podcięcia brak, bo grzbiet Uhrocia Kasprowego jest zbyt płaski. W owym czasie musiała tu istnieć wyższa grań, ale jako zbudowana ze skał miękkszych, mesozoicznych, uległa ona prędzej zniszczeniu. Na zachodnich zboczach Małego Kościelca występuje spłaszczenie, spadające stromym podcięciem ku Dwoistemu Stawkowi, a jego odpowiednikiem jest znów podcięcie na stokach Uhrocia Kasprowego. Podcięcia te zaznaczają koryto lodowca, wpływającego wtedy z cyrków Zielonego Stawu, Kurtkowca i wyższych. Tak zredukowane pole firnowe nie mogło wysyłać zbyt długiego lodowca i prawdopodobnie kończył się on niewiele poniżej Hali Gąsienicowej, gdzie występują moreny czołowe. Tak więc to drugie, niższe koryto było wytworem stadiów zanikowych.

Nagromadzenie moren czołowych pod Psią Trawką, Hali i k i odniósł do zlodowacenia 3-go, natomiast moreny koło Toporowego Stawu potraktował jako należące do zlodowacenia 2-go. Tymczasem stan zachowania tych wałów, zarówno jak ich ciągłość, każą odnieść je do tej samej epoki lodowcowej.

Lodowiec Pańszczycy rozpoczynał się z ogromnego cyrku, położonego pomiędzy Żółtą Turnią i Kosistą. Płynął on pierwotnie w kierunku równoległym do lodowca Czarnego Stawu i łączył się z nim tuż poniżej Dubrowisk, jak na to wskazuje rozległe spłaszczenie. Dopływ nowych mas firnu zepchnął część lodów w dolinę Olezyską, powodując w ten sposób znaną transfluencję, której kierunek przypada w przedłużeniu biegu jezora lodowego, jaki wychodził z Czarnego Stawu. Dopiero później lodowiec Pańszczycy zmniejszył się o tyle, że zajął już tylko miejsce Pańszczyckiego potoku. Zanik omawianego podwójnego lodowca (tj. Suchej Wody i Pańszczycy), oraz jego rozdwojenie, można odczytać na mojej mapie z rozkładu wałów morenowych.

Lodowiec Waksmundzkiej wypływał z pól firnowych, rozłożonych pomiędzy Kosistą i Wołoszynem. W czasie zaniku różnicowały się tu cyrki piętrowe¹⁾. Charakterystyczne, że przy ujściu lodowca Waksmundzkiej do doliny Białki, powstała transfluencja za Gęsią Szyją do doliny Filipki, a więc w podobnych warunkach jak transfluencja Olezyska.

¹⁾ Niektóre szczegóły we wnętrzu doliny Waksmundzkiej, a zwłaszcza rozkład moren zawdzięczam p. J. Kondrackiemu.

Dolina Pięciu Stawów Polskich jest znów wielkim polem firnowym, które rozciągało się od Miedzianego pod Kozi Wierch. Nie wiemy tylko jak daleko sięgało ono na zachód, gdyż pewne poszlaki wskazują, że obszar Zadniego Stawu należał pierwotnie (w pierwszych okresach zlodowacenia lub przed zlodowaceniem) do zlewiska południowego, a dział wodny biegł z Kołowej Turni na Cubrynę. W dno tego wielkiego cyrku wciął się później mniejszy lodowiec, wypływający z cyrku Zadniego Stawu. Po drodze zasilaty go firny z cyrków, rozłożonych na ścianach Miedzianego, jak również z dolin Pustej i Buczynowej, dzięki czemu wzrastał on w masę, wciął się w dno dawnego cyrku i schodził do doliny Roztoki, osadzając w niej moreny czołowe. Lodowiec ten nie zajmował całej szerokości Doliny Pięciu Stawów, a tylko jej południową połowę. Z tego też powodu próg Siklawy wytworzył się tylko z prawej strony doliny, a w jego przedłużeniu pod Buczynową występuje tylko podcięcie korytowe (*Trogschluss*). Pola firnowe w cyrkach Miedzianego, jako eksponowane na północ, funkcjonowały lepiej i dłużej, a znaczny dopływ lodu spowodował tu przegłębienie Wielkiego Stawu. Doliny Pusta i Buczynowa w dalszych stadiach zaniku epoki lodowcowej miały już tylko lodowce cyrkowe, wiszące nad głównym lodowcem dolinowym, ale nie łączące się z nim. Jest to obraz dziś jeszcze dość pospolity w Alpach, który tłumaczy nam zarówno powstawanie cyrków piętrowych jak i weinanie się koryt lodowcowych coraz to głębiej.

Koryta opisanych lodowców zanikających widoczne są po obydwu stronach Wielkiego Stawu, ale w dolinie Roztoki trudno dopatrzeć się dalszego ciągu, co jest zresztą zrozumiałe, jeżeli zważymy, że tutaj płynął już tylko topniejący jezior. Dostrzegalne tu ślady dwukrotnych podcięć są dziełem zlodowacenia głównego i występują wysoko, jak np. na stokach Opalonego. Z drugiej strony pod Wołoszyńskimi Szeszotami widać też wysoki poziom, będący przedłużeniem wylotu Doliny Pięciu Stawów.

Lodowiec doliny Rybiego Potoku miał znów dwa ośrodki tworzenia się firnu: za Mniczem i w cyrku Czarnego Stawu. Obydwa te ośrodki tworzyły jedno wielkie pole lodowe, bo ślady erozji lodowcowej (t. zw. *Schliff*) widziałem pod Mieguszowieckim na wysokości 2300 m. W okresie późniejszym lodowiec Czarnego Stawu i Za Mniczem zlewały się na Morskim Oku, tworząc dzięki temu przegłębienie tego jeziora. Jako eksponowane na północ, a w dodatku położone w głębokiej cienistej dolinie, lodowce te utrzymywały się długo, na co wskazuje obecność dziś jeszcze półka wiecznego śniegu pod Międzyguszowieckim, to też osadziły one liczne moreny stadiów zanikowych w dolinie Rybiego Potoku.

Podcięcia korytowe są tu słabo widoczne, bo zbocza doliny są bądź ponacinane wielkimi żlebami, bądź zasypane piargiem. Atoli układ ich wskazuje, że w czasie głównego zlodowacenia lodowiec Rybiego Potoku nie skręcał do doliny Białki, lecz kierował się wprost na północ obok Opalonego. Podobnież lodowiec doliny Roztoki, nie dochodząc do wodospadów Mickiewicza, skręcał na północ, w kierunku polany pod Woło-

szynem. Do tak połączonych jeziorów lodowych dopływał jeszcze lodowiec Waksmundzkiej, a takie nagromadzenie lodów (obok głównego lodowca Białki) rozszerzało koryta wszystkich połączonych lodowców prawie po Gęsią Szyję i musiało przelać część lodu do doliny Filipki.

Jak wiadomo, ujścia doliny Roztoki, zarówno jak Rybiego Potoku zawieszono nad doliną Białki, a więc stopnie spływu (*gradins de confluence*) musiały się wytworzyć później, gdy lodowiec Białki znajdował się już poniżej tych stopni, mniej więcej na dzisiejszym dnie tej doliny. Zachodzi tylko pytanie, czy ten dolny lodowiec Białki był tworem oddzielnej epoki lodowcowej, czy też zmniejszonym lodowcem pierwotnym. Druga hipoteza nie jest wykluczona. Gdyby bowiem niższa część doliny Białki miała być wytworem erozji międzylodowcowej, w którą to dolinę wsunąć by się miał drugi, mniejszy lodowiec, to pozostaje jednak niezrozumiałe, dlaczego równocześnie erozja nie pogłębiła dostatecznie doliny Roztoki i Rybiego Potoku. Jeżeli zaś poprzestaniemy na prostym traktowaniu sprawy, w myśl zasad erozji glacialnej, to jasnym się stanie, że w miarę zaniku zlodowacenia, lodowiec główny, a więc Białki, złożył daleko intensywniej, niżeli mniejsze lodowce dopływowe, które wreszcie zawisły nad nim.

Formy erozji lodowcowej, rozpoznane we wnętrzu opisywanych tu dolin tatrzańskich, są dziełem jednego zlodowacenia. W miarę zaniku lodowców, jedne z nich, jak cyrki rozwijają się w górę, inne znów, jak koryta — wgięb. Ale ponieważ lodowce są coraz krótsze, więc i ich koryta im młodsze, tym są krótsze. Stare wielkie cyrki obniżają się i deformują, w ich dna wcinają się koryta jeziorów lodowych, a na ich ścianach rozwijają się coraz wyżej, coraz to mniejsze nowe cyrki.

W pojmowaniu obszaru zajętego przez lodowce różnią się zarówno od Romera jak i Gadońskiego. Pierwszy na swojej mapie pokrył „lodami i wiecznymi śniegami” nawet najwyższe turnie, a przecież czasza lodowa nie mogła być jednolita i musiały z niej sterczeć szczyty i granie, jak to można obserwować na obszarach zlodowaconych obecnie. Drugi umieszcza pola firnowe epoki lodowcowej w zmodyfikowanych niższych cyrkach, a przecież takie zapasy firnu nie wystarczyłyby na wysłanie lodowców aż do podnóża Tatr.

Wśród form akumulacji morenowej wnętrza Tatr wyraźnych śladów wielokrotności zlodowacenia niema. Są tylko moreny starsze — zniszczone i młodsze. Tylko na zboczach (np. Hurkotne) i obszarach transfluencji dopatrzono się moren, pochodzących ze starszych epok lodowcowych. Jeżeli weźmiemy jednak pod uwagę, że przelewanie się lodów do sąsiednich dolin miało miejsce w pełnym rozwoju epoki lodowcowej, to musimy się liczyć z tym, że z obszarów transfluencji i wysokich przedgórz lody ustąpiły najprzód, a osadzone przez nie moreny podlegały zniszczeniu, zanim jeszcze wytworzyły się niżej leżące moreny wałowe. Rozumowanie to pozostaje słuszne nawet wobec różnicy materiałów erratycznych w tych morenach. Kryterium do rozwikłania zagadki liczby zlodowaceń pozostaje więc tylko w studium osadów flu-

wioglacjalnych na Podhalu, ale autorzy zajmujący się tą sprawą (R o m e r i H a l i c k i) wpadli jednak w kontrowersje.

„Trójkrotność zjawisk erozji lodowcowej”, jak się wyraża G a d o m s k i, występuje istotnie w świetle zarówno jego, jak i mojej mapy, ale nie jest to bynajmniej identyczne z potrójnym zlodowaceniem, oddzielonym epokami międzylodowcowymi, a wyraża jedynie fazy zaniku.

L I T E R A T U R A.

1. G a d o m s k i A. Morfologia glacialna północnych stoków Wysokich Tatr. Cieszyn, 1926.
 2. G a d o m s k i A. Carte de la morphologie glaciaire du versant N des Monts Tatra. C. R. Congrès Int. Géogr. Varsovie, II, 1936.
 3. H a l i c k i B. Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr. Spraw. P. I. G., t. V. Warszawa, 1930.
 4. L e n c e w i c z St. Kurs geografii Polski. Warszawa, 1922.
 5. L e n c e w i c z St. Polska. Wielka Geogr. Powsz. Trzaski, Everta i Michalskiego. Warszawa, 1937.
 6. P a r t s c h J. Die Hohe Tatra zur Eiszeit. Lipsk, 1923.
 7. R o m e r E. Tatrzańska epoka lodowa. Lwów, 1929.
-

JERZY KONDRACKI.

Skutki ulewy w dniu 22 maja 1937 r. w dolinie Prądnika.

(Effets de l'averse du 22 mai 1937 dans la vallée du Prądnik).

Gwałtowna burza, która nawiedziła południową część wyżyny Małopolskiej w maju 1937 r., powodując wielkie straty materialne przez zniszczenie zasiewów i budynków a nawet wypadki śmiertelne wśród ludzi, musiała mieć również swe skutki morfologiczne. Dla prześledzenia ich wydawała się być najodpowiedniejszą dolina Prądnika dzięki swej wąkości i znacznym deniwelacjom, które jej towarzyszą. Prądnik ma 35 km długości (od źródeł w Sułoszowej do ujścia pod Krakowem) oraz ok. 200 m spadku, który jest na całej tej przestrzeni dość jednolity i wynosi przeciętnie 6 m na km a jedynie na dolnym odcinku biegu poniżej Zielonek spada do 3‰. Charakterystyczną cechą dorzecza Prądnika jest brak większych dopływów, wskutek czego jest ono bardzo wąskie a dział wodny przebiega w odległości 1—5 km od rzeki głównej. Poza Saspówką, wpadają do Prądnika właściwie tylko 2 potoki: z pod Korzkwi i z pod Garlicy, a reszta pobocznych dolin jest zwykle sucha i ma charakter krótkich, kilkusetmetrowych, najwyższej kilometrowych wąwozów, posiadających wskutek tego bardzo znaczne nachylenie, odpowiadające zupełnie nachyleniu dna potoków górskich, bo na tej odległości różnice wysokości wynoszą od 100 do 150 m. Sama dolina jest nader wąska. W okolicy Zielonek po wyjściu z wyżyny Małopolskiej ma ok. ½ km szerokości, przy czym dno jej wznosi się do 10 m nad poziom rzeki. Na obszarze jury skalistej zwęża się ono do 100—150 m a miejscami nawet poniżej 100 m, jak np. u stóp góry zamkowej w Ojcowie, którą Prądnik omija meandrem. Rozpatrując działalność erozyjną wód w dorzeczu Prądnika, wszystkie te jego właściwości trzeba mieć na uwadze.

Przebieg katastrofalnej ulewy w dniu 22 maja 1937 roku, według obserwatora P. I. M. w Ojcowie p. Dziecioła, przedstawiał się następująco: Właściwą burzę poprzedził 5-cio minutowy opad, który od godz. 16 min. 50 zmienił się w ulewę wraz z gradem wielkości orzechów włoskich,

przechodzącym w bryły zupełnie nieforemne. Intensywność tego opadu była nadzwyczajna, ponieważ trwał on tylko do godz. 17 $\frac{1}{2}$, a wysokość jego wynosiła 80,8 mm. Według opowiadań ludności w okolicznych wsiach burza miała trwać kilkanaście minut, a w dolnym biegu Prądnika mówiono o 2 godzinach (17—19), jednak bliżej Krakowa opad był mniej obfity, a gradu wcale nie było.

Najwięcej wody spadło w środkowym dorzeczu Prądnika, osiągając maksymalną wysokość 94 mm w Smardzewicach, podczas gdy w górnym dorzeczu zanotowano: w Sułoszowej 65 mm, w Skale 76 mm, zaś

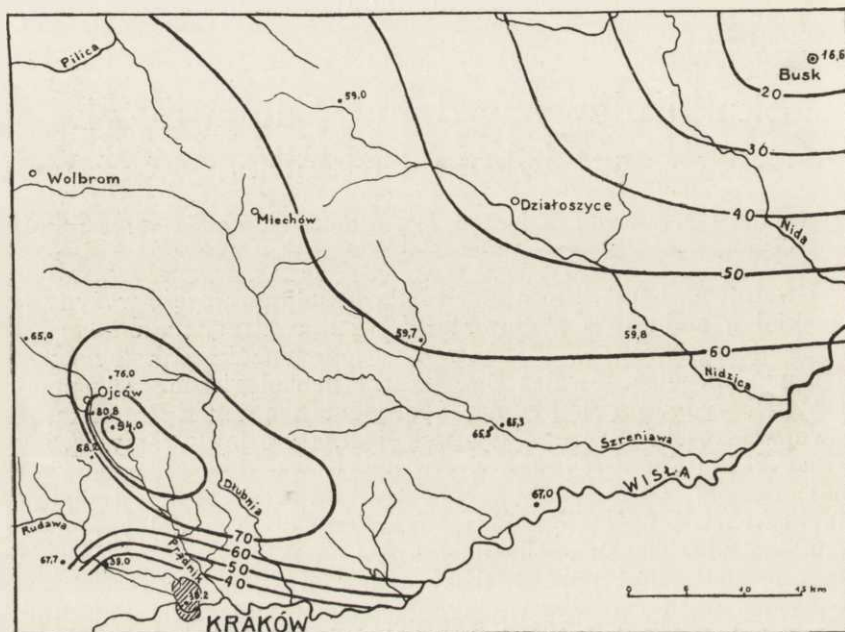


Fig. 1. Izohiety opadu burzowego w dniu 22 maja 1937 r.

poniżej w Krakowie tylko 38,2 mm. Dalej na wschód opad był również nieco mniejszy (Brzesko 67 mm, Radziemice koło Proszowic 59,7 mm), a już w dorzeczu Nidy zupełnie nieduży — w Busku zanotowano tylko 16,6 mm, a w Kielcach 12,0 mm. Załączony szkic (fig. 1) ilustruje rozmieszczenie występowania i natężenia deszczu w tym dniu na obszarze, dotkniętym wylewami rzek i potoków. Sumy spadłego deszczu były mniejsze niż w czasie pamiętnej powodzi z roku 1934, ale natężenie opadu, który trwał tylko 1—2 godziny, było znacznie większe i to wywarło decydujący wpływ na przebieg zjawisk.

W okolicach Ojcowa duże spadki i intensywność opadu spowodowały, że woda spływała natychmiast, nie mając możności wsiąknąć lub wyparować i z wszystkich bocznych wąwozów lunęły spienione potoki, niosąc w dół bloki skalne, dochodzące nieraz do 1 m średnicy, na odległość kilkudziesięciu metrów, usypując u wylotu wąwozów wielkie stożki, zło-

żone z grubego gruzu i burząc stojące na ich drodze budynki, jak np. kilka chat w Prądniku Korzkiewskim i Ojcowskim. Pomiędzy Ojcowem a Pieskową Skałą stożki owe zasypały w dwóch miejscach szosę na wysokość 2 m, a ponieważ ich szerokość dochodziła do 30—40 m widać, jak wielkie masy materiału zostały w niezwykle krótkim



Fot. autora.

Fig. 2. Zasypanie szosy przez kamienisty stożek napływowy pod Młynikiem w dolinie Prądnika.

czasie przez wodę przetransportowane (fig. 2). Stożek usypany pod Pieskową Skałą, u wylotu wąwozu od strony Saspowa, zatarasował bieg Prądnika, który zmuszony został do omijania go wąskim rowem przydrożnym, częściowo zaś woda przesiąkała przez naniesiony gruz. Dłuższe dopływy — o mniejszym spadku, nie miały tak wielkiej siły transportowej jak potoki, spadające kaskadami ze zboczy jaru. Stożek u wylotu wąwozu za Krakowską Bramą w Ojcowie, chociaż również zasypał szosę, to jednak zbudowany był z mniejszej ilości materiału, a u wylotu doliny Saspowskiej w ogóle nie powstał żaden stożek. Wszystko to trwało zaledwie kilkanaście minut, a dopiero po upływie 30—40 minut od zakończenia burzy, t. j. po godzinie 18, dotarła do Ojcowca fala wezbrania Prądnika, dochodząc w zwężeniach doliny do 3—4 m wysokości. Pokryła ona całe dno jaru, zrywając mniejsze drewniane mosty — u wylotu doliny Saspowskiej, koło parku, naprzeciw góry zamkowej, przy drodze do Skały i in. Jednak już około godziny 20 w górnej części doliny wody opadły do rozmiarów zwykłego wezbrania. Bliżej Krakowa wysokość fali była mniejsza, w okolicach Zielonek mogła wyno-

się ok. $1\frac{1}{2}$ m (sądząc z pozostawionych śladów). Szerzej rozlane wody pokryły niżej położone części dna dolinnego kilkunastocentymetrową warstwą namułu, pod którym znikły zupełnie zasiewy. Skoncentrowanie się opadów w górnym biegu i wąskość dorzecza spowodowały, że fala wezbrania, nie zasilana bocznymi dopływami, spłaszczyła się ku dołowi dość szybko i poniżej Zielonek nie miała już charakteru katastrofalnego.

Na dnie doliny przeważały zjawiska akumulacji, rzeka główna osadzała materiał drobny, boczne wąwozy przyniosły gruby gruz, rozsypując go w postaci wachlarzowatych stożków o pokaźnych rozmiarach. Poważniejszych efektów erozji w dolnym biegu rzeki nie udało się zaobserwować, w okolicach Ojcowa jednak zarówno Prądnik jak i Saspówka wcięły się nieco we własne aluwia, wypełniające dno doliny. Wcięcie to dochodziło gdzieś do głębokości 1 m. Znacznie wyraźniejsze ślady działalności erozyjnej wody znajdują się w bocznych wąwozach, czego zresztą można się było z góry spodziewać, sądząc po ilości wyniesionego z nich materiału skalnego. Tak np. we wzmiankowanym wąwozie pod Pieskową Skalą wody deszczowe, które z nadzwyczajną szybkością wypełniły jego zbiornik strumienny, spłukując całą górną warstwę gleby wraz z zasadzonymi tu kartoflami, spłynęły gwałtownie zwężającą się gardzielą, żłobiąc poniżej w lesie na załamaniu spadku koryto, głębokości 3 do 5 m, głównie w materiale luźnym i zwietrzalej skale, docierając jednak do niezwiertzalej powierzchni twardego wapienia, którą wygładziły i oczyściły. Im wąwóz był węższy i bardziej stromy, tym ta działalność erozyjna zaznaczyła się silniej. W wąwozie za Krakowską Bramą, w jego górnej części, woda wcięła się w skałę do $1\frac{1}{2}$ m, wrywając bloki o średnicy ponad 1 m i osadzając je kilkadziesiąt metrów poniżej. Najwspanialsze jednak efekty erozji zaobserwowałem z odgałęzienia wąwozu Jamki w dolinie Saspowskiej, prowadzącym ze wschodniego krańca Czajowie wprost na północ. W górnej jego części, gdzie droga leśna przechodziła przez potok, wytworzyła się potężna, 6 m głęboka wyrwa, szeroka około 3 m, podczas gdy długość powstałego w ten sposób wąwozu wynosi kilkanaście metrów tak, że masa uniesionego materiału musiała stanowić ok. 200 m^3 . Powyżej tego niewątpliwie świeżego wytworu erozji (ponieważ przecina on używaną często drogę), tkwił w starym, niepogłębionym korycie wielki blok skalny, którego woda nie zdołała poruszyć, ale go omijała, wytwarzając po obu stronach dwa erodujące włąb i wstecz wodospady. Wskutek tego wytworzył się między nimi ocalały przed zniszczeniem słup, zbudowany u góry z materiału luźnego, u dołu z litej skały, a chroniony przez czapę z owego bloku. Niewiele już brakowało, żeby został on podmyty i runął na dno wyrwanego przez wodę jaru. Cały wyerodowany w górnej części wąwozu materiał został akumulowany na dnie wąwozu Jamki w postaci zwału wielkich bloków, nagromadzonych na przestrzeni kilkadziesiąt metrów na wysokość 2—2,5 m w ten sposób, że zatarasowany został wąwóz główny, którym fala wezbrania przepłynęła z pewnym opóźnieniem i zastawszy zamkniętą drogę, przerwała ów nasyp kamienny, roznosząc gruz w dół na przestrzeni około 200 m.

Oprócz działalności erozyjnej i akumulacyjnej wezbranych potoków, można było w dolinie Prądnika zaobserwować ślady bezpośredniej działalności wód deszczowych w postaci zmytej wraz z roślinnością gleby na bardziej stromych zboczach, spływów i osuwisk pokrywającej wapien zwiertzeliny. W okolicach Ojcowa mało jest lessów i utworów akumulacji lodowcowej, to też wody deszczowe działały przeważnie wprost na wapien lub dość znacznej nieraz grubości produkty jego wietrzenia, reprezentowane przez czerwoną glinę z licznymi krzemieniami. Duża ilość spadłego deszczu mogła nasuwać przypuszczenie oczyszczenia kanałów krasowych i pewnego odżycia martwych dziś grot i szczelin, niczego podobnego nie udało się jednak zaobserwować.

Efekty morfologiczne, spowodowane tą jedną krótkotrwałą ulewą, nie dadzą się porównać z rezultatami wieloletniej działalności wód płynących, niedostrzegalnymi dla oczu ludzkich i nasuwają podobieństwo do gwałtownych nawałnic na pustyniach. Taki spływ wód nie wyrównywa bynajmniej profilu linii odpływowych, ale podkreśla wszelkie załamania spadku, żłobiąc u ich stóp głębokie leje i usypując zwały kamieni, które później przy normalnym przepływie stanowią przeszkodę. Tego rodzaju opady, jak opisywany, są u nas jednak zjawiskiem wyjątkowym, przeto i formy przez nie wytworzone stanowią element niezwykły w codziennych warunkach rzeźbotwórczych.

Oprócz doliny Prądnika zwiedziłem również sąsiadującą z jego dorzeczem od zachodu dolinę Kluczwody, uchodzącej pod Zabierzowem do Rudawki, ale warunki terenowe i mniejszy opad nie wytworzyły tu okoliczności, sprzyjających rozwojowi opisanych procesów morfologicznych, to też zarówno wyrwy erozyjne jak i zasypanie osiągnęły tu nie tak wielkie rozmiary jak w Ojcowie. Dalej na wschód, w okolicach Miechowa, Słomnik i Działoszyc, szkody wyrządzone przez burzę były poważniejsze niż w okolicach Ojcowa. Mniejsze spadki i szersze doliny spowodowały, że katastrofa ograniczyła się do zalania położonych nad rzekami gospodarstw, zniszczenia zasiewów i budynków, powodując ofiary w ludziach, ale erozja nie miała tu warunków większego rozwoju, zatem i formy akumulacyjne były mniej wyraziste.

FELIKS RÓŻYCKI.

Grotty w Bułgarii.

(Sur les grottes de la Bulgarie).

Rozpatrując mapę geologiczną Bułgarii, zauważamy, że część północna, obejmująca nizinę naddunajską i góry Bałkany, zbudowana jest przeważnie ze skał osadowych, natomiast część południowa i środkowa, na południe od kotliny Sofijskiej i Kazanłyckiej, zbudowana jest w ogromnej przewadze ze skał pochodzenia ogniowego i z wielkiej serii łupków przeobrażonych, wśród których częste są i wapienie pierwotne, przeobrażone na marmury.

Kotliny zawarte między Bałkanem, Średnią Górą oraz Riłą i Rodope są wypełnione osadami najmłodszego morza trzeciorzędowego, bądź lessem.

Wśród skał ogniowych najczęściej rozpowszechnione są skały intruzywne, przykryte często łupkami krystalicznymi, chociaż ilościowo więcej jest skał eruptywnych.

Wśród skał intruzywnych granit panuje wszędzie: w Bałkanie od Biłogradezyczno do Sliwiensko po stronie południowej i południowo zachodniej tego łańcucha górskiego oraz w górach Piryn, Riła i Rodope. W Bałkanie Zach. granit jest paleozoiczny, przykryty przez utwory triasowe i jurajskie; w Bałkanie Wysokim od Swieszczysława do Powskiego przełomu granit jest archaiczny i pozostaje w związku z granitami Średniej i Sarniej Góry, gdzie stanowi lakkolity, przykryte przez łupki krystaliczne. W Pirynie, Rile i Rodope granity są albo archaiczne, albo paleozoiczne, będące czasem w kontakcie z wapieniami, które przeobraziły na biały marmur.

Sjenitowymi będą obszary — Płowdiwski, Witosza i Małe Gronowo, których wiek odpowiada rilsko-rodopskim granitom. Dioryt i gabbro znane są w Zach. Bałkanie w przełomie Iskieru i na Witoszy.

Skały eruptywne rozmieszczone są w trzech strefach:

1) P o d b a ł k a ń s k a od morza Czarnego (Burgasko, Sliwiensko, N. i Staro Zagorsko) do Wraça na Zachodzie, przy czym najczęściej ich jest w okręgu Sofijskim. Są to andezyty i tufy, rzadziej trachity.

Erupcja miała tu miejsce przez szczeliny głównie w senonie i na początku trzeciorzędu.

2) **R o d o p s k a**, gdzie erupcja miała miejsce w środkowym trzeciorzędzie, o czym świadczą starsze utwory przykryte niemi, bądź młodsze, zalegające niezakłócenie na eruptywnych. Są to głównie riolity, potem andezyty, trachity, szkliska i tufy.

3) **B a z a l t o w a**, ujawniająca się w północnej Bułgarii pod postacią małych wzniesień, podobnych do kurhanów, częściowo w kotlinie Kazanlyckiej oraz w Średniej Górze, do Radomira w utworach kredowych i triasowych, a w Bałkanie w kredzie.

Tam, gdzie wśród skał osadowych występują wapienie, a tereny zajęte przez nie są pocięte głębokimi rozpadlinami i wąwozami, gdzie powierzchnie wapieni są suche, łatwo wchłaniające wodę, spotykamy często duże źródła krasowe, będące w związku z występowaniem w bliskim ich sąsiedztwie grot. Najwięcej grot spotykamy w Bałkanie Środkowym i Zachodnim, gdzie wysoko położone partie skał wapiennych są spękane. Groty są tu położone w partiach szczytowych; od nich w dół ciągną się zawile korytarze, którymi często płyną strumienie, kończące się w dolinach rzek źródłami krasowymi. Do najbardziej trudnych do przebycia i badań należą groty „*Magura*” w pobliżu wsi Rabisza pod Białogradczykiem i „*Ciemna*” w pobliżu stacji Łakatnik, w przełomie rzeki Iskieru. Groty te posiadają zawile labirynty korytarzy, wyrzeźbione przez wody w ścisłym, szarym wapieniu triasowym.

Grota „*Ciemna*” może być przykładem groty wodnej; położona jest na wysokości 900 m. Wejście do groty jest suche i dość wygodne, choć zawieszona w stromo opadającej ścianie wapiennej; prowadzi ono do olbrzymiego hallu, którego sufit wspierają wysokie kolumny wapienne. Od hallu rozchodzi się wiele korytarzy, przeplatających się ze sobą. Jeden z szerszych prowadzi w kierunku północnym do obszernej komory, wypełnionej olbrzymimi blokami wapiennymi. Z tego miejsca już słyszy się głuchy szum podziemnej rzeki; idąc za głosem szumiącej wody jednym z korytarzy, dochodzimy do podziemnego wodospadu, którego wody rozlewają się w piękne jezioro. Jezioro to oddaje nadmiar swych wód do innej ukrytej przed widzem czeluści w postaci wodospadu, który huczy w dali, a do którego można byłoby tylko dopłynąć, lecz jest to niemożliwe, a w każdym razie bardzo ryzykowne, by nie być porwanym przez nurt wody. Ponad pierwszym wodospadem przez otwór w suficie komory można dostać się na wyższe piętro, gdzie jest jeszcze większy wodospad w komorze, zwanej „*Płoszczad banski*”, a szum i huk wód spadających w ciemną skalną przepaść jest tak wielki, że skały pod nogami drżą, a prowadzenie rozmowy jest niemożliwe.

Jesienią, gdy wód jest tu mało, można iść śladem tej podziemnej rzeki około 2 kilometrów i spotkać wiele jezior i wodospadów, przy czym niektóre jeziora można obejść, inne trzeba przepłynąć. Podziemna rzeka w grocie Ciemnej kończy się wypływem w postaci obfitego źródła, zwanego „*Żytolub*”. W tejże dolinie rz. Iskieru jest jeszcze druga wodna grota „*Cerewo*”, gdzie podziemna rzeka ma długości ponad 1 kilometr.

Nie mniej ciekawą jest wodna grotą „*Dewetaszka*” w pobliżu miasta Łowecz nad rz. Osom po północnej stronie Bałkanu Zachodniego w wapieniu kredowym; rzeka podziemna ma tu też około 2 kilometrów, a ujęcie jej leży nisko nad poziomem rz. Osom. Sufity dwu większych komór tej grotki posiadają otwory, z których największy ma 44×30 m, przez które wpada dużo światła. Mniejsze znaczenie posiada wodna grotka koło wsi Rakitowo w wapieniu krystalicznym w centralnych Rodope.

Wiele grot mniejszych nie posiada wyraźnych rzek podziemnych, lecz ma niewielkie jeziora, bądź miejsca zabagnione.

Inną grupę grot stanowią grotki suche, które interesują nas głównie ze względu na występowanie w nich pięknych form naciekowych oraz lejków i różnych wydrążeń w skale. O działalności wód w tych grotkach świadczą jeszcze czasem wielkie strumienie i źródła u ich podstawy.

Za przykład tych grot mogą służyć: „*Hajduszka*” grotka w odległości 1 km od stacji kolejowej Karlukowo w okolicy Wraca. Są tu liczne stalaktyty i stalagmity, a w końcu grotki, zwanym Tront, ciekawe ponory, prowadzące do trudno dostępnych komór niżej położonych. „*Sucha pещera*” jest położona nieco wyżej od poprzednio wzmiankowanej. Obie one są wydrążone w wapieniu kredowym. „*Pещera*” koło wsi Gaber w odległości 7 km od Dragomana posiada piękne nacieki przypominające kolumny i draperie. W okręgu Sofijskim w wapieniu jurajskim jest kilka grot suchych nad rzeką Krzywą (*Trapo, Kolibata, Golema Dupka, Gotobarnika*), które nie posiadają ani wody, ani form naciekowych; zamieszkują je jaskółki, dzikie gołębie i liczne owady.

Piękne formy naciekowe posiada również opisana wyżej grotka „*Ciemna*” koło stacji kolejowej we wsi Łakatnik.

Trzecią grupę grot stanowią grotki lodowe. Już wspomniana grotka „*Dewetaszka*” w głównej swojej komorze, stanowiącej jakby przedsionek, wczesną wiosną posiada na dnie górę lodową, urozmaiconą tysiącami stalaktytów do 1,5 m długich. Latem upiększenia góry znikają, lecz sama góra lodowa pozostaje.

Najpiękniejszą jednak jest grotka „*Ledenik*” w pobliżu miejscowości Wraca w Bałkanie na wysokości 900 metrów, do której wejście prawie niedostrzegalne, ukryte jest pośród malowniczych łąk górskich. Grotka robi wrażenie lodowej przepaści, po wejściu do niej pośród lata odczuwa się wyraźnie mroźne powietrze. Przy świetle lamp elektrycznych ukazuje się tu istny pałac lodowy: białe, czyste ściany lodowe iskrzą się w blaskach światła; sufit ozdobiony mnóstwem zwisających stalaktytów lodowych, a od dołu ku górze wznoszą się dwie białe lodowe kolumny wspierające jakby strop grotki. Lecz to nie wszystko; są tu jeszcze dwie większe sale, pełne stalaktytów i stalagmitów, oraz niewielka komora, połączona ciasnym korytarzem z jedną z większych sal, na dnie której połyskuje tafla jeziora. Sufit tej komory podpierają cztery lodowe kolumny podobne do białego marmuru. Na ścianach licz-

ne upiększenia, jakby ręką rzeźbiarza wykute, przypominają postacie ludzi i zwierząt.

Lecz nietylko w grotach lodowych są tak piękne stalaktyty, spotyka się je w wielu grotach Bułgarii; przybierają one fantastyczne kształty i dochodzą do kilkunastu metrów wysokości, jak np. w grocie „*Miedienik*” — 5 do 10 metrów, mają wygląd przepięknych draperii, bądź baldachimów. W grocie „*Ciemnej*” stalaktyty dochodzą do 12

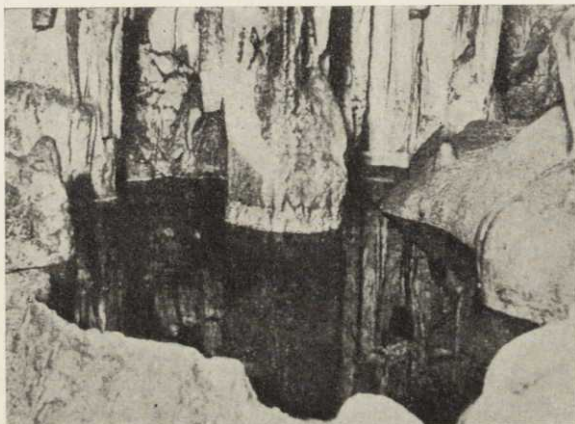


Fig. 1. Jezioro w grocie Ledenik koło Wraca.

metrów, a łącząc się ze stalagmitami, tworzą jakby piękne gotyckie kolumny, wspierające sufit groty. W grocie „*Bośniak*” na zachodnich stokach Witoszy, stalaktyty gęsto zwisają od sufitów do samej podstawy, są przezroczyste, bardzo delikatne i kruche, a w świetle elektrycznym świecą jak kryształowe żyrandole.

Jak już wspomniałem wyżej, groty suche zamieszkuje fauna — nietoperze, ptaki i owady; można powiedzieć, że wszystkie groty, nawet lodowe, mogą być zamieszkane przez faunę, zwłaszcza groty widne, posiadające otwory w suficie, przez które dochodzi światło dzienne (jak „*Dewetaszka*”). Nietoperze żyją w wielu grotach, lecz sławną jest zwłaszcza grota „*Golema Podliska*” w okolicy Trnowa we wsi Biełakowiec, w której, zarówno latem, jak i zimą, żyją tysiące nietoperzy. Grota jest duża choć niska, sufit podpierają zrosnięte stalagmity ze stalaktytami; nietoperze, według słów prof. B u r e s z a, znawcy fauny grot, pokrywają sufit jak ziarna w słoneczniku. Dno groty wypełniają grubą warstwą ich ekskrementy. Nietoperze te tępią masowo owady-szkodniki na polach i w ogrodach, wyrządzając człowiekowi przysługę nielada.

Z ptaków najczęściej spotykane są jaskółki i dzikie gołębie, czasem kawki. Najczęściej jednak spotyka się owady. Pierwszy zwrócił uwagę na obecność owadów w grotach lekarz M. A d z a r o w; później dr B u r e s z wyróżnił kilka odmian ślepych owadów. W grocie lodowej przy Wraca zaobserwował dr B u r e s z owada wielkości mrówki

o ciele półprzezroczystym, bez oczu i nerwu ocznego, którego nazwał „światłomraziec” (*Pheggomistes bureschi*). Są tam również ślepe stonogi (*Bulgarosoma*), żywiące się przegniłymi roślinami. W grocie „Ciemnej” żyją pająki (*Troglohyphantes bureschi*) i czarne pająki z grupy *Opilvius*, żywiące się pełzającymi leniwie po ścianach grot ślepymi muchami z rodzaju *Helomyridae*. Na dnie rzeki w tej grocie żyje robak z grupy *Olygochaeta* 25 cm długi, podobny do żyjących na dnie jeziora Bajkał, w N. Zelandii i Australii; ma on być reliktem pradawnej formy zwierzęcej. W jeziorach tej groty żyje rak ślepy do 3 cm długi z grupy *Amphipoda*, a przy wodospadach bardzo liczne *Izopoda* (mokryca) koloru białego. Owad ten żyje zarówno w wodzie, jak i na suchej skale.

L I T E R A T U R A.

Literatura, dotycząca grot i budowy geologicznej Bułgarii, zawarta jest głównie w „Trudowe na bułgarskoto pryrodoznatelyno družestwo”.

1. Bonczew G. Geologicznata wozraśe na masiwnite skali u nas. 1930 r.
2. Złatarski G. Prynosi kom geologiata na iskorskijata prołom i na sosednite mu predieli. 1904 r.
3. Radew N. Materiali za izuczwanie na peszczerite w Bułgaria. 1930 r.
4. Petrow P. Dewetaszkata peszczera. 1930.
5. Buresz D. Krasotyte na naszyte peszczery i nuždata ot niechnoto zapazwanie. 1930.
6. Dogramażyjew P. Nowi peszczery w Wraczynsko. 1930.

SPRAWOZDANIA

(COMPTE-RENDUS)

WŁADYSŁAW GORCZYŃSKI.

Sprawozdanie ze Zjazdu Unii Międzynarodowej Geodezyjno-Geofizycznej w Edynburgu i Oxfordzie we wrześniu 1936 r.¹⁾.

(Compte-Rendu du congrès de l'Union Géophysique et Géodesique internationale; Edinbourg et Oxford en septembre 1936).

W czasie od 16-go do 25-go września 1936 r. odbył się w stolicy Szkocji Edynburgu Walny Zjazd Unii Międzynarodowej Geodezyjno-Geofizycznej, składającej się z 7 poszczególnych asocjacji, a mianowicie:

Geodezyjnej, Meteorologicznej, Oceanograficznej, Magnetyzmu Ziemskiego i Elektryczności Atmosferycznej, Hydrologii naukowej, Sejsmologicznej i Wulkanicznej.

Na zjazd przybyło z górą 300 delegatów ze wszystkich kontynentów świata, a w tym 13 z Polski (11 delegatów i 2 gości). Przewodnictwo delegacji polskiej było powieszono: prof. Weiglowi oraz dwóm zastępcom (do geodezji: pułk. T. Zieleniewskiemu, dla geofizyki i innych asocjacji: delegatowi P. Akad. Um. Wł. Gorczyńskiemu). Wobec jednak nieprzybycia prof. K. Weigla z powodu choroby, przewodnictwo delegacji polskiej w Edynburgu spoczywało w rękach Wł. Gorczyńskiego z udziałem T. Zieleniewskiego jako zastępcy.

Również nie przybył do Edynburgu prof. E. Warchałowski, sekretarz Polskiego Komitetu Geodezyjno-Geofizycznego w Warszawie.

Chociaż delegacja polska uzyskała zezwolenie na ewentualne zaproszenie Unii do Warszawy, to jednak zaproszenie to nie było zgłoszone wobec wysunięcia Waszyngtonu na miejsce zjazdu w r. 1939; cho-

¹⁾ Referat wygłoszony przez wyżej podpisanego delegata Polskiej Akademii Umiejętności w dniu 18 grudnia 1936 r. na posiedzeniu Oddziału Warszawskiego Polskiego Towarzystwa Geograficznego, w sali wykładowej Zakładu Geografii Uniwersytetu J. P. w Warszawie.

dziło tu przede wszystkim o zaznaczenie uniwersalnego charakteru Unii Geodezyjno-Geofizycznej, której obrady nie powinny być ograniczone tylko do kontynentu europejskiego. Przez cały czas trwania Kongresu podtrzymywany był przez Wł. G o r c z y ń s k i e g o, jako przewodniczącego delegacji polskiej w Edynburgu, stały kontakt z Ambasadą Polską i Konsulatem Generalnym R. P. w Londynie.

Prezesem Unii na następny zjazd wybrano duńczyka De la Cour na miejsce amerykańczyka Bowie, który przewodniczył na zjeździe Unii w Edynburgu. Sekretarzem Generalnym Unii był Anglik W i n t e r b o t h a m.

Skład delegacji polskiej w Edynburgu we wrześniu 1936 r. (według instytucji delegujących):

Polska Akademia Umiejętności: Gorczyński (pełn. obow. przewodniczącego), Kalinowski (Obserw. Magnet. w Świdrze), Rundo (Centr. Inst. Hydr.).

M. S. Wojsk.: Wojsk. Instytut Geograficzny: Plessner (W. I. G.), Zieleniewski (zastępca przewodniczącego).

Min. W. R. i O. P.: Banachiewicz (P. A. U.), Dobrowolski (Min. W. R. i O. P.).

Ministerstwo Komunikacji: Błaton (P. I. M.), Krassowski (P. I. M.), Zubrzycki (Centr. Inst. Hydr.).

Ministerstwo Przem. i Handlu: Państw. Inst. Geolog.: Janczewski (P. I. G.).

Nadto zaproszeni jako goście: Smosarski (Uniw. Poznański), Kalinowska (Obs. Magnetyczne). Razem osób 13.

Asocjacja Geodezyjna. W obradach tej Asocjacji brało udział 5 członków delegacji polskiej, a mianowicie: T. B a n a c h i e w i c z, E. J a n c z e w s k i, J. K r a s s o w s k i, W. P l e s s n e r i T. Z i e l e n i e w s k i.

Ogólne sprawozdanie z prac geodezyjnych polskich złożone zostało w opracowaniu Wojskowego Instytutu Geograficznego i Biura Pomiarowego Ministerstwa Komunikacji; znaczenie tych prac i udziału Polski zostało uwydatnione w sprawozdaniu ogólnym złożonym przez Perrier jako sekretarza ogólnego Asocjacji Geodezyjnej.

W komisji łuku południka szef Wojskowego Instytutu Geograficznego T. Zieleniewski złożył obszerniejsze sprawozdanie z prac dotychczas wykonanych dla pomiaru długości łuku południka 25° E. Green. od Oceanu Lodowatego Północnego do Afryki; południk ten przechodzi przez Polskę, przy czym referent zobrazował w ogóle sprawę tych pomiarów, a nadto zreasumował odnośne wnioski na ogólnym posiedzeniu Asocjacji.

W komisji triangulacyjnej i niwelacyjnej brali żywy udział J. K r a s s o w s k i i W. P l e s s n e r, przy czym pierwszy z nich złożył dwa wnioski dotyczące pomiarów azymutu i ponownego pomiaru łuku 52° równoleżnika, który przechodzi przez Polskę.

Dyrektor Obserwatorium Uniwersyteckiego w Krakowie T. B a n a c h i e w i c z złożył sprawozdanie z prac naukowych, dokonanych w za-

kresie geodezji wyższej z subwencji, udzielonych na ten cel przez Ministerstwo W. R. i O. P.; uczestniczył on nadto w obradach Komisji Grawimetrycznej i niektórych innych, oraz zreferował sprawę tablic, ułatwiających wyznaczenie pozycji geograficznej, w opracowaniu Obserwatorium Warszawskiego.

Delegat Państwowego Instytutu Geologicznego Jan c z e w s k i brał czynny udział w Komisji Grawimetrycznej oraz uczestniczył, w miarę możliwości, w obradach Asocjacji Sejsmologicznej oraz Wulkanologicznej, w których delegacja polska nie była dotąd bliżej reprezentowana.

Asocjacja Meteorologiczna. W obradach tej Asocjacji brali stały udział:

Wł. G o r c z y ń s k i z ramienia Polskiej Akademii Umiejętności oraz J. B l a t o n jako przedstawiciel Państwowego Instytutu Meteorologicznego i delegat Ministerstwa Komunikacji.

Przez Wł. G o r c z y ń s k i e g o zgłoszone zostały 2 referaty¹⁾, uprzednio już wydrukowane przez Biuro Asocjacji i rozesłane jej członkom, a mianowicie: a) „A new climatological Atlas for the World”; b) „Riviera comme type spécial du climat”.

W związku z pierwszym referatem zgłoszona została i uchwalona — na posiedzeniu Asocjacji w dniu 18 września 1936 r. — rezolucja utworzenia specjalnego „Komitetu Studiów nad Atlasem” (*Investigations Committée vel „Comité d'Etudes pour établir le programme complet et les moyens de la réalisation successive de l'Atlas Climatologique du Monde”*) w składzie następującym: Hesselberg (Oslo), jako przewodniczący, Wehrlé (Paris), Schmidt (Wien), Kincer (Washington), jako członkowie Komitetu, oraz Wł. G o r c z y ń s k i (Warszawa), jako sekretarz ogólny Komitetu studiów nad Atlasem Klimatologicznym świata, mającym się ukazać pod egidą Unii. Na potrzeby biura tego Komitetu uchwalono przeznaczyć sumę 1000 fr. z funduszków Asocjacji.

Asocjacja Magnetyzmu Ziemi i Elektryczności Atmosferycznej. Dyrektor Obserwatorium Magnetycznego S. K a l i n o w s k i przedstawił sprawozdanie szczegółowe z działalności Obserwatorium i w ogóle sieci magnetycznej w Świdrze. Poza tym stały udział w posiedzeniach Asocjacji brał W. S m o s a r s k i profesor Uniwersytetu Poznańskiego, który wygłosił w języku angielskim:

a) Komunikat z dziedziny jonizacji i przewodnictwa elektrycznego warstw powietrznych p. t. „On the characteristics of the Gerdien apparatus and their seasonal variations”.

b) uwagi do wniosku przewodniczącego Asocjacji F l e m i n g a p. t.:

„The variations of the electrical potential gradient and of the conductivity of the air from year to year”.

W posiedzeniach Asocjacji brała udział p. Z. K a l i n o w s k a, współpracowniczka Obserwatorium Magnetycznego w Świdrze.

¹⁾ Treść tych referatów podana jest niżej.

Asocjacja Hydrologiczna. Prace Asocjacji hydrologii naukowej prowadzone były w specjalnych komisjach: potamologicznej (badania rzek), limnologicznej (badania jezior), wód podziemnych, metod statystycznych, zastosowań praktycznych oraz ostatnio (w r. 1933) utworzonej komisji śniegu. Członek delegacji polskiej A. B. Dobrowolski i zabiegał w sprawie utworzenia międzynarodowej organizacji kryologicznej (dla badań zjawisk zlodzenia we wszystkich fazach i środowiskach), opracowania encyklopedii lodu i założenia organu periodycznego, poświęconego badaniu powyższych zjawisk.

Do główniejszych tematów obrad Asocjacji zaliczono następujące: parowanie z powierzchni wody i gruntu, prognozę wezbrań, ruch rumowiska i zawiesiny w rzekach, temperatury wód i régime zlodzenia w jeziorach, przyrost, bilans i sondowanie lodowców, krążenie wód podziemnych, własności fizyczne śniegu, wpływ warstwy śniegowej i lodu na odpływ rzek itp. Za podstawę opracowania niektórych z przytoczonych zagadnień, komitety narodowe przeprowadzą ankiety wśród swych instytucyj i specjalistów.

Członek Komitetu Wykonawczego Asocjacji hydrologii naukowej T. Zubrzycki przedłożył zebraniu sprawozdanie z prac hydrologicznych polskich, wykonanych w okresie ubiegłym (1933—1935) przez Instytut Hydrograficzny Ministerstwa Komunikacji w Warszawie, a nadto opracowany w Instytucie zeszyt I Bibliografii Hydrologicznej prac polskich.

W wyniku przeprowadzonych na posiedzeniu Asocjacji w dniu 24 września 1936 r. wyborów, wybrani zostali na najbliższe trzyletcie (1936—1939) następujący członkowie delegacji polskiej:

- T. Zubrzycki na wice-przewodniczącego Asocjacji,
- A. B. Dobrowolski na wice-przewodniczącego komisji śniegu,
- A. Rundo na sekretarza komisji limnologicznej.

Zjazd Komisji Promieniowania Słonecznego oraz Konferencji Ozonometrycznej w Oxfordzie. W czasie od 9-go do 15-go września 1936 r. odbyły się w Oxfordzie pod egidą tamtejszego Uniwersytetu zebrania dwóch ważnych komisji międzynarodowych, a mianowicie promieniowania słonecznego oraz ozonu atmosferycznego.

W Komisji Promieniowania Słonecznego oraz w Konferencji Ozonometrycznej przyjmowali ze strony polskiej udział:

delegat Polskiej Akademii Umiejętności Wł. Gorczyński, który w dniu 11 września przewodniczył obradom ogólnym, oraz

Dr Edward Stenz z Politechniki Warszawskiej. Spośród referatów trzy zostały zgłoszone przez Polaków, a mianowicie:

- 1) o badaniu klimatów słonecznych (Wł. Gorczyński),
- 2) o pomiarach aktynometrycznych w jeziorach wigierskich na Suwalszczyźnie (E. Stenz),
- 3) o zastosowaniu potencjometrów samozapisujących do solarygramów (F. Lianna, przedstawił Wł. Gorczyński).

WŁADYSŁAW GORCZYŃSKI.

O potrzebie opracowania nowego Atlasu klimatów świata¹⁾.

Mapy izoterm, izobar oraz różnych innych czynników meteorologicznych spotykane są stale i ciągle w najrozmaitszych wydawnictwach naukowych, popularnych, fachowych i szkolnych; nawet w małych podręcznikach geografii dla szkół powszechnych niektórych krajów znajdujemy wielokrotnie te czy inne mapki klimatyczne.

Mapki te są zazwyczaj powtarzane ze starych wydań i są przeważnie reprodukowane bez zmiany w ciągu wielu dziesiątków lat. Zachodzi więc potrzeba poddawania ich periodycznej rewizji i stopniowego ulepszenia przez uwzględnianie materiałów nowogromadzonych w różnych częściach świata.

Już lat pięćdziesiąt upływa od czasu wydania pierwszego ogólnego Atlasu Klimatologicznego świata, wydanego w Gotha w r. 1887 pod redakcją J. H a n n a. Zbiór map A. B u c h a n a, dotyczący temperatury, ciśnienia powietrza i przeważających wiatrów, zgodnie z wynikami ekspedycji Challengeera wydany został w r. 1889.

W r. 1899 ukazał się dobrze znany Atlas Meteorologii nakładem Zakładu Geograficznego Bartholomew w Edynburgu, jako tom trzeci atlasu ogólnego pod nazwą „Physical Atlas”.

Od tego czasu nie został opracowany żaden nowy kompletny Atlas klimatów świata, chociaż ukazały się dość liczne monografie i zbiory map klimatycznych szeregu krajów lub większych terytoriów. Byłoby trudną rzeczą wyliczać tu te opracowania, wspomniemy więc tylko o paru najważniejszych. Sir Napier S h a w zebrał w swym „Manual of Meteorology” liczne mapki zwłaszcza izonef i izoterm. Jeszcze obfitszy zbiór znajdujemy w obszernych monografiach Wł. G o r c z y ń s k i e g o w „Pamiętniku Fizjograficznym”, wydanych osobno p. t.:

1) „Nowe izotermy Polski, Europy i kuli ziemskiej z dodatkiem o charakterze klimatycznym Polski (z 37 figurami w tekście oraz 43 mapami izoterm miesięcznych i rocznych)”. In 4^o, 286 stron tekstu (str. 1—195 z tekstem polskim i str. 196—286 z tekstem francuskim). Warszawa, 1918.

¹⁾ Komunikat ten, zgłoszony przez Polski Komitet Geodezyjno-Geofizyczny na zebraniu walnym Unii Międzynarodowej Geodezyjno-Geofizycznej we wrześniu 1936 r. w Edynburgu, został wydany drukiem i rozesłany uprzednio członkom Asocjacji Meteorologicznej przez Sekretariat Unii w Paryżu. Zgodnie z wnioskiem autora i treścią tego komunikatu, ogłoszonego w języku angielskim p. t. *...A new Climatological Atlas for the World*“, zapadła w dniu 18 września 1936 r. uchwała Asocjacji Meteorologicznej Unii powyższej o zamianowaniu specjalnego Komitetu studiów nad Atlasem (Investigations Committee) w składzie następującym: Hesselberg (Oslo), Wehrle (Paris), Schmidt (Wien), Kincer (Washington), Gorczyński (Warszawa). Prowadzenie spraw Komitetu powierzono Wł. Gorczyńskiemu z niewielkim zasiłkiem z funduszków Unii na niezbędne wydatki rzeczowe w celu zebrania potrzebnego materiału co do strony technicznej projektowanego Atlasu.

2) „O ciśnieniu powietrza w Polsce i w Europie”. In 4^o, stron 265 z tekstem polskim i francuskim oraz 54 mapami izobar miesięcznych i rocznych dla Polski, Europy i kuli ziemskiej. Warszawa, 1917.

Należy nadmienić, że dzieło o nowych izotermach zostało poprzedzone wydaniem w r. 1916 pracy (wraz z St. Kosińską) o „Temperaturze powietrza w Polsce” (In 4^o, stron 262 z 28 mapami izoterm w Polsce na poziomie morza oraz na poziomie rzeczywistym).

W latach ostatnich podjęte zostało zbiorowe wydawnictwo p. t. „Handbuch der Klimatologie” (wydawcy: W. Köppen i R. Geiger), w którego poszczególnych zeszytach znajdujemy liczne mapki tekstowe, podające przebieg czynników meteorologicznych dla różnych krajów lub terytoriów. To wydawnictwo zbiorowe, wydawane po niemiecku i po angielsku przez kilkudziesięciu autorów, obliczone jest na pięć tomów, z których ukazało się już sporo pojedynczych zeszytów monograficznych. Po wyjściu całości stanowi to będzie niewątpliwie bardzo poważny nabytek dla poszczególnych terytoriów nie zamierzone jest tu dodanie specjalnego atlasu klimatologicznego.

Wyłania się więc pilna potrzeba zajęcia się opracowywaniem i wydaniem nowego Atlasu klimatów świata całego, jego poszczególnych kontynentów i szeregu większych terytoriów, posiadających dostateczny materiał klimatologiczny. Mapy, zarówno roczne, jak i sezonowe lub miesięczne, winny uwzględniać nowsze dane i być opatrzone większymi dodatkami tekstowymi, wyjaśniającymi przebieg danego czynnika. Poza tekstem, mającym być dodanym w paru językach dla zaznaczenia charakteru międzynarodowego tego Atlasu, zamierzone jest podanie skróconych tabel liczbowych, poświęconych główniejszym czynnikom klimatycznym.

To wydawnictwo międzynarodowe, chociaż pozostawać ma pod egidą oraz opieką naukową Unii Geodezyjno-Geofizycznej, może być powierzone jednemu z większych prywatnych Zakładów Geograficznych, znanych już i działających w całym szeregu większych krajów, a w tej liczbie i w Polsce.

WŁADYSŁAW GORCZYŃSKI.

Riwiera, jako typ specjalny klimatów uśłonecznionych¹⁾.

Chociaż nazwa Riwiery jest powszechnie używana, to jednak wciąż jeszcze nie posiadamy żadnej klasyfikacji naukowej w tym przedmio-

¹⁾ Komunikat ten został zgłoszony przez Polski Komitet Geodezyjno-Geograficzny na zebranie plenarne Unii Międzynarodowej Geodezyjno-Geofizycznej we wrześniu 1936 r. w Edynburgu oraz Komisji Promieniowania Słonecznego w Oxfordzie.

Staraniem Sekretariatu Unii (Asocjacja Meteorologii) treść Komunikatu została wydana uprzednio drukiem i rozesłana członkom Asocjacji. Tytuł dokładny brzmi: „*Riviera comme type spécial du climat*” z podtytułem: „*Importance de son étude méthodique pour la Science et les applications pratiques: tourisme et acclimatation, actinothérapie etc. etc.*”.

cie; brak nam także badań metodycznych i porównawczych nawet co do właściwego znaczenia tego terminu.

A jednak zarówno taka klasyfikacja, jak i te badania są niezbędne i potrzebne zarówno z naukowego, jak i praktycznego punktu widzenia. Przede wszystkim podkreślić należy, że istnieje cały szereg słonecznych Riwier w różnych częściach świata. Poza tak dobrze znaną Riwierą śródziemnomorską, która bynajmniej nie ogranicza się do skrawka wybrzeży francusko-włoskich, rozróżniamy cztery inne wielkie Riwieri, a mianowicie na wybrzeżach Kalifornii, Ameryki Południowej (niektóre części wybrzeży chilijskich), Afryki Południowej (skrawek wybrzeży około Przylądka Dobrej Nadziei) i Australii SW (tzw. cypla południowo-zachodniego).

Z drugiej strony każda z powyższych Riwier daje się i nawet wymaga podziału na szereg działów. Nie mogąc wchodzić tu w szczegóły, wzmiankujemy jednak, że np. Riwiera śródziemnomorska składa się z trzech części głównych (zachodniej, środkowej i wschodniej) oraz kilku dodatkowych. W podobny sposób można ustalić podziały i pozostałych Riwier, położonych w innych kontynentach.

Jedyny warunek czy postulat dostatecznego usłonecznienia nie jest bynajmniej wystarczający dla nadania danemu terytorium charakteru Riwieri; trzeba jeszcze koniecznie żądać, aby klimat miał przy tym przebieg dostatecznie łagodny, zwłaszcza w miesiącach zimowych. Oznaczenia takie, jak dostatecznie „usłoneczniony” lub „łagodny” są zbyt nieokreślone dla użytku naukowego; zachodzi konieczna potrzeba sprecyzowania tych pojęć przez podanie odpowiednich granic i typów przebiegu.

Dodamy, że pojęcie klimatu łagodnego łączy się nie tylko z przebiegiem temperatury powietrza, ale także obejmuje pewne warunki, dotyczące tzw. „komfortu” klimatycznego w odniesieniu do przebiegów wilgotności, wiatru i opadów, które także winny być nie tylko uwzględnione, ale i dokładniej badane.

Na ogół jest rzeczą niezbędną dla wytworzenia się Riwieri, aby dane wybrzeże było dostatecznie chronione od szkodliwych i nagłych zmian przez otaczające i dość bliskie masywy górskie.

Już sam przykład pustyń lub obszarów półpustynnych lub stepowych (nawet umiejscowionych na wybrzeżach, jak to widzimy w niektórych częściach Afryki Północnej) uczy nas, że sam tylko atrybut dużego usłonecznienia nie wystarcza dla otrzymania charakteru klimatycznego Riwieri. Z drugiej strony istnieją (np. w niektórych miejscowościach Azji Wschodniej) pewne klimaty bardzo nawet słoneczne w zimie, ale już tak chłodne i wietrzne (zwłaszcza na płaskowyżach), że żadną miarą nie mogą być utożsamiane ze znanym typem Riwieri. Wreszcie mamy klimaty wprawdzie dobrze usłonecznione, ale już tak monotonicznie ciepłe i wilgotne w ciągu roku, że mimo swej łagodności nie odpowiadają jednak tym warunkom „komfortu” klimatycznego, jakie zazwyczaj łączymy z typem Riwieri.

Widzimy więc, że już sam problemat klasyfikacji i definicji Riwier jest dostatecznie skomplikowany i domaga się nieodzownie badań me-

todycznych i dokładnych, zwłaszcza z punktu widzenia aktynometrii i klimatologii, zarówno ogólnej, jak i szczegółowej oraz medycznej.

Poza zainteresowaniami dla nauk ścisłych, Riwieri przedstawiają ponadto ośrodki ekonomiczne bardzo ważne z punktu widzenia zbiorowisk ludzkich, turystyki i wilegiatury, dalej dla budowy sanatoriów (głównie światłolecznictwa), dla aklimatyzacji roślin itd.

To wszystko nie tylko motywuje, ale i powinno bardziej jeszcze pobudzać do organizacji specjalnych badań riwierologicznych na specjalnych stacjach klimatycznych, położonych w obrębie Riwier i ich poszczególnych części. Aby coraz wydatniej i korzystniej „sprzedawać” promieniowanie słoneczne, jak to usiłuje czynić przemysł turystyczny i hotelowy, należy nieodzownie myśleć nie tylko o dobrej organizacji życia i mieszkań oraz o urządzaniu zabaw karnawałowych i innych, ale również o wprowadzeniu badań metodycznych w celu lepszej interpretacji i bardziej celowego wykorzystania wszystkich zalet i dobrodziejstw naturalnych każdej Riwieri.

Riwierologia obecna ogranicza się prawie wyłącznie do wydawania prospektów i broszurek propagandowych bardziej lub mniej barwnie i atrakcyjnie wydanych, gdzie chwali się niepomrotnie wszystkie zakątki i widoki danego wybrzeża. Lecz w czasach dzisiejszych same tylko bezkrytyczne chwalenie i parę ładnych widoków nie wystarcza; trzeba natomiast pokazać i dowieść na zasadzie danych naukowych i porównawczych, na czym właściwie polegają cechy i zalety naturalne każdego zakątka Riwieri.

Tylko w ten sposób można przekonać ostatecznie, a poza tym wykazać prawdziwy charakter indywidualny każdej miejscowości Riwier, wykrywając przy tym nawet szereg nowych możliwości klimatycznych i lekarskich, których istnienia dotąd może nawet nie podejrzewano jeszcze.

Trzeba więc przystąpić nareszcie do tworzenia podstaw riwierologii naukowej, opartej na pomiarach aktynometrycznych oraz na nowoczesnych danych klimatologicznych, zastosowanych, o ile możliwości do specjalnych postulatów naukowych i praktycznych, jakie życie wysuwa w każdej Riwierze.

JERZY KONDRACKI.

Geografia na Łotwie i Litwie.

(*Géographie en Lettonie et Lithuanie*).

Samodzielny rozwój nauk geograficznych na Łotwie i Litwie datuje się od bardzo niedawna, co jest zrozumiałe wobec braku warstw wykształconych i własnych ośrodków naukowych u tych narodów w okresie przedwojennym. Dopiero powstanie niepodległych państw i narodowych uniwersytetów w Rydze i Kownie postawiło na porządku dziennym kwestie nauki, co w interesującym nas zakresie wyraziło się przede wszystkim przez utworzenie katedr geografii i geologii. Działalność tych katedr wytworzyła pewną ilość specjalistów, którzy dziś posuwają naprzód znajomość swych krajów, zajmując miejsce, należące dotychczas do Niemców, Polaków i Rosjan.

Uniwersytet Łotewski powstał z istniejącej przed wojną w Rydze politechniki. Geografię wykładał tu od roku 1920 najpierw docent, a od r. 1927 profesor Reinholds Putniņš, wykształcony w Rosji i reprezentujący kierunek fizyczno-geograficzny (kartografia, oceanografia, geofizyka). Umarł on w roku 1934 i odtąd katedra geografii jest nieobsadzona, a stworzony przez niego Instytut Geografii Fizycznej zmieniony został na Instytut Geograficzny pod kier. doc. G. Ramansa, który reprezentuje kierunek antropogeograficzny. Geografię fizyczną wykłada doc. geofizyki L. Slaucītājs, zajmujący się oceanografią, hydrografią, morfometrią i magnetyzmem ziemskim. Katedrę meteorologii i klimatologii posiada bałtycki Niemiec prof. R. Meyer. Instytutem geologicznym kierował przez 10 lat (od r. 1925) Niemiec z Królewca E. Kraus, a po jego wyjeździe wykłady prowadzi jego uczniowie młodzi docenci N. Delle (geologia historyczna i paleontologia) oraz V. Zāns (geologia dynamiczna). Z innych zakładów uniwersyteckich, związanych z nauką o ziemi, wymienimy jeszcze doskonale zaopatrzone w przyrządy Instytut Mineralogiczny, którego kierownikiem jest Rosjanin ryski prof. Popow. Przy Instytucie Geologicznym znajduje się niewielkie muzeum geologii Łotwy, obejmujące głównie 2 działy, tj. dewon i czwartorzęd.

Materiały geograficzne gromadzą — jak wszędzie — specjalne urzędy państwowe: meteorologiczny, hydrograficzny i statystyczny, na-

tomiaś nie ma instytutu geologicznego. Ostatnio stworzony „Komitet surowcowy” zajmuje się poszukiwaniem i badaniem bogactw mineralnych, do których zaliczają na Łotwie dolomity dewońskie, gipsy, ily wstęgowe, rudy żakowe, wreszcie znajdujący na wybrzeżach bursztyn. Publikowaniem map topograficznych zajmuje się Geodezyjno-Topograficzny Oddział Sztabu Generalnego, wykorzystujący dawne pomiary rosyjskie, ale są one reambulowane i całkowicie na nowo opracowywane kartograficznie. Północna część kraju, która posiadała tylko mapy 1 : 126000, musiała być zdjęta na nowo w podziałkach 1 : 25000 lub 1 : 50000. Mapy przygotowuje się w podziałkach 1 : 25000 (tylko dla celów służbowych), 1 : 75000 i 1 : 200000, drukowane są one w 4 kolumnach. Poziomice na mapie 1 : 75000 przeprowadzone co 8,535 m (4 sążnie), na mapie 1 : 200000 co 16 m. Układ arkuszy inny niż map polskich i niemieckich oraz rosyjskich. Na całość kraju składa się 111 arkuszy mapy 1 : 75000 i 12 arkuszy mapy 1 : 200000, z których każdy obejmuje również 12 arkuszy mapy 1 : 75000¹⁾. Oprócz tych map podstawowych opracowano mapę całej Łotwy w skali 1 : 400000 (na 2 arkuszach). Mapy turystyczne, szkolne i ścienne wychodzą nakładem prywatnego Instytutu Kartograficznego M a n t n i e k a i stoją na dosyć wysokim poziomie technicznym.

Jeśli chodzi o organizacje społeczne, skupiające ludzi, którzy pracują na polu geografii i nauk pokrewnych, to musimy wymienić założone w roku 1923 Łotewskie Towarzystwo Geograficzne (Latvijas Geografijas Biedriba). Od roku 1929 do 1935 wydało ono 4 tomy swego organu „Geografiski Raksti”. Ze sprawozdania za rok 1934 dowiadujemy się, że miało ono wówczas ogółem 76 członków. Na wiosnę 1937 roku powstało Towarzystwo Geologiczne, które ma również wydawać własny organ, ponieważ dotychczas drukowanie naukowych prac geologicznych z obszernymi streszczeniami obcojęzycznymi natrafiło na trudności z powodu braku odpowiedniego czasopisma.

Postępy znajomości kraju w stosunku do lat przedwojennych, z których pochodzą prace geologiczne dawniejsze G r e w i n g k a i nowsze profesora politechniki ryskiej D o s s a, morfologiczne H a u s e n a, hydrograficzne Rosjan — są wyraźne. Na polu geologii zapoczątkowały je studia K r a u s a, kontynuowane przez D e l l e g o i Z ā n s a, którym zawdzięczamy szczegółową stratyografię utworów dewońskich (podzielonych na piętra od a do g), znajdującą się obecnie w druku dużą mapę geologiczną Łotwy (odkrytą), mapę ukształtowania podłoża, opublikowaną w tomie 89 „Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Gesellsch.” i rękopiśmienną mapę utworów czwartorzędowych Z ā n s a, przesłaną redakcji mapy czwartorzędowej Europy (p. „Przegl. Geogr.”, t. XV, str. 162), nie licząc mniejszych prac i przyczynków. W zakresie geografii przeprowadzono inwentaryzację jezior większych od 1 ha, których jest 2980 o powierzchni łącznej 1081, 4 km², a zajezerzenie kraju wynosi średnio 1,64%. Najznaczniejszym jeziorem jest Łubań (Lubana) w dawnych Inflantach Polskich, mające 88 km² powierzchni, a tylko 2,5 m głębokości. Sondowane były wszystkie wielkie je-

¹⁾ Podziałka, układ i nazwy uzgodnione są z estońskim Sztabem Generalnym.

ziora okolic Rygi, Łubań, Užmajty w Kurlandii oraz szereg drobniejszych, z których największą głębokość 33 m ma jez. Raipalu. Zarys stosunków hydrologicznych Dźwiny oraz innych rzek łotewskich zawdzięczamy S t a k l e m u, kierownikowi Biura Hydrograficznego a podział Łotwy na regiony geograficzne przeprowadził R a m a n s na podstawie hipsometrii i geologii, wykazując wpływ tych czynników na rozmieszczenie ludności oraz rozwój rolnictwa. Zainteresowanie geografią jest duże, o czym świadczą liczne wydawnictwa popularne i znaczna liczba studentów, studiujących ten przedmiot (30 osób rocznie), choć niski poziom zamożności i brak sił nauczycielskich w szkołach powodują, że studia, łączone z pracą zarobkową trwają długo a absolwenci tylko wyjątkowo poświęcają się pracy naukowej.

Na Litwie rozwój geografii przedstawia się mniej wyraźnie. O ile Ryga była już przed wojną dużym miastem i mimo przewagi elementów obcych wśród warstw wykształconych posiadała również pewną liczbę inteligencji łotewskiej, to Kowno awansowało na stolicę z małego miasta gubernialnego, nie posiadało przy tym nigdy silnego elementu litewskiego, bo i dziś jeszcze Polacy i Żydzi stanowią bardzo poważny procent ludności. Utworzony w r. 1922 w Kownie uniwersytet musiał walczyć z jeszcze większymi trudnościami niż uniwersytet ryski. Katedrę geografii zajmuje tu od r. 1925 prof. K. P a k š t a s, reprezentujący kierunek antropogeograficzny i opisowy, choć zajmował się również klimatologią i pomiarami batymetrycznymi jezior. Geologię i mineralogię wykładał do niedawna tylko prof. M. K a v e c k i s (Kawecki); obecnie objął on kierownictwo Instytutu Mineralogicznego a Instytut Geologiczny prowadzi doc. D a l i n k e v i č i u s (Dalinkiewicz), pracujący nad formacjami starszymi, podczas gdy czwartorzędem zajmuje się jego asystent P a k u c k a s. Instytutem Geofizycznym kieruje wybitny hydrograf prof. K o l u p a i l a. Zaopatrzenie instytutów w przyrządy i książki jest słabe, warunki lokalowe również niedostateczne. Skromne muzeum przyrodnicze przy uniwersytecie posiada niewielki dział geologiczny i mineralogiczny, zorganizowany przez prof. K a v e c k i e g o, z interesującym zbiorem odłamków meteorytów.

Publikowanie prac naukowych natrafia na trudności. Wydawany przez uniwersytet rocznik nie może pomieścić wszystkich rozpraw i przyczynków, wobec czego staraniem grupy profesorów wydziału matematyczno-przyrodniczego wydawane jest czasopismo ogólnoprzyrodnicze „Kosmos”, zamieszczające również artykuły z zakresu fizjografii Litwy. M. in. rocznik XV poświęcony był specjalnie geografii, geologii i hydrografii. W roku 1934 powstało Litewskie Towarzystwo Geograficzne (p. „Przegl. Geogr.”, t. XV, str. 181), które korzysta z gościnności na łamach „Kosmosu”. Podobnie jak na Łotwie — istnieją tu państwowe urzędy meteorologiczny, hydrograficzny i statystyczny, podczas gdy badaniami geologicznymi zajmują się tylko pracownicy naukowcy uniwersytetu. Oddział topograficzny Sztabu Generalnego wydał mapę Litwy w skali 1 : 400000, natomiast prace nad mapami w skali 1 : 100000 i 1 : 200000 są dopiero w toku.

Do niedawna badaniami fizjograficznymi na Litwie zajmowali się przede wszystkim Polacy. Jeszcze dzisiaj podstawowe znaczenie mają studia geologiczne Giedroycia, gleboznawcze Miklaszewskiego, florystyczne Hryniewieckiego (*Tentamen florae Lithuaniae*), archeologiczne Krzywickiego, którego praca „Żmudz starożytna”, była nawet przełożona na język litewski. Wiele materiału naukowego znaleźć można w rocznikach „Pamiętnika Fizjograficznego”, w „Sprawozdaniach Towarzystwa Naukowego w Warszawie”, a również w „Wiśle”, gdzie np. w tomie XIII z r. 1899 znajduje się opis jeziora Dusia, sondowanego ostatnio przez Pakštasa i jego uczniów. Zresztą ziemie dzisiejszej Litwy wchodziły zawsze do wszystkich większych opracowań ziem polskich, czy to geograficznych („Ziemie dawnej Polski” Rehmana, „Materiały”... Nałkowskiego, „Geografia”... Sujkowskiego oraz w. in.), czy też geologicznych (np. „Geologia ziem polskich” Siemiradzkiego), klimatologicznych, archeologicznych („Archeologia Polski” Antoniewicza), antropologicznych itd. Zasługą Rosjan było wykonanie zdjęcia topograficznego kraju i opracowanie map, których niemiecka wojenna przeróbka w skali 1 : 100000 jest dotychczas jedyną mapą topograficzną na Litwie.

Jeżeli chodzi o Niemców, to dali oni również szereg podstawowych opracowań. Należy tu wymienić monografię Niemna pod red. Kellera („Memel, Pregel und Weichselstrom”), opracowanie morfologii dyluwialnej przez Mortensena i osiedli wiejskich przez Essena. W nowej Litwie nie posunięto się narazie poza lokalne przyczynki. Taki charakter mają prace geologiczne Kaweckiego i Dalinkiewicza, wnoszące jednak dużo nowego materiału. Małą mapkę utworów przedlodowcowych Litwy opublikował Kaweckie w roczniku uniwersytetu. Pakuckas opracował morfologię utworów lodowcowych pogranicza Polski pomiędzy Niemnem i Wilią (1934) oraz na północ od Wilii (1936), wykazując wbrew Mortenseniowi, że przebieg moren nie jest równoleżnikowy, czyli prostopadły do „bałtyckiego grzbietu”, ale równoległy do niego (SW—NE). Mapa utworów czwartorzędowych, zredagowana przez Kaweckiego, dająca nieco inny obraz od mapy Mortensena, jest przygotowana do druku i wysłana do redakcji mapy czwartorzędu Europy. Pakštasa ze swymi uczniami przeprowadził badania batymetryczne kilku jezior (najgłębsze Daugi — 42 m), biorąc wzór z prac wykonywanych w Polsce. Kolušpaila oprócz szeregu prac metodycznych o wyznaczeniu odpływu rzek, opublikowanych w sprawozdaniach z konferencji hydrologicznych państw bałtyckich, artykułów popularnych w kowieńskim „Kosmosie” oraz w obszernej i dobrze opracowanej *Encyklopedii Litewskiej* („Lietuviškios Enciklopedijos”; tom VI z roku 1937 doprowadzony do litery D) — np. o Kanale Augustowskim, Berezynie Niemenowej i ostatnio o Dźwinie („Dauguva”), dał również większe opracowanie hydrograficzne Niewiaży („Nevėžis”, Kosmos, 1936) i Niemna. Ta ostatnia praca została opublikowana w tomie XXV „Revue de géographie alpine” z roku 1937 (Le Niemen, étude hydrologique). Syntezy geograficznej kraju Litwini jeszcze nie stworzyli, nawet w postaci zbiorowej monografii, jak to zrobiono na Łotwie, wydając 3 tomową „Latviję”, opracowaną przez kilkunastu specjalistów.

Reasumując ogólnie, należy stwierdzić większy rozwój nauk geograficznych na Łotwie, wyrażający się zarówno w stosunkowo znacznej ilości różnego rodzaju publikacji geograficznych, w istnieniu własnej kartografii wojskowej i prywatnej, wreszcie w działalności założonego przed 14 laty Towarzystwa Geograficznego, które nie tylko wydaje swój organ, ale organizuje również doroczne zjazdy naukowe geografów łotewskich (zresztą przeważnie nauczycieli), połączone z referatami i wycieczkami, przy czym liczba uczestników takich zjazdów dochodzi do 300 osób, gdy tymczasem na Litwie ruch wydawniczy w ogóle jest niewielki, map prawie nie ma, a istniejące dopiero 3 rok Towarzystwo Geograficzne nie zdołało jeszcze rozwinąć żywszej działalności.

KRONIKA

Z M A R L I

TADEUSZ ZUBRZYCKI ur. w r. 1881 w Stanisławowie, zmarł 26 marca 1937 we Lwowie. Po uzyskaniu dyplomu inżyniera w r. 1905 na Politechnice Lwowskiej, rozpoczyna pracę zarobkową w Krajowym Oddziale Hydrograficznym b. Galicji. W cztery lata później przenosi się do Departamentu Studiów Hydrograficznych w Wiedniu, gdzie pozostaje do wojny. Wkrótce po powstaniu Państwa Polskiego, bo w początku r. 1919 powołano go na kierownika Wydziału Hydrograficznego Min. Robót Publicznych. Na tym stanowisku organizatora i szefa państwowych studiów hydrograficznych pozostaje do śmierci, choć jego urząd zmienia nazwy i ministerstwa.

Poza pracą, związaną z obowiązkami urzędowymi, zmarły rozwija też działalność naukową. Bierze czynny udział w Konferencjach Hydrologicznych Państw Bałtyckich, urządzając nawet jedną z nich w Warszawie. Publikuje szereg artykułów i rozpraw, dotyczących przepływu i wodostanów rzek. Zajmuje się najprzód Dniestrem, a później zainteresowanie swe przenosi na Prypeć, której poświęcił okazałą rozprawę w „Przeglądzie Geograficznym”. W latach 1933—1934 był członkiem zarządu Polsk. T-wa Geograficznego.

Oto wykaz ważniejszych publikacji:

1. Przebieg i charakter wezbrań Dniestru. *Czasop. Techn.* Lwów, 1925.
2. Stosunki odpływu w górnym biegu Dniestru. *Prace Meteorol. i Hydrogr.*, z. 2. Warszawa, 1926.
3. Największy znany przepływ Dniestru pod Haliczem i Zaleszczykami. *Czasop. Techn.* Lwów, 1930.
4. Powódzie na ziemiach polskich. I-szy Pol. Zjazd Hydrotechn. Warszawa.
5. Wezbrania w dorzeczu Wisły. *Czasop. Techn.* Lwów, 1925.
6. Okres lodowy na wodach płynących Polski. *Prace Meteorol. i Hydrogr.*, z. 4. Warszawa, 1927.
7. Über die periodischen Wasserstandsschwankungen an Polens fließenden Gewässern. II Balt. hydrol. Konfer. Tallin, 1928.
8. Allgemeine Betrachtungen über hydrographische Netz Polens und seiner Nachbargebiete. II Balt. hydr. Konferenz. Tallin, 1928.
9. Skrajne wartości stanów wody i objętości przepływu. *Czasop. Techn.* Lwów, 1932.
10. Charakterystyka odpływu rzek polskich przy niskich stanach wody. *Wiad. Służby Geogr.* Warszawa, 1933.
11. Dates comparatives concernant le débit d'étiage des fleuves du bassin de la mer Baltique en Pologne. IV Conf. Hydr. des Etats Baltiques. Leningrad, 1933.

12. Rzut oka na stosunki odpływu Prypeci. Prace Biura Melior. Polesia, t. II, z. 1. Brześć nad Bugiem, 1933.
13. Hydrologiczny régime polskiego Polesia. Przegl. Geogr., t. XIV. Warszawa, 1934.
14. Postęp fal wezbrania w górnym biegu Wisły. Wiad. Służby Hydr., z. 3. Warszawa, 1936.

STEFAN CZARNOWSKI, urodził się w roku 1879 w Kroczowie, zmarł 29 grudnia 1937 roku w Warszawie. Studiował w Ecole pratique des hautes études w Paryżu. Był profesorem socjologii i historii kultury Uniwersytetu J. P. w Warszawie, członkiem korespondentem Akademii Umiejętności, a w roku 1923 sekretarzem Pol. T-wa Geograficznego. Prace naukowe Czarnowskiego, z dziedziny celtystyki, której był znakomitym znawcą i religiologii, stykały się nieraz z geografią. Nawet zawdzięczamy mu bezimiennie wydany w roku 1919 „Skorowidz niemiecko-polski miast i większych wsi Prus Księżęcych, Królestwa, w. ks. Poznańskiego i Śląska, który w owym czasie oddał duże usługi nowo-powstałemu Wojskowemu Instytutowi Geograficznemu, gdzie zmarły pracował wtedy w randze kapitana.

ANASTAS ISZIRKOFF, pierwszy geograf bułgarski, urodzony w roku 1868, zmarł 6 kwietnia 1937 roku w Sofii. W roku 1892 wysłany został do Lipska na studia filologii słowiańskiej, gdyż uniwersytetu w ówczesnej Bułgarii jeszcze nie było. Tam zainteresował się wykładami Ratzla, u którego też otrzymał doktorat z geografii w roku 1895. W roku następnym pogłębił swe studia w Berlinie i w roku 1898 powołany został w nowo-utworzonym uniwersytecie w Sofii na katedrę geografii i etnografii, którą zajmował do ostatnich lat życia. Działalności Iszirkoffa zawdzięcza Bułgaria pierwszych nauczycieli geografii z wykształceniem specjalnym, zarówno jak początki nauki geograficznej. Jego prace naukowe dotyczyły głównie bałkańskich spraw narodowościowych oraz geografii Bułgarii. Z pod jego pióra wyszła pierwsza geografia Bułgarii w roku 1910, tłumaczona zaraz na język rosyjski, a później i na inne. Wojny bałkańskie oraz wielka wojna skierowały go na tory geografii politycznej. Pod koniec swego życia w roku 1933 doczekał się Iszirkoff założenia Bułgarskiego Tow. Geograficznego, które poświęciło mu pierwszy tom swoich wydawnictw.

ALBERT HEIM zmarł 31 sierpnia 1937 roku w Zurychu, w 89 roku życia. Niezwykle utalentowany, już jako 25 letni młodzieniec został profesorem geologii w uniwersytecie zurychskim. W roku 1911 opuścił przedwcześnie katedrę, aby opracować wielką „*Geologie der Schweiz*” (1916—1923). Heim był głównym twórcą teorii kontrakcji; obliczywszy z długości fałdów zmniejszenie się szerokości Alp (o 120 km) i Jury, wytłumaczył powstanie tych gór przez ciśnienie boczne (*Mechanismus der Gebirgsbildung*, 1878). Zapoczątkował naukę o lodowcach (*Handbuch der Gletscherkunde*, 1885). Opublikował przeszło 300 prac naukowych, a wśród nich wspaniałą monografię: *Das Säntisgebirge*, 1905, do której rysunki sporządzał sam na kamieniu litograficznym. Wykonywując osobiście rysunki i mapy plastyczne, podniósł na wyżynę sztuki te pomocnicze środki naukowe. Jego epokowe prace mają też doniosłe znaczenie w geografii.

Charakterystyczne, że ten wielki tektonik walczył z teorią płaszczowinową, przeciwstawiają jej t. zw. „podwójny fałd glarneński”, ale w końcu uznał nową

teorię. Był też znanym przeciwnikiem erozji glacialnej, a do piszącego te słowa wyraził się kiedyś, że „formy glacialne istnieją tylko w głowach geografów”. Obdarzony bojowym temperamentem miał pasję do nauki, pasję do pracy. Był ideowym wodzem młodzieży, która uczęszczała tłumnie na jego oficjalne i prywatne wykłady. Wśród plejady jego uczniów mamy też paru naszych rodaków.

St. L.

JUBILEUSZ MAURICE LUGEON'A

Dnia 20-go listopada 1937 roku obchodził w Lozannie pięćdziesiątą rocznicę pracy naukowej i czterdziestolecie nauczania na uniwersytecie prof. Maurice Lugeon, jeden z największych geologów współczesnych. Należy on do tej plejady tektoników, którzy na przełomie ubiegłego i bieżącego stulecia dokonali olbrzymiej rewolucji w poglądach na budowę gór fałdowych. Rewolucja ta odbiła się żywym echem również w Polsce, dzięki czemu nazwisko Lugeona znalazło poczesne miejsce w naszej nauce.

Maurice Lugeon pochodzi z rodziny szwajcarskiej, oddawna osiadłej w kantonie Vaud. Urodził się on w roku 1870, w Poissy, we Francji. Jako syn rzeźbiarza stykał się od najwcześniejszej młodości ze światem „kamieni” i rychło obudziło się w nim zamiłowanie do geologii. Będąc jeszcze uczniem szkoły średniej pracuje jako wolontariusz w muzeum przyrodniczym w Lozannie. Z tych czasów pochodzi jego pierwsza drukowana praca naukowa. Jest nią notatka o molassie z najbliższej okolicy Lozanny, której florę oznacza i opisuje młody autor, liczący wówczas zaledwie siedemnaście lat! I odtąd przez lat pięćdziesiąt ciągnie się nieprzerwanie długa lista publikacyj Lugeona, dochodząca do półtrzecia setki pozycej!

Po szeregu prac, odnoszących się do molassy alpejskiego przedgórza (między innymi praca o przepysznym zachowanych żółwiach), przychodzi kolej na Alpy. Lugeon jest już wówczas studentem i studiuje u znanego stratygraфа prof. E. Reneviera, terenem zaś jego pracy jest głównie Chablais w Alpach sabaudzkich, gdzie przeprowadza zdjęcia, jako współpracownik Mapy Geologicznej Francji 1 : 80,000. Uwieńczeniem prac Lugeona z tego okresu jest teza doktorska: „*La région de la Brèche du Chablais*” (1896). W tym samym roku zostaje on docentem, a w dwa lata później nadzwyczajnym profesorem na uniwersytecie w Lozannie.

Zainteresowanie do paleontologii, które objawiło się u Lugeona od wczesnej młodości, skłoniło go do poważniejszych studiów w tym kierunku. Wyjeżdża on do Monachium, gdzie pod kierunkiem Zittla, jednego z koryfeuszów paleontologii w owym czasie, pracuje przez cały rok, ślęcząc nad anatomią ryb. Ale praca ta przekonywa go, że paleontologia nie odpowiada jego temperamentowi. Lugeon wraca do gór.

Robiąc zdjęcia do Mapy Geologicznej Francji, Lugeon pracował jakiś czas pod kierunkiem A. Michel-Lewy'ego, wielkiego petrograфа i pod jego wpływem zamierzał nawet poświęcić się petrografii. Aż wreszcie, również we Francji, spotkał człowieka, który wywarł decydujący wpływ na dalszym kierunku jego prac. Człowiekiem tym był Marcel Bertrand, genialny twórca nowoczesnej tektoniki.

W ostatnim dziesiątku ubiegłego stulecia nauka poznaje nowe formy tektoniczne — wielkie fałdy leżące czyli płaszczowiny. Odkryto je najpierw, dzięki pracom górniczym, w podziemiach zagłębia węglowego północnej Francji i Belgii,

wśród fałdów herczyńskich. Opierając się na tych doświadczeniach, Marcel Bertrand interpretuje przy pomocy analizy geometrycznej zdjęcia geologiczne w Prowansji i po raz pierwszy pokazuje nam płaszczowiny alpejskie. Wkrótce potem nieco starszy od Lugeona H. Schar dt stosuje nowe metody do Alp szwajcarskich.

Lugeon zrazu trzyma się starej szkoły. Jeszcze w jego tezie doktorskiej wszystkie fałdy są zakorzenione na miejscu, tworząc różne „grzyby” i inne trudno zrozumiałe formy tektoniczne. Pod wpływem Bertranda Lugeon zmienia poglądy i stawszy się entuzjastycznym zwolennikiem teorii płaszczowinowej, przerabia pod tym kątem widzenia swoją koncepcję struktury Alp, która krystalizuje się w najważniejszej może i najbardziej podstawowej jego pracy: „*Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Susise*” (1901). W pracy tej daje on konsekwentny obraz budowy płaszczowinowej dużego obszaru Alp sabudzkich i szwajcarskich, uzupełniony następnie i rozszerzony na całe Alpy zachodnie przez E. Arg and a (1911), a wreszcie na cały łańcuch alpejski przez R. St a u b a (1923).

Przy sposobności warto tu podnieść jeden charakterystyczny szczegół. Choć wspomniana praca Lugeona opierała się na wieloletnich, szczegółowych studiach autora w terenie i była dojrzałym owocem gruntowego przemyślenia, nie chciał on publikować jej bez moralnej aprobaty wielkiego mistrza geologii alpejskiej Alberta Hei m a, który właśnie bawił wówczas w Nowej Zelandii. Lugeon czeka cierpliwie na jego powrót, po czym udaje się do Zurychu i uzyskuje nie tylko zupełną aprobatę Heima, lecz i prześliczny list otwarty, który Lugeon dołącza do swej pracy. List ten jest najpiękniejszym świadectwem pochwalnym, jaki starsza generacja może złożyć młodziej, która kontynuując i udoskonalając jej dzieło musi niejedno zburzyć.

Teoria płaszczowinowa zwyciężyła we Francji i w Szwajcarii na całej linii. Natomiast geologowie niemieccy i austriaccy wciąż jeszcze trzymali się uporeczywie starych poglądów. Trzeba ich było przekonać na terenie ich własnych prac. Sposobność nadarzyła się wkrótce. W latach 1897 i 1899 ukazała się praca długoletniego i sumiennego badacza Tatr, wiedeńskiego profesora V. U h l i g a, p. t.: „*Die Geologie des Tatragebirges*”. Autor, stojąc na stanowisku starej tektoniki, pojmuje Tatry jako cztery łuski, zakorzenione na miejscu i obalone na południe, wbrew ogólnemu ruchowi Karpat ku północy. Lugeon bierze mapę Uhliga i interpretuje ją zupełnie inaczej. Tatry składają się wedle niego z dwóch płaszczowin—wierzchowej i reglowej, przewalonych ponad autochtonicznym masywem krystalicznym i nurzających się pod flisz Podhala; Pieniny mają być czołem tych płaszczowin, wynurzających się znowu spod fliszu. Interpretację tę Lugeon ogłasza drukiem w pracy p. t.: „*Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Flippes des Carpathes*” (1903), wchodząc w ten sposób do polskiej literatury geologicznej.

Trzeba było nielada odwagi i pewności siebie, aby, nie będąc nigdy w życiu w Tatrach, przeciwstawić się tak radykalnie człowiekowi, który w tych Tatrach zęby zjadł i uczynić to na podstawie jego własnej mapy! W Wiedniu zawrzało! A właśnie w tymże roku odbywał się tam IX Międzynarodowy Kongres Geologiczny, który postawił sobie dyskusję nad płaszczowinami i skałkami jako jedno z głównych zadań. Trzeba było tedy wystąpić do walki na kongresie. Rozegrała się ona w terenie, na wycieczce kongresowej w Tatry i Pieniny, którą prowadził Uhlig; Lugeon, oczywiście wziął w niej także udział.

I stała się rzecz nadzwyczajna! Ten trzydziestotrzyletni Szwajcar udowodnił, że lepiej zrozumiał budowę Tatr i Pienin, których nigdy dotychczas nie widział, niż ich długoletni, wytrawny badacz! Historyczny ten już dziś w dziejach geologii pojedynek rozegrał się w dniach 11 — 17 sierpnia 1903 roku. Odbył się on na naszej ziemi między francuskim Szwajcarem a austriackim Niemcem, niestety bez czynnego udziału z naszej strony. Mieliliśmy jednak przynajmniej świadków i obserwatorów tej osobliwej chwili. Byli nimi bardzo młodzi wówczas i początkujący geolodzy: W. K u ź n i a r i M. L i m a n o w s k i, na którym scena ta wywarła wstrząsające wrażenie. Opisał on ją wkrótce w płomiennym artykule p. t. „*Wycieczka w Tatry i Pieniny*” (Pamiętnik Tow. Tatr., t. XXV, 1904) a ostatnio powrócił do niej we wspomnieniu jubileuszowym: „*Maurycy Lugeon*” (Wszehświat, 1937, Nr 8).

Koncepcja Lugeona znalazła kontynuatorów. Z uczestników owej wycieczki Limanowski pisze: „*Rzut oka na architekturę Karpat*” (Kosmos, 1905), modyfikując poglądy Lugeona co do Tatr i Pienin oraz rozszerzając je na całe Karpaty. Również dawny przeciwnik, Uhlig nie oparł się sugestywnej sile Lugeona, lecz, przetrawiwszy w sobie kongresową dyskusję, w wydanej w roku 1907 pracy p. t.: „*Über die Tektonik der Karpathen*”, staje całkowicie na stanowisku płaszczwinowej teorii. A chociaż Limanowski i Uhlig różnią się w szczegółach, zarówno między sobą jak i od Lugeona, to jednak ich idee od niego biorą początek. Teoria płaszczwinowa została w Tatrach i Karpatach ugruntowana, a rok 1903 jest tu punktem zwrotnym.

Po wycieczce w Tatry i Pieniny Lugeon wziął czynny udział w obradach samego kongresu, wygłaszając odczyt o płaszczwinach Alp szwajcarskich. Wywołał on ożywioną polemikę, w której najwybitniejsi tektonicy ówczesni: H e i m, H a u g i T e r m i e r stanęli po stronie Lugeona. W ten sposób zdobył on niejako szturmem światową sławę.

Niesposób w krótkim artykule omówić całokształt pracy naukowej Lugeona. Podnieśmy tylko najważniejsze momenty. Głównym jego dziełem późniejszych czasów są: „*Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander*”, na które składa się wielka mapa w skali 1 : 50,000 i tekst obejmujący 3 tomy, wydane w latach 1914, 1916 i 1918.

W „Przeglądzie Geograficznym” należy specjalnie podkreślić prace z zakresu geografii fizycznej, którą Lugeon wykladał obok geologii na uniwersytecie lozańskim. W latach 1898 — 1907 wydaje on, wspólnie z F. A. F o r e l e m i E. M u r e t e m, doroczne raporty o wahaniami lodowców alpejskich. Wiele prac poświęcił on morfologii Alp, z których specjalnie należy wyróżnić uwieńczone przez francuską Akademię Nauk: „*Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales*” (1901), w których uwydatnił predyspozycję tektoniczną poprzecznych dolin alpejskich, oraz: „*Sur la fréquence dans les Alpes de gorges épigénétiques et sur l'existence de barres calcaires de quelques vallées suisses*” (1901), gdzie przedstawił zasypanie i następnie powtórne wcięcie wielu dolin alpejskich. W pracy, wykonanej wspólnie z panią J é r é m i n e, p. t.: „*Les Bassins fermés des Alpes suisses*” (1911) wykazał Lugeon, jak wielką rolę odgrywają w Alpach obszary bez powierzchniowego odpływu.

Z innych prac Lugeona wspomnimy jeszcze monografię: „*Les sources thermales de Loèche-les-Bains*” (1912) o stosunkach hydrogeologicznych znanego źródła w kantonie Valais, tudzież szereg studiów, związanych z jego pracami praktycznymi, dotyczącymi budowy zapór wodnych, w której to dziedzinie stał

się specjalistą znanym i cenionym na całym świecie. Syntetyczny wyraz tych studiów daje nam wielkie dzieło Lugeona, o charakterze fundamentalnego podręcznika, p. t.: „*Barrages et géologie*” (1932).

Jeśli rzucimy okiem na całość dotychczasowej, pięćdziesięcioletniej, a bynajmniej jeszcze nie skończonej pracy naukowej Lugeona, to zdumiewać nas musi jej różnorodność. Obok tektoniki, której poświęcił najwięcej czasu i trudu, osiągnął jedno z naczelných miejsc w przełomowej epoce tej nauki, żadna inna dziedzina geologii i pokrewných jej nauk nie jest mu obca. Stratygrafia i paleontologia, mineralogia i petrografia, glaciologia i hydrogeologia, morfologia, wreszcie geologia stosowana w najrozmaitszej formie: przy poszukiwaniu rud i ropy naftowej, ujmowaniu źródeł, budowaniu tuneli i zapór wodnych — to wszystko stanowi krąg zainteresowań oraz pole pracy i temat publikacyj Lugeona. Szeroki jest również i geograficzny zasięg jego badań: Alpy szwajcarskie, francuskie i włoskie, Karpaty polskie i rumuńskie, Kalabria i Sycylia, Grecja, Marokko, Transwal, wreszcie Paragwaj — były terenem jego prac naukowych, czy też praktycznych. Zapewne mało który ze współczesnych geologów mógłby z równą słuszością jak Lugeon powtórzyć jego ulubione zdanie: „Je connais bien ma terre”.

Równie owocną jak naukowa jest też dydaktyczna i pedagogiczna działalność Lugeona. Pracując od 40 lat na katedrze geologii i geografii fizycznej w Lozannie, wykształcił on długi szereg znakomitych uczniów z E. Argandem na czele oraz stworzył wspaniałą szkołę geologiczną, której specjalnością są tektonika i morfologia oraz kartografia geologiczna, zwłaszcza terenów wysokogórskich.

Na zakończenie chciałbym szczególnie podkreślić związek Lugeona z Polską i jej nauką. Nawiązany w roku 1903 w Tatrach i Pieninach, w miejscu triumfu Lugeona, snuje się on dotąd nieprzerwanie przez całe jego życie. Świadek tego triumfu M. Limanowski, urzeczony zwycięstwem młodego Szwajcara, udaje się doń do Lozanny na studia i w dalekiej Taorminie na Sycylii ugruntowuje jego poglądy na płaszczowinową strukturę tamtejszych gór. F. Rabowski robi zdjęcia geologiczne w okolicach Simmenthalu w Alpach berneńskich, a potem pracuje w Val Ferret w Alpach walijskich. L. Horwitz pisze pracę o stożkach nasypowych doliny Rodanu, kartuje w Alpach fryburskich i przeprowadza studia nad liasem alpejskim. B. Świderski opracowuje zachodnie części aarskiego masywu nad górnym Rodanem. Przez Lozannę przesunął się cały szereg geologów i geografów polskich, którzy bądź to jako początkujący, bądź jako zaawansowani, bądź też wreszcie już jako znani specjaliści, dłużej lub krócej pracowali u Lugeona, aby w tym klasycznym kraju i pod wytrawnym kierownictwem zapoznać się z tektoniką i morfologią alpejską oraz techniką ich badań. E. Romer w Lozannie przeważnie napisał wielką pracę p. t.: „*Mouvements épirogéniques dans le haut bassin du Rhône et évolution du paysage glaciaire*” (1908). Z ducha tektoniki lugeonowskiej wyszła też rozprawa Lenciewicza „*Profile geologiczne przez Apenin Toskański*” (1917). Poza tym studiował w Lozannie: Ludomir Sawicki, Wiktor Kuźniar, J. Nowak, E. W. Janczewski, J. Hempel i St. Krajewski. Był moment kiedy w laboratorium geologicznym uniwersytetu lozańskiego pracowało równocześnie czterech Polaków. Szwajcarzy wówczas nie garneli się jeszcze zbyt do geologii. Toteż dziwnym zbiegiem okoliczności, pracownia Lugeona miewała niekiedy charakter polsko-holenderski! Po wojnie odwiedzali tę pracownię W. Rogala, F. Bieda, E. Passendorfer, H. Teisseyre, O. i Z. Pazdrowie.

Kontakt Lugeona z Polską nie ograniczał się tylko do Polaków, którzy w tym czy owym charakterze pracowali u niego. Lugeon sam był kilkakrotnie w Polsce. Od owej, tyle razy już wspomnianej przez nas, bytności jego w Tatrach i Pieninach minęło lat dwadzieścia, gdy w roku 1923 pojawił się on znowu, tym razem w niepodległej już Polsce, aby na życzenie pewnej firmy wykonać ekspertyzę naftową w Karpatach Wschodnich w okolicach Kosmacza. Pracował on wówczas w ścisłym kontakcie z geologami polskimi. Wreszcie w ostatnich latach Lugeon był kilkakrotnie w Polsce, na zaproszenie naszego Rządu, jako ekspert w sprawie budujących się u nas zapór wodnych w Porąbce na Sole i w Rożnowie na Dunajcu oraz zaprojektowanych w Czchowie na Dunajcu i w Solinkach około Ustrzyk Dolnych na Sanie.

Tradycja stosunków z Polską przeszła w rodzinie Lugeona i do następnej generacji, gdyż syn jego Jean Lugeon był przez jakiś czas dyrektorem Państwowego Instytutu Meteorologicznego w Warszawie i na tym stanowisku zorganizował w Roku Polarnym 1932/1933 polską ekspedycję naukową na Wyspę Niedźwiedzią, biorąc w niej częściowo udział.

Nasze instytucje naukowe, doceniając znaczenie Lugeona dla polskiej geologii, obdarzyły go całym szeregiem odznaczeń. Towarzystwo Tatrzańskie mianuje go członkiem honorowym (1913), Akademia Umiejętności, jak również Pol. T-wo Geograficzne członkiem korespondentem (1920), Muzeum im. Chałubińskiego w Zakopanem członkiem honorowym (1921), Zakład Naukowy im. Ossolińskich we Lwowie członkiem tytularnym (1922).

Polska wzięła też żywy udział w uroczystościach jubileuszowych ubiegłego listopada. Na uroczystości te przybył uczeń Lugeona B. Świdzki, który mu złożył gratulacje imieniem Państwowego Instytutu Geologicznego i byłych uczniów Polaków oraz wręczył dyplomy od czterech polskich instytucji: dyplom członka honorowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego, a adresy gratulacyjne od Polskiej Akademii Umiejętności, od Towarzystwa Tatrzańkiego i od Muzeum im. Chałubińskiego w Zakopanem. Wreszcie Rząd polski w uznaniu zasług Lugeona nadał mu z okazji jubileuszu krzyż komandorski orderu Polonia Restituta.

Stanisław Krajewski.

K O N G R E S Y

MIĘDZYNARODOWY KONGRES GEOGRAFICZNY W AMSTERDAMIE. Stosownie do uchwały powziętej w Warszawie, następny Międzynarodowy Kongres Geograficzny odbędzie się w Amsterdamie, w dniach 18—28 lipca 1938 roku. Na miejsce posiedzeń obrano Instytut Kolonijany, gdzie też mieści się sekretariat kongresu (Mauritskade 63). Wpisowe wynosi 12,50 fl. dla członków tytularnych i 5 fl. dla członków-słuchaczy; do tej kategorii mogą być zaliczone zarówno osoby z rodziny członków tytularnych, jak też studenci geografii z rekomendacji swoich profesorów. Wizy wjazdowe do Holandii będą udzielane gratis, a ponadto przewidziane są zniżki kolejowe w wysokości 25%—35% dla podróżujących grupami od 10 osób.

Na obrady kongresu wejdą kwestie, którymi się zajmują specjalne komisje Międzynarodowej Unii Geograficznej (zob. Przegl. Geogr., XIV, str. 173), a ponadto następujące tematy, wyznaczone przez komitet organizacyjny:

Sekcja I. Kartografia, przew. prof. dr C. F. Baeschlin, Zurych.

1. Zastosowania fotogrametrii do topografii, w szczególności w sprawie konstrukcji poziomic.
2. Zastosowania fotografii aeroplanowej do szybkiego sporządzania map krajów mało znanych.
3. Zagadnienia z dziedziny rzutów kartograficznych.
4. Demonstracje dzieł kartograficznych.

Sekcja IIa. Geografia fizyczna, przew. prof. W. Ahlmann, Stokholm.

1. Erozja lodowcowa.
2. Zagadnienie progów piedmontu.
3. Zagadnienie moren końcowych.

Sekcja IIb. Oceanografia, przew. prof. dr A. Defant, Berlin.

1. Cyrkulacje ogólne w oceanach.
2. Oscylacje wewnętrzne w oceanach.
3. Rzeźba dna morskiego, w szczególności na półkuli południowej.

Sekcja IIIa. Antropogeografia, przew. prof. A. Demangeon, Paryż.

1. Ruchy migracyjne dzisiejsze i wpływy działające na ich charakter.
2. Stosunek funkcjonalny skupień miejskich i wiejskich.
3. Dodatnie i ujemne skutki społeczne chałupnictwa na ludność rolniczą w określonych warunkach geograficznych.

Sekcja IIIb. Geografia ekonomiczna, przew. prof. dr P. S. Michotte, Louvain.

1. Rozwój przemysłowy portów morskich.
2. Stosunki jakościowe i ilościowe różnych środków transportu.
3. Czy jest możliwe wyrazić za pomocą wskaźników cyfrowych wartość produktywną czynników gleby i klimatu, w celu otrzymania miary, pozwalającej na porównania ekonomiczne różnych krajów?

Sekcja IIIc. Geografia kolonialna, przew. G. Grandidier, Paryż.

1. Możliwość kolonizacji rasy białej w strefie zwrotnikowej.
2. Stosunek pomiędzy gęstością zaludnienia i wykorzystaniem ziemi w krajach kolonialnych.
3. W jakim stopniu uprzemysłowienie jest warunkiem koniecznym do podtrzymania poziomu dobrobytu w krajach zwrotnikowych o zaludnieniu bardzo gęstym.

Sekcja IV. Geografia historyczna i historia geografii, przew. prof. P. Teleki, Budapeszt.

1. Historia geometrii ziemi i lokalizacji geograficznej.
2. Kwestie sporne i wątpliwe w interpretacji map, w szczególności z epoki wielkich odkryć.

Sekcja V. Krajobraz geograficzny, przew. prof. dr G. L. Pepler, Londyn.

1. Pojęcie krajobrazu w antropogeografii.
2. Studium analityczne krajobrazu jako podstawy użycia ziemi przez osiedle, rolnictwo i przemysł.
3. Jakże istnieją zasady w cywilizacji współczesnej, na których powinna się opierać ochrona piękna w krajobrazie.

Sekcja VI. Metodologia i dydaktyka, przew. prof. dr A. Burchard, Frankfurt n/Odrą.

1. Znaczenie nauczania geografii dla osiągnięcia dobrych stosunków pomiędzy narodami.

2. Jakie przedmioty z geografii fizycznej powinny być traktowane w nauczaniu geografii i do jakiego stopnia należy je zgłębiać.
3. Dodatnie i ujemne strony metody daltońskiej w nauczaniu geografii.

Sekcja VII. Biogeografia.

1. Rozmieszczenie gatunków obecne i dawne w związku z najstarszymi okresami geologicznymi.
2. Wpływ człowieka na roślinność naturalną, szczególnie w krajach suchych.
3. Kartografia biogeograficzna.

Ażeby doprowadzić do wymiany poglądów wśród przedstawicieli geografii z różnych krajów i wyświetlić różne nurtujące kwestie, zdecydowano dopuścić dyskusje i komunikaty tylko w zakresie spraw wyżej wymienionych. Komunikaty w objętości co najwyżej 10 stron druku należy nadsyłać przed 15 marca 1938, pod adresem sekretariatu Kongresu. Będą one później przesłane poszczególnym referentom, którzy na podstawie całego materiału napiszą własne referaty generalne na każdy z tematów wyżej wymienionych. Komunikaty członków kongresu wraz z referatami generalnymi będą wydrukowane jako tom II-gi Sprawozdań Kongresu i rozesłane w czerwcu 1938 r., co pozwoli przygotować się do dyskusji.

Projektowane są następujące wycieczki:

Przed Kongresem:

Zelandia, 11—16 lipca, koszt — 52, 50 fl.

Po Kongresie:

1. Okręg górniczy, 29 lipca — 3 sierpnia, koszt — 50 fl.
2. Wydmy i poldery, 29 lipca — 1 sierpnia, koszt — 45 fl.
3. Rotterdam i okolice, 28—31 lipca, koszt — 30 fl.
4. Obszar dyluwialny, 29—31 lipca, koszt — 30 fl.
5. Dawne Zuiderzee, 29—30 lipca, koszt 20 fl.

Zapisywać się można do 1 maja 1938 r., wnosząc równocześnie połowę sumy kosztów. Komitet organizacyjny zastrzega sobie swobodę nie zwrócenia tej kwoty, osobom wycofującym się z wycieczki.

Ponadto odbędzie się podróż naukowa do Indii Holenderskich. Wyjazd z Amsterdamu 3 sierpnia, powrót do Marsylii — 11 października. Koszty: II kl. — 1700 fl., I kl. — 2040 fl.

XVII-ty MIĘDZYNARODOWY KONGRES GEOLOGICZNY odbył się w Moskwie, w dniach 21—29 lipca 1937 roku. Był to już drugi taki zjazd, odbywający się w Rosji, bowiem przed laty czterdziestu (w r. 1897) VII-y Kongres geologiczny zebrał się w Petersburgu. Tym razem frekwencja uczestników była mniejsza, niżby się tego należało spodziewać ze względu na atrakcje geologiczne, jakie przedstawia wielkie państwo Sowietów. Zjechali się przedstawiciele 23 państw; wśród nich reprezentowane były nawet kraje egzotyczne, jak Afganistan, Chiny, Iran, ale brakowało Niemców, Austriaków, Węgrów, Włochów i Słowian południowych. Najliczniej reprezentowane były Stany Zjednoczone Am. Półn. (80 delegatów), Polska reprezentowana była oficjalnie przez dyrektora Instyt. Geolog. Stefana Czarnockiego, a ponadto kpt. Słomczyńskiego. Prezesem Kongresu był tow. I. M. Gubkin. Tradycji przyjąć przez głowę państwa stało się zadość w ten sposób, że gości kongresowych podejmował na Kremlu M o l o t o w. Nagrodę

im. Spendiarowa przyznano W. Baturynowi. Na miejsce następnego kongresu w r. 1940 obrano Londyn, odrzucono zaś zaproszenie Japonii.

Obrady kongresu toczyły się w następujących sekcjach: 1) naftowej, 2) węglowej, 3) prekambryjskiej, 4) tektoniki Azji, 5) procesów tektonicznych, magmatycznych i ruditwórczych, 6) Arktyki, 7) systemu permskiego, 8) metod geofizycznych w geologii, 9) geochemii. Oprócz tego obradowały komisje: 1) skorupy ziemskiej, 2) zdjęcia geologicznego Afryki, 3) człowieka kopalnego, 4) leksykonu stratygraficznego, 5) geofizyki i geochemii, 6) Gondwany. Komisja mapy geologicznej Europy i świata nie mogła normalnie funkcjonować, z powodu nieobecności jej prezesa (Niemca). Ponadto równocześnie z Kongresem obradował nowo utworzony Związek palenotologiczny. Skróty komunikatów wydrukowane zostały przed Kongresem w postaci tomu o 259 stronicach, przeważają w nich prace geologiczne rosyjskich.

Z okazji Kongresu została opracowana i wydana „Obzornaja geologiczeskaja karta S. S. S. R.” w skali 1 : 5 milionów, na 8 arkuszach. Jest to pierwsza mapa całego Związku Sowieckiego w takiej skali i będzie ona miała szczególnie wielkie znaczenie dla geologii Azji, boć obejmuje całą północną część tego kontynentu. Jakkolwiek pozostały jeszcze niezbadane obszary nad Indygirką i na północ od Sachalinu, to jednak zmniejszyły się one znacznie w porównaniu z mapą Azji sowieckiej z r. 1927. Duże postępy geologii zaznaczone są też na wyspach i wybrzeżach morza Arktycznego. Mapa jest dziełem kilkudziesięciu specjalistów pod naczelną redakcją D. W. Naliwkina i oparta jest nie tylko na materiale drukowanym, ale też na licznych mapach rękopiśmiennych, które nieprędko doczekają się publikacji.

W czasie kongresu odbyła się wycieczka na kanał Wołżańsko-Moskiewski, oraz do Leningradu, w celu zwiedzenia muzeum geologicznego Akademii Nauk i innych instytucji geologicznych. Właściwe wielkie wycieczki (a raczej podróże naukowe) odbyły się przed Kongresem w liczbie 4-eh i po nim — 5. Przewodniki do tych wycieczek obejmują 25 tomików z mapami i profilami; opracowane przez licznych specjalistów, dają one wartościowe zestawienie nowszych zdobyczy naukowych z różnorodnych obszarów Związku Sowieckiego. Oto ich wykaz:

A₁ The Northern Excursion: I — The Karelien A. S. S. R., str. 128. II — Kola Peninsula, str. 119.

A₂ The Southern Excursion: I — Donetz Coal Bassin, str. 122. II — The Crimean A. S. S. R., str. 79. III — The Ukrainian S. S. R., str. 91.

A₃ Nie odbyła się.

A₄ Excursion au Caucase: I — Rostov-Tbilisti, str. 130. II — L'Arménie, str. 80. III — Georgie occidentale, str. 84. IV — Littoral de la mer Noire, str. 93. V — La chaîne principale et le parc National du Caucase, str. 66.

A₅ Permskaja ekskursja: I — Juźnyj marszrut, str. 134. II — Siewiernyj Marszrut, str. 142.

C₁ Nieftianaja ekskursja: I — Piermskoje Prikamie, Baszkirskaja A. S. S. R., Samarskaja Łuka, str. 62. II — Azerbajdzanskaja S. S. R., str. 112. III — Dagie-stanskaja i Czezeno-Inguszskaja A. S. S. R., str. 66. IV — Kubano-Czernomorski rajon, str. 54. V — Gruzinskaja S. S. R., str. 62.

C₂ Excursion sibérienne: I — L'Oural, str. 52. II — La Sibérie occidentale, str. 141. III — Le pay de Krasnojarsk, str. 132.

C₃ Nowoziemielskaja ekskursja: I — Czast' obszczaja, str. 147. II — Marszruty, str. 138.

C₄ Uralskaja ekskursja: I — Siewiernyj marszrut, str. 102. II — Jużnyj marszrut, str. 130.

C₅ Podmoskownyj kamiennougolnyj bassiejn, str. 54.

Przewodniki wycieczkowe, zarówno jak i inne publikacje zjazdowe przygotowane były również w języku rosyjskim, gdyż organizatorom chodziło nie tylko o pokazanie swego dorobku obcym, ale też o korzyści dla własnych geologów. W ogóle kongres miał wybitne piętno rosyjskie.

MIĘDZYNARODOWY KONGRES NAUK ANTROPOLOGICZNYCH I ETNOLOGICZNYCH odbędzie się w Kopenhadze w dniach 1—6 sierpnia 1938 r. Termin zjazdu został umyślnie tak dobrany, aby ułatwić wzięcie w nim udziału uczestnikom kongresu geograficznego.

Prace Kongresu obejmą całokształt badań, odnoszących się do człowieka pod względem geograficznym i podzielone będą na następujące sekcje: 1) antropologii fizycznej, 2) psychologii, 3) demografii, 4) etnologii, 5) etnografii, 6) socjologii, 7) lingwistyki. W czasie Kongresu odbędą się różne wystawy, związane z tematami obrad, a więc: 1) materiał antropologiczny Eskimosów, 2) średniowiecznych Skandynawów z Grenlandii, 3) grobów przedhistorycznych Danii, 4) muzeum wiejskie w Lyngby, gdzie demonstrowany będzie stosunek starego budownictwa duńskiego do przedhistorycznego. Atrakcją będzie też otwarcie Muzeum etnograficznego w Kopenhadze; jest ono najstarszym na świecie (r. 1846), ale w ciągu kilkunastu lat było zamknięte z powodu powiększania i reorganizacji. Po Kongresie odbędzie się wielka wycieczka po Danii w celu oglądania zabytków wczesnohistorycznych. Sekretariat Kongresu mieści się w Nationalmuseet, 10 Ny Vestergade, Kopenhaga. Wkładka członkowska 30 koron.

Pierwszy międzynarodowy kongres etnologiczny odbył się w r. 1914 przed samą wojną w Neuchâtel. (Jan Frankowski — *Prawda*, 1914, Nr 26; St. Leniewicz — *Gazeta Kielecka*, 1914, Nr 131). Od tego czasu przez lat dwadzieścia trwały zamiary zwołania kongresu następnego, które zrealizowane zostały dopiero w r. 1934 w Londynie, gdzie założono podstawy kongresów antropologiczno-etnologicznych w angielskim sensie pojmowania tych nauk.

VI-a BAŁTYCKA KONFERENCJA HYDROLOGICZNA odbędzie się w dniach 15—20 sierpnia 1938 w Lubece. Program obejmuje następujące trzy grupy: 1. Badanie rzek i wód gruntowych. 2. Badanie morza Bałtyckiego. 3. Metody i przyrządy. Grupy te obejmują 20 specjalnych tematów, wśród których przewidziano m. in. sposoby mierzenia opadu, pominięto zaś zupełnie limnologię. Ilość referatów z poszczególnych państw, uczestniczących w Konferencji ograniczona została do jednego na każdy punkt programu. Takie niezwykle w wymianie myśli naukowej ujęcie sprawy wynika stąd, że Konferencję organizują urzędy hydrograficzne państw zainteresowanych, a nie jest ona zjazdem wolnych uczonych. Organizatorem udziału polskiego został wyznaczony inż. A. Rundó, kierownik Instytutu Hydrograficznego Ministerstwa Komunikacji.

St. L.

MIĘDZYNARODOWA WYSTAWA POLARNA W BERGEN

Latem roku 1940-go zorganizowana będzie w Bergen (Norwegia) międzynarodowa wystawa polarna, której celem będzie danie ogólnego poglądu na naszą dzisiejszą znajomość okolic podbiegunowych, zarówno pod względem geograficzno-

fizycznym i biogeograficznym, jak również i gospodarczym; będą też tu przedstawione wyprawy polarne oraz warunki bytowania człowieka w tych regionach.

W szczególności na wystawie znajdą wyraz:

1) ekspedycje polarne — przez mapy dróg przebytych, modele okrętów, balonów i samolotów użytych, instrumenty naukowe, przedmioty ekwipunku, dzienniki podróży, fotografie, wydawnictwa; będą tu również przedstawione stacje polarne o stałym charakterze oraz rozmaite badania naukowe specjalne;

2) geografia fizyczna i biogeografia regionów polarnych — przez mapy, fotografie, modele, dioramy, zbiory;

3) człowiek w regionach polarnych: ludy polarne — przez zbiory etnograficzne i archeologiczne, mapy i wykresy demograficzne; wystawa będzie też informować o pracy cywilizacyjnej, prowadzonej wśród tych ludów, o ich rozwoju higienicznym i gospodarczym, wreszcie o wyzyskaniu ekonomicznym regionów polarnych — o myślistwie, rybactwie, eksploatacji przemysłowej, rozwoju komunikacji i turystyki, oraz o organizacji administracyjnej.

Wystawa obejmie następujące regiony: Morze Lodowate Arktyczne z jego archipelagami, przyległymi wybrzeżami Azji i Ameryki i Grenlandią, oraz ląd antarktyczny z przyległymi morzami i wyspami.

Otwarcie wystawy przewidziane jest w maju, zamknięcie we wrześniu.

Protektorat nad wystawą objął Król Haakon VII. Komitet honorowy obejmuje wszystkich wybitniejszych norweskich badaczy polarnych. Na prezydenta honorowego wybrany został następca tronu Olav, na przewodniczącego komitetu wystawy — J. L. Mowinkel, za komisarza generalnego — M. Gran Bøgh.

Równocześnie odbędzie się w Bergen norweska wystawa turystyczno-komunikacyjna.

S. P.

WYPRAWA NA GRENLANDIĘ

W okresie od maja do września 1937 r. odbyła się wyprawa na zachodnie wybrzeże Grenlandii w okolice zatoki Disko, zorganizowana pod kierownictwem p. A. Kosiby, który już w roku 1934 brał udział w wyprawie grenlandzkiej Duńskiego Instytutu Geodetycznego, w rezultacie czego ogłosił ładny zarys geograficzny tej wyspy (*Grenlandia*. Lwów, 1937).

Poza kierownikiem w skład wyprawy wchodził pp.: St. Bernadzikiewicz, A. Gaweł, A. Jahn, St. Siedlecki, R. Wilczek i A. Zawadzki. Teren działania rozpościł się wzdłuż krawędzi lodu lądowego pomiędzy Nördre-Strömfjordem na południu a Fjordem Arfersiorfik na północy (pod 68° szerokości północnej i 50° długości zachodniej). W ciągu pobytu mjr A. Zawadzki z Wojskowego Instytutu Geograficznego wykonał metodą fotogrametryczną zdjęcie topograficzne ok. 200 km² obszaru, przeprowadzając lokalną triangulację i nawiązując ją do punktów triangulacji duńskiej. Zdjęcia niektórych fragmentów czoła lodowców zrobiono w kilku odstępach czasowych celem uchwycenia zachodzących zmian. Obserwacje geologiczne wykonywał A. Gaweł, zajmując się głównie petrografią formacji metamorficznych. Morfolog A. Jahn przeprowadzał badania nad tarasami, a A. Kosiba poświęcił główną uwagę

samej działalności lodu i procesów w nim zachodzących, odbywając 80 km wycieczkę w głąb czaszy lodowej i obserwując zjawiska ablacji, teksturę lodu oraz procesy erozyjne i akumulacyjne na jego krawędzi. Pomocnicze znaczenie posiadały wspomniane zdjęcia fotogrammetryczne brzegu czaszy lodowej oraz obserwacje meteorologiczne, przeprowadzane przez St. Siedleckiego na stacji w bazie głównej pomiędzy 18 czerwca a 23 sierpnia, oraz notowania przyrządów samopiszących (barograf, termograf, hygrograf i ombrometr), umieszczonych na czaszy lodowej w odległości ok. 25 km od jej brzegu w dniu 28 czerwca. Botanik R. Wilczek gromadził zbiory mchów i planktonu oraz wykonywał profile torfowe. Cały pobyt na Grenlandii trwał od 14 czerwca do 27 sierpnia i był może zbyt krótki dla osiągnięcia poważniejszych wyników, a z dotychczas ogłoszonych komunikatów nie można jeszcze sądzić, co stanowi istotną zdobycz naukową.

J. K.

MIĘDZYNARODOWA WYCIECZKA BOTANICZNA W POLSCE

W roku 1937 wycieczka fitosocjologiczna Międzynarodowej Stacji Geobotanicznej Śródziemnomorskiej i Alpejskiej w Montpellier (Station Internationale de Géobotanique Méditerranéenne et Alpine), w skrótach SIGMA, odbyła się na terenie Polski. Kierownikiem wycieczki był dyrektor Stacji prof. Braun-Blanquet, ze strony polskiej — prof. Wł. Szafer. Wycieczka trwała od 7 do 19 lipca. Zorganizowana była całkowicie przez prof. Szafera, który miał dzielnego pomocnika w osobie dr. Walasa. Szczegółowo opracowany i na długo przed wycieczką rozesłany program pozwolił uczestnikom zorientować się zczasu w marszrucie.

Naukowa strona wycieczki była przygotowana bardzo starannie. Instytut Botaniczny Uniwersytetu Jagiellońskiego wydał specjalnie przewodniki: „*Botanischer Excursionsführer in die Gegend von Janów im Roztocze*”, napisany przez J. Mądalskiego i „*Einführung in die Pflanzenwelt der Czarnohora in den Ostkarpaten*” — przez B. Pawłowskiego, oba stanowiące jednocześnie Nr 52 i 53 komunikatów Stacji w Montpellier.

Zagraniczni uczestnicy wycieczki przybyli do Lwowa już 5 i 6 lipca i byli obecni na referatach, jakie wygłosili na zjeździe Polskiego Towarzystwa Botanicznego: prof. J. Braun-Blanquet na temat „Elementy flory Śródziemnomorskiej” i prof. J. Horvat „Roślinność wysokogórska Macedonii”.

W wycieczce wzięli udział następujący goście zagraniczni:

1) Braun-Blanquet J. prof. i dyr. Stacji w Montpellier; 2) Gusuleac M. prof. w Czerniowcach (Cernauti-Botanica Gradina), 3) Firbas F. prof. z Getyngi (Göttingen Botan. Anst.), 4) Hilitzer A. doc. Vys. Szkoły Zeméd., 5) Horvat J. prof. z Zagrzebia (Botanicki Institut.), 6) Klika J. prof. z Pragi (Technika), 7) Kielhauser G. dr z Graz'u, 8) Luzatto Gina dr z Mediolanu (Faculte di Agrario), 9) de Leeuw W. C. prof. z Leidy, 10) Mikyška R. prof. gimn. Banska Stiavnica, 11) Soroceanu E. dr z Bukaresztu (Institut National Zootechnic), 12) Wraber M. dr z Lublany (III Drž. Real. Gimn.), 13) Volk H. doc. z Würzburga (Botan. Institut), 14) Zlatnik A. doc. z Brna (Dendr. Ustav Vys. Szkoły Zeméd).

Ze strony polskiej brali udział przez cały czas trwania wycieczki:

1) Gajewski W., dr, 2) Kobendza R., dr, obaj z Ogródu Botanicznego Uniw. J. Piłsudskiego, 3) Kozłowska A., doc. Szkoły Główn. Gospodarstwa Wiejskiego, 4) Mądalski J., dr, Instytut Botaniczny Uniw. J. Kazimierza, 5) Pawłowski B., doc., Instytut Bot. Unw. Jagiell., 6) Szaffer Wł., prof. Uniw. Jagiell., 7) Walas J., dr, Instytut Bot. Uniw. Jagiell. Ponadto w pierwszej części wycieczki w Karpaty brali udział: Hryniewiecki B., prof. Uniwer. J. Piłsudskiego, Sulma T., dr, Instytut Cytol. Uniw. Jagiellońskiego i w pierwszym dniu wycieczki na Roztocze: Piech K., prof. Uniwer. Jagiell.

Program wycieczki przewidywał zapoznanie się z trzema zasadniczymi jednostkami geograficznymi, interesującymi ze stanowiska fitosocjologicznego i fitogeograficznego: 1. Roztocze, 2. Karpaty Wschodnie i 3. Pokucie wraz z Podolem.

Dnia 7 lipca wycieczka zwiedziła Roztocze w okolicach Janowa, dokąd udała się autokarami. Celem tej wyprawy było zapoznanie się z roślinnością reliktową na torfowiskach koło Janowa i z zespołami leśnymi, poczynsz od *Alnetum* poprzez *Carpinetum-Quercetum*, *Quercetum* do zniekształconego *Fagetum*. Terenowym przewodnikiem był tu dr Mądalski.

Dzień ten zakończyła dyskusja, którą zapoczątkował prof. Szaffer referatem o znaczeniu Roztocza dla geografii roślin, a zwłaszcza dla buka, jodły i świerka. W dyskusji zabierali głos obok referenta: prof. Piech, prof. Firbas i doc. Volk. Dwaj ostatni dla porównania omawiali znaczenie oderwanych wysp buka i jodły w Niemczech.

Od 8 do 11 lipca włącznie wycieczka zwiedziła lasy bukowo-jodłowe i świerkowe na Chomiaku, interesujące torfowisko wysokie w Zawojeli, lasy bukowo-jodłowe na Ozirnym i lasy świerkowe na obszarze Parku Narodowego. Na Rebrach i Szpicy przedmiot zainteresowań wycieczki stanowiły zarośla kosodrzewiny, kosej olchy, zespoły rzędu *Caricetalia curvulae*, ziołorośla i zespoły w Parku Narodowym w kotle między Szpyciami a Kozłami. Wykonano tu szereg zdjęć fitosocjologicznych ze szczegółowym badaniem odkrywek glebowych. Na gleby zwrócona była baczna uwaga, gdyż stanowią one w nowoczesnej fitosocjologii jeden z ważniejszych czynników, warunkujących rodzaj zespołu. Wycieczka przy zejściu do Tereszezanek miała też możność podziwiać piękne świerczyny Parku Narodowego, które pod względem krajobrazowym stanowią arcydzieło przyrody. Terenowym przewodnikiem tej części wycieczki był doc. dr Pawłowski.

Drużga część wycieczki zakończona była ogólnym referatem prof. Szaffera o wynikach badań pyłkowych w Polsce, z którego wynika, że nie tylko zasięg świerka i buka, lecz i górna granica lasu ulegają obniżaniu się. W długiej i ożywionej dyskusji zabierało głos wiele osób, które, wnosząc nowe fakty i myśli, zasadniczo popierały problem, postawiony przez prof. Szaffera.

Od 12 do 18 lipca wycieczka zwiedziła gipsowe stopy Pokucia i Podola. W pierwszym rzędzie odwiedzono rezerwat stepowy na Masioku i pobliskie zespoły stepowe, następnie step z *Avena desertorum* w Czortowcu. Z Załęczycy odbyło się kilka wypraw na ścianki Dniestru, z których najpiękniej prezentowały się ścianki w Obiżowej i Kasperowcach, gdzie zapoznano się również z podolskimi lasami, roślinnością pontyjską, *Amygdalus nana* i pięknymi halawami stepowymi.

Po drodze z Zaleszczyk do Szutrominiec zatrzymano się w Żezawie, gdzie uczestnicy wycieczki mieli możliwość zaznajomić się ze stepem oraz lasem mieszanym z *Sorbus torminalis* i podszyciem ze *Staphylea pinnata*. W Szutrominiec uczestnicy wycieczki znaleźli sposobność dokładniej przyrzeć się podolskim lasom i ich zespołom: *Acero-Fraxinetum podolicum*, *Populetum nigrae salicosum*, *Quercetocarpinetum* z zaroślami pontyjskimi i roślinnością stepową. W Jagielnicy zwiedzono lasy, a specjalnie *Querceto-Lithospermetum* nad Czerkaską, zaś w Halilei wycieczka miała możliwość zobaczyć *Fagus silvatica subsp. moesiaca* (Mały) Czeczott. Przewodnikami tej części wycieczki byli: prof. Szafer, doc. dr Kozłowska, dr Gajewski i dr Mądalski.

W Zaleszczykach odbyło się zebranie dyskusyjne pod kierunkiem prof. Braun-Blanquet'a, który wyraził swój pogląd, iż na Podolu można mówić tylko o stepach edaficznych a nie klimatycznych. Prof. Szafer podniósł, iż Podole jest krainą leśno-stepową, gdzie step istniał zawsze obok lasu, istnieją dokumenty historyczne, które mówią o obszernych stepach na Podolu, jak np. step Pantalicha. Z dyskusji wyłonił się wniosek, że step pierwotny na Podolu mógł istnieć tylko w miejscach niekorzystnych dla rozwoju drzew i że zespołami najważniejszymi są *Stipetum capillatae*, *Caricetum humilae*, oraz *Caricetum montanae*.

Zakończenie wycieczki odbyło się w Krakowie w Ogrodzie Botanicznym w dniu 20 lipca.

Dzięki dobrej organizacji i starannemu przygotowaniu naukowemu, wycieczka osiągnęła wszystkie zamierzenia, a uczestnicy jej wynieśli duże korzyści. Wykonano około 60 zdjęć fitosocjologicznych, które posłużą do porównań i uogólnień z zespołami innych terenów europejskich. Zdjęcia były dokonywane pod kierunkiem prof. J. Braun-Blanquet'a, którego uważać należy za właściwego twórcę współczesnej fitosocjologii. Toteż uczestnicy wycieczki wynieśli duże korzyści nie tylko przez poznanie różnych zespołów roślinnych, ale nade wszystko przez osobisty kontakt, dyskusje, wymianę zdań, co w sumie złożyło się na pogłębienie wiadomości naukowych. Wycieczka dała także uczestnikom okazję do zebrania licznego materiału zielnikowego, w którym znalazło się wiele interesujących gatunków, widzianych przez niektórych uczestników po raz pierwszy. Z wycieczki tej przywieziono do Ogródu Botanicznego w Warszawie wiele żywych roślin, które dotąd nie były w nim kultywowane.

R. Kobenzda.

NAJBOGATSZE POLA ZŁOTONOŚNE ŚWIATA.

Pionierzy boerscy, wędrujący w połowie zeszłego stulecia z Kraju Przylądkowego na północ, trafili wkrótce po przebyciu rzeki Vaal na niewysoki grzbiet, który nazwali „Witwaters-Rand” — krawędzią białych wód, od srebrzystych potoków, które spływały po południowym zboczu tego grzbietu.

Przez dłuższy czas nic szczególnego nie przyciągało ludzi do tej okolicy, obfitującej tylko w drobną zwierzynę za którą zapędzali się tu myśliwi. Pewnego jednak dnia rozeszła się wiadomość, że odkryto tu złoto, i od razu „Rand” stał się sławny na cały świat.

Złoto musiało już tu kiedyś być wydobywane, jak o tym świadczą ślady jakichś bardzo dawnych robót górniczych; zapomniano jednak o tym zupełnie,

i trzeba było dopiero, aby w okolicach tych pojawił się górnik, żeby odkrycie zostało ponownie zrobione. Stało się to 18 września 1884 roku, kiedy to „prospector“ Fred Struben odkrył bogatą żyłę kwarcu zawierającego złoto, na gruncie, należącym do rolnika boerskiego, o 50 km na zachód od Johannesburga. Gdy w roku 1885 odkryto tutaj główną żyłę złotonośną tzw. Main Reef, stała się ona najbogatszym źródłem złota na kuli ziemskiej, oraz podstawą gospodarczą przyszłej metropolii południowo-afrykańskiej — Johannesburga.

Dziś wyeksploatowano główne żyły już do bardzo znacznych głębokości. W niektórych kopalniach Randu chodniki leżą na parę tysięcy stóp pod powierzchnią i wymagają urządzeń do wentylacji za pomocą sprężonego powietrza. Najgłębszy szyb, zwany Robinson Deep, sięga głębokości 7600 stóp, czyli 2620 metrów.

Wydobyta skała zostaje przede wszystkim skruszona w łamaczach rotacyjnych, następnie idzie do młynów, w których pod działaniem wody i roztworu cjanowego doprowadzona zostaje do postaci papki. Ta ostatnia poddana zostaje następnie działaniu chemicznemu. Osadzone złoto oddzielone zostaje od domieszek przez amalgamowanie rtęcią, usuwaną następnie przez wyparowanie.

Taka metoda postępowania wydziela około 60% złota zawartego w skale kwarcowej. Odpadki poddawane są jeszcze raz procesom chemicznym, które znacznie ulepszone w ostatnich czasach, dzięki czemu wydobywa się z tych odpadków jeszcze dalsze 36% złota.

Złoto wysyłane z kopalń nie jest jeszcze całkowicie czyste i nie może być z tego względu wypuszczone na rynek. Aby uczynić je do tego zdolnym, przesyła się je rafinerii złota. „Rand Gold Refinery“ jest największym tego rodzaju zakładem przemysłowym na świecie.

Poza Randem na szczególną uwagę zasługuje pole złotonośne Barbertonu, we wschodniej części Transvaalu w pobliżu granicy Swazilandu. Jego kopalnie, przez pewien czas zaniedbane, odżyły w ostatnich latach dzięki ulepszeniom w technice wydobywania kruszcu z rudy, które sprawiły, że eksploatacja uboższych żył, które tam jeszcze pozostały, stała się opłacalną.

Barberton jest w Afryce Południowej tym, czym było Klondyke w Alasce i Coolgardie w Australii. Rozwój tutejszych kopalń, które wydobywały początkowo tylko łatwe do wypłukania złoto aluwialne, był nadzwyczaj szybki. Już w roku 1884 Barberton stał się głównym ośrodkiem kopalnictwa złota, i dopiero po pewnym czasie ustąpił miejsca Randowi. W XX wieku wydobywanie zmalało tu znacznie, gdyż złoża aluwialne i bogatsze żyły się wyczerpały. Dziś dawna osada górnicza leży w ruinach, jakby jakaś Pompeja południowo-afrykańska; jednak obok założono w ostatnich latach nową osadę towarzystwa Western Exploration, które się zawiązało celem eksploatacji pozostałych uboższych żył.

Całkowita produkcja obszarów złotonośnych Witwaters-Randu wyniosła od roku 1887 do 1930 240 milionów uncjów złota, co odpowiada wartości miliarda z górą funtów szterlingów. W ostatnich latach Rand dawał średnio 53% światowej produkcji złota.

G. W. Dekking.

ZMIANY W GRANICACH WOJEWÓDZTW

Od 1 kwietnia 1938 roku wchodzi w życie nowy podział na województwa, kasujący dawną granicę pomiędzy zaborami pruskim i rosyjskim, którą ze względu na trudności administracyjne, prawne i finansowe zachowywał dotychczasowy podział administracyjny. Wprowadzone zmiany mają na celu przede wszystkim zatarcie różnic między zaborami oraz wzmocnienie ekonomiczne województwa pomorskiego, mniej się natomiast liczone ze względami historycznymi i z naturalnymi jednostkami geograficznymi.



Fig. 1. Zmiany w granicach województw.

Stan dotychczasowy i przyszły przedstawiają tabelki na str. 204 i 205. Z zestawień tych wynika, że specjalnie zostało wzmocnione województwo pomorskie, dotychczas najmniejsze spośród wchodzących w grę czterech i najmniej posiadające ludności. Obecnie liczba ludności w województwie zwiększy się o 80%, a powierzchnia o połowę dotychczasowej. Województwo zyskuje ponadto dwa miasta wydzielone, tj. Bydgoszcz i Inowrocław (w zestawieniu zostały one zaliczone do powiatów wiejskich), a siedziba województwa Toruń — bardziej centralne położenie. Największym miastem w województwie będzie obecnie 130-tysięczna Bydgoszcz.

Najbardziej ucierpi natomiast województwo łódzkie, które będzie obecnie należało do najmniejszych w państwie, ustępując pod tym względem miejsca tylko województwu śląskiemu. Dysproporcje wielkości województw nie zostaną w tym nowym podziale usunięte, natomiast liczba mieszkańców będzie jako tako zrównana.

Obszar w km²

Woje- wództwo	Stan dotych- czasowy	Powiaty przyłączone	Powiaty odłączone	Stan przyszły
pomorskie	16407	bydgoski 1409 inowrocławski 1031 szubiński 917 wyrzyski 1163 rypiński 1214 lipnowski 1535 włocławski 1325 nieszawski 1278	działdowski 842	25437
		r a z e m 9872	r a z e m 842	
poznańskie	26564	kolski 1220 turecki 1248 kaliski 1481 koniński 2368	bydgoski 1409 inowrocławski 1031 szubiński 917 wyrzyski 1163	28361
		r a z e m 6317	r a z e m 4520	
warszawskie	29468	działdowski 842	rypiński 1214 lipnowski 1535 włocławski 1325 nieszawski 1278	24958
		r a z e m 842	r a z e m 5352	
łódzkie	19034		kolski 1220 turecki 1248 kaliski 1481 koniński 2368	12717
			r a z e m 6317	

Wreszcie podkreślić należy, że do województw poznańskiego i pomorskiego zostaną przyłączone najgęściej zaludnione i najbogatsze rolnicze powiaty dawnej Kongresówki, wskutek czego średnia gęstość zaludnienia województwa pomorskiego zwiększy się z 66 na 74 mieszk. na km², a wojew. poznańskiego z 80 na 84 mieszk. na km².

W stosunku do krain naturalnych i obszarów historycznych, nowy podział nie wykazuje tendencji ich respektowania. W powiększonym znacznie „Pomorzu” znalazły się prawie całe Kujawy i zachodnia część pojezierza Pruskiego (w sensie fizjograficznym) tj. ziemie Chełmińska i Dobrzyńska, rozdzielone przez długie wieki sztuczną granicą nad Drwęcą. O ile „zjednoczenie” pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego jest geograficznie uzasadnione, to nowe „Pomorze” jako całość, nie ma za sobą ani racji historycznych, ani geograficznych. Bardziej właściwe jest przyłączenie do województwa poznańskiego zachodnich powiatów b. Królestwa Kongresowego, ponieważ stanowią one dalszy ciąg niziny Wielkopolskiej. W stosunku do granic administracyjnych w Polsce przedrozbiorowej obecne woje-

Ludność w tysiącach

Woje- wództwo	Stan dotych- czasowy	Powiaty przyłączone	Powiaty odłączone	Stan przyszły
pomorskie	1080,1	bydgoski 175,3 inowrocławski 83,0 szubiński 47,8 wyrzyski 66,9 rypiński 86,0 lipnowski 104,5 włocławski 147,8 nieszawski 117,9	działdowski 42,7	1866,6
		r a z e m 829,2	r a z e m 42,7	
poznańskie	2106,5	kolski 119,4 turecki 101,7 kaliski 195,8 koniński 207,5	bydgoski 175,3 inowrocławski 83,0 szubiński 47,8 wyrzyski 66,9	2357,6
		r a z e m 624,4	r a z e m 373,0	
warszawskie	2529,2	działdowski 42,7	rypiński 86,0 lipnowski 104,5 włocławski 147,8 nieszawski 117,9	2115,7
		r a z e m 42,7	r a z e m 456,2	
łódzkie	2632,0		kolski 119,4 turecki 101,7 kaliski 195,8 koniński 207,5	2007,6
			r a z e m 624,4	

wództwo poznańskie obejmuje większą część dawnego poznańskiego (bez ziem, położonych na północ od Noteci oraz należących obecnie do Niemiec), województwo kaliskie i część gnieźnieńskiego, a województwo łódzkie odpowiada sieradzkemu i łęczyckiemu. W skład województwa warszawskiego wchodziły ziemie byłych województw płockiego, rawskiego i mazowieckiego, ale północno-wschodnie powiaty tego ostatniego należą do woj. białostockiego, wreszcie w skład nowego woj. pomorskiego wchodziły dawne pomorskie, chełmińskie, inowrocławskie, brzeskie-kujawskie oraz części gnieźnieńskiego i poznańskiego.

Przeprowadzone zmiany nie usuwają jeszcze wszelkich trudności, związanych z dotychczasowym podziałem administracyjnym, w szczególności zaś pociągają za sobą potrzebę reformy granic województwa śląskiego, krakowskiego i kieleckiego, nie uwzględniających ani tradycji historycznej, ani współczesnych potrzeb komunikacyjnych i gospodarczych. Kwestia podziału administracyjnego wschodniej części państwa przedstawia odrębne zagadnienie.

Jerzy Kondracki.

NOWE TOWARZYSTWA

POLSKIE TOWARZYSTWO GLEBOZNAWCZE powstało w lutym r. 1937. Główne jego zadania są następujące:

1) ujednostajnienie nomenklatury i słownictwa gleboznawczego; 2) ujednostajnienie metod badania gleb; 3) opracowanie monograficzne poszczególnych typów i regionów glebowych na obszarze Państwa Polskiego; 4) przystąpienie na podstawie zebranych w powyższy sposób materiałów do opracowania mapy gleb Państwa Polskiego; 5) wydawanie opinii fachowej w sprawach, związanych z gleboznawstwem; 6) urządzenie odczytów i zebrań dyskusyjnych dla osób interesujących się gleboznawstwem.

Na prezesa Towarzystwa został powołany prof. dr F. Terlikowski, na sekretarza dr Jadwiga Ziemięcka. Siedzibą Towarzystwa jest Dyrekcja Muzeum Przemysłu i Rolnictwa w Warszawie.

POLSKIE TOWARZYSTWO STATYSTYCZNE powstało w Warszawie z siedzibą tymczasową w Główn. Urzędzie Statystycznym (Al. Jerozolimskie 32). Działalność swoją zaczęło od zjazdu, który odbył się w dniach 31.X i 1.XI roku 1937. Wygłoszono na nim kilkanaście referatów oraz przeprowadzono organizację wewnętrzną. Niektóre referaty dotyczyły geografii, jak: prof. Czekanowskiego — o systematyzacji kartogramów, dra Ormickiego — o pojęciu i próbie statystycznego uchwycenia krytycznej gęstości zaludnienia, prof. Z. Limanowskiego — w sprawie analizy rozmieszczenia terytorialnego mas statystycznych.

Prezesem T-wa jest dyr. Edward Szturm de Sztrem, sekretarzem p. J. Derengowski. Do T-wa zapisało się już przeszło 100 członków, statut przewiduje powstanie oddziałów w nowych miastach, a na razie powołane zostały do życia następujące sekcje: 1) matematyczna, 2) gospodarcza, 3) przedsiębiorstw przemysłowych i handlowych, 4) demograficzna. Zamierzone jest wydawanie własnego organu, poświęconego zarówno teorii, jak praktyce, pt. „Przegląd Statystyczny”.

POLSKIE TOWARZYSTWO WYPRAW BADAWCZYCH powstało w Warszawie pod auspicjami ministra spraw wojskowych gen. T. Kasprzyckiego.

Zatwierdzony przez zebranie rady statut ustala cele Towarzystwa w sposób następujący:

a) pomoc w pracach i zamierzeniach zrzeszonych w Towarzystwie organizacji i instytucji w dziedzinie wypraw badawczych o charakterze naukowym, gospodarczym lub sportowo-odkrywczym;

b) piecza nad należytą wartością i poziomem wypraw, a to przez koordynowanie i uzgadnianie zamierzeń organizacji i instytucji zrzeszonych, przy czym dla wypraw o charakterze naukowym zasięga się opinii kompetentnych instytucji naukowych, a w szczególności Polskiej Akademii Umiejętności i Rady Nauk ścisłych i stosowanych;

c) inicjowanie wypraw i układanie zgłoszonych projektów organizacji i instytucji zrzeszonych w ramach planu jednorocznego lub wieloletniego;

d) pomoc przy ogłaszaniu i opracowywaniu wyników wypraw, realizowana przede wszystkim pod kątem widzenia wszechstronnego wykorzystania tych wypraw dla dobra państwa;

d) pomoc, współdziałanie i inicjatywa badań w zakresie akcji kolonizacyjnej, prowadzonej przez władze państwowe i instytucje społeczne.

Zarząd T-wa ukonstytuował się jak następuje: prezes — min. gen. K a s p r z y c k i, I v.-prezes — prof. J. L o t h, II v.-prezes — mjr. L e p e c k i, skarbnik — rtm. A. T u c z e m s k i, sekretarz — dr T. B e r n a d z i k i e w i c z. Ponadto 6 członków zarządu.

W skład Towarzystwa w charakterze członków założycieli wchodzi następujące instytucje i organizacje: Pol. Tow. Geograficzne, Liga Morska i Kolonialna, Instytut Morski, Związek Pionierów Kolonialnych, Pol. Tow. Tatrzańskie, Klub Wysokogórski P. T. T., Liga Obrony Powietrznej i Przeciwigazowej, Państw. Urząd Wych. Fiz. i Przysp. Wojsk., Wojskowy Instytut Geograficzny, Państw. Instytut Geologiczny i Państw. Instytut Meteorologiczny.

Na rok 1938 projektowane są dwie wyprawy: jedna na Madagaskar w celu zapoznania się z możliwościami kolonizacyjnymi; druga do Afganistanu w celach alpinistycznych i naukowych.

BIBLIOGRAFIA

PRZEGLĄD LITERATURY ZA ROK 1936.

BADANIA GEOGRAFICZNE. Prace Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Poznańskiego, wyd. przez St. Pawłowskiego. 1935—36.

Z. 15. Czekańska M. *Złodzenie Bałtyku*, str. 62, fig. 7.

Z. 16—17. Dylík J. *Analiza geograficznego położenia grodzisk i uwagi o osadnictwie wczesnohistorycznym Wielkopolski*, str. 88, fig. 33, tabl. 1.

BALTYCKI INSTYTUT. Toruń, 1936.

BALTIC COUNTRIES. A survey of the peoples and states on the Baltic with special regard to their history, geography and economics. T. II, Nr. 1 i 2. In 4^o.

Nr. 1. Widajewicz J. The western Slavs on the Baltic, str. 1—12, fig. 1. Wiśniewski J. The organization of statistics in Poland, str. 30—34. Landau L. Poland's export trade from 1928 to 1935, str. 54—63.

Nr. 2. Fogelson S. International migrations during the economic crisis, str. 201—213, fig. 1. Lipiński E. The economic situation of Poland, str. 222—224. Seraphim P. Changes in the structure of Baltic trade, str. 223—234.

De Montfort H. A voyage along the southern coast of the Baltic in the eighteenth century, str. 235—242, tabl. 1. Borowy W. English visitors to Prussia, Lithuania and Poland in the fourteenth century, str. 247—252.

Banachiewicz T. **RAPPORT SUR LES TRAVAUX DU SERVICE DE LA GÉODESIE SCIENTIFIQUE** du Ministère de l'Instruction Publique en 1933—1936. Kraków, 1936. In 4^o, str. 4.

Błachowski Roman. **ÜBER DIE KARPATISCHE GRENZE DER NORDISCHEN VEREISUNG.** Zeitschrift d. Gesell. f. Erdkunde. Berlin, 1936. Str. 359—363, fig. 1.

Błachowski Roman. **MORFOLOGIA OZÓW SREMSKICH.** *Pozn. Tow. Przyj. Nauk.* Prace Kom. Geogr., z. 1. Poznań, 1936. In 8^o, str. 32, fig. 15.

Bohdanowicz K. **GEOLOGIA PORÓWNAWCZA.** *Przeł. Górn. Hutn. Z.* 1—2. Sosnowiec, 1936. In 4^o, str. 164, fig. 6, tabl. 5.

CONGRÈS INTERNATIONAL DE GÉOGRAPHIE. Comptes-rendus. Skład: Kasa im. Mianowskiego. Warszawa, 1935—36. In 8^o.

T. I. **Travaux de la section I.** str. 375, fig. 32, tabl. 5, map 2. Referaty dotyczące Polski:

Zieleniewski T. *Travaux de l'Institut Géographique Militaire*, str. 188—192. Ormicki W. Eine dynamische Karte der Bevölkerungsdichte,

str. 284—285. Pietkiewicz St. La carte de la Pologne au millionième de l'Institut Géographique Militaire, str. 286—289 fig. 2. Limanowski M. Présentation de la 1-re livraison de la carte géol. détaillée de la Pologne, feuille Opatów 1:100000. Service Géologique de Pologne, str. 290—291. Pietkiewicz St. La carte du Parc National des Tatras, str. 292—294.

T. II. Travaux de la section II. Str. 700, fig. 138, map 8. Referaty dotyczące Polski:

Camena d'Almeida P. A propos de l'origine des lacs de la région de Międzychód (voïévodie de Poznań), str. 26—30, fig. 2. Lencewicz St. Résultats des recherches sur le Quaternaire entre le Bug et la haute Prypéc, str. 31—41, mapa barwna 1:350,000. De Geer G. Des levées préhistoriques en Pologne, str. 62—65, tabl. 1. Pawłowski St. Note préliminaire sur le Quaternaire de la Polesie Méridionale, str. 75—79, mapa barwna 1:350.000. Smoleński J. L'influence de la glaciation nordique sur la morphologie des Beskides Occidentales Polonaises, str. 80—82. Szaflarski J. Le quaternaire du bassin de Spisz, str. 83—88, fig. 1. Pawłowski St. Les Karpates à l'époque glaciaire, str. 80—141, mapa 1:1.000.000. Gadowski A. Carte de la morphologie glaciaire du versant N des Monts Tatra, str. 142—147, fig. 1. Krygowski B. Kamesartige Hügel im südlichen Polesien (Prypécbecken), str. 148—153, fig. 3. Gorczyński W. La classification des climats avec quelques remarques sur le système de Köppen, str. 252—268, fig. 3, tabl. 3. Limanowski M. Sur les cuestas des plateaux diluviens, str. 333—334. Galon R. Der Abtragungszyklus des Talhanges (im diluvialen Aufschüttungsgebiet), str. 335—341, fig. 7. Dębski K. Gewöhnliche Jahresmaxima des Abflusses in Polen. Beitrag zur Ausarbeitung einer Grundlage für die Klassifikation der Flüsse, str. 421—434, fig. 2, tabl. 1. Lencewicz St. Surfaces d'aplanissement tertiaire dans les monts Łysogóry, str. 492—496, mapa 1 (1:250000). Czyżewski J. Le problème de la surface d'aplanissement dans l'Avant-Pays des Karpates Orientales Polonaises, str. 497—498. Galon R. Das Terrassensystem im unteren Weichselgebiet, str. 597—602, fig. 1. Klimaszewski M. Die Terrassen und Diluvialablagerungen im Dunajectale von den Pieninen bis zur Mündung in die Weichsel, str. 603—605. Jarosz St. Geographical studies of the Gorce forests, str. 688—691.

Creutzburg Nikolaus. ATLAS DER FREIEN STADT DANZIG. Gdańsk, 1936. In 8°, str. 35+VIII, fig. 9, map 29.

Gorzuchowski Stanisław. OSIEDLA MIEJSKIE W POLSCE I ICH MATERIAL BUDOWLANY W ZALEŻNOŚCI OD CZYNNIKÓW PRZYRODY. Warszawa, 1936. In 8°, str. 110, mapa 1:1000000.

Hryniewiecki Bolesław. WOJCIECH JASTRZĘBOWSKI (1799—1882). *Roczniki Nauk Ogrodniczych*. T. III. Warszawa, 1936. In 8°, str. 21, fig. 2, tabl. 2.

HYDROGRAFICZNA PAŃSTWOWA SŁUŻBA W POLSCE. Warszawa, 1936.

Rocznik hydrograficzny. In fol. Dorzecze Dniepru: 1932, str. 80, tabl. 3, mapa 1 (1:600000). Dorzecze Wisły: 1931, str. 138, tabl. 4; 1932, str. 121, tabl. 4; 1933, str. 115, tabl. 4. Dorzecze Niemna i Dźwiny: 1931, str. 56, tabl. 3, mapa 1 (1:1.000.000).

Wiadomości Służby Hydrograficznej. In 4^o. Z. 3. Dębski K. Poglębenie dna rzek pod mostami, str. 5—22. Kolis W. Kilka koncepcyj w zakresie przewidywań hydrologicznych oraz ich zastosowanie praktyczne, str. 23—30, fig. 3. Rundo A. Materiały do badań nad bilansem hydrologicznym Bałtyku, str. 31—44, fig. 5. Zubrzycki T. Postęp fal wezbrania w górnym biegu Wisły, str. 45—51, fig. 3. Z. 4. Dębski K. Poziom wód gruntowych jako wskaźnik retencji na obszarze Polesia, str. 13—28, fig. 3.

Bibliografia hydrologiczna za rok 1934. In 8^o, str. III + 12.

Jankowski Ksawery. TENSION DES MASSES DE LA TERRE. Gebethner i Wolff, Warszawa, 1936. In 8^o, str. 227, fig. 19, tabl. 3.

Kinwig R. H. POLAND. Human and economic characters in their geographical setting. *Birmingham Inform. Serv. on Slav. Countr.*, Monogr. 1 i 2. 1936. In 4^o, str. 36, fig. 7, tabl. 2.

Klimaszewski Mieczysław. ZUR STRATIGRAPHIE DER DILUVIALABLAGERUNGEN IN DEN WESTKARPATEN UND IHREM VORLAND. Starunia, Nr. 13. *P. Akad. Um.* Kraków, 1936. In 4^o, str. 11, fig. 2.

Kłembukowski Bolesław. MIRCZE, wieś powiatu hrubieszowskiego. Zarys stosunków ekonomicznych, kulturalnych i społecznych. *Hrubieszowski Powiatowy Związek Samorządowy*. Hrubieszów, 1934. In 8^o, str. 174, tabl. 10.

Konczyńska Wanda. LIST SEBASTIANA MÜNSTERA DO STANISŁAWA ŁASKIEGO i garść szczegółów w związku z jego kosmografią. Kraków, 1936. In 8^o, str. VIII + 27 + III + 18, fig. 1.

KOSMOS, seria A. Red. St. Kulczyński. LXI. 1936. Lwów, 1936.

Tokarski A. Szkic paleogeograficzny okolicy Gołogór, str. 1—20, fig. 4. Tokarski J. Less okolic Mitulina i Trędowacza w okolicy Gołogór na Podolu, str. 21—30. Musierowicz A. i Wondrausch A. Rędziny północnej krawędzi Podola, str. 31—70, fig. 7. Malicki A. Z morfologii Nadbuża Grzędowego, str. 71—81, fig. 2. Czyżewski J. i Zierhoffer A. Kilka spostrzeżeń z wycieczki we wschodnią część północnej krawędzi Podola i Wołynia Grzędowego, str. 83—101, fig. 3. Jahn A. Próba wyjaśnienia kilku form w zachodniej części północnej krawędzi Podola, str. 103—107, fig. 2. Samsonowicz J. Stosunek Podola i Wołynia do masywu krystalicznego Wołyńsko-Ukraińskiego, str. 435—473, tabl. 1. Teisseyre W. Zagadnienia epirotektoniki transkontynentalnej na tle paralelizacji badań geologicznych i geofizycznych na Podkarpaciu, cz. III, str. 475—513, tabl. 1.

Kunzek Tomasz. PRZEWODNIK PO WOJEWÓDZTWIE TARNOPOLSKIM. Monografia krajoznawcza. Tarnopol (bez roku wydania). In 16^o, str. 303, fig. 82, map 2.

Lencewicz Stanisław. MAPA GEOLOGICZNA KOTLINY PŁOCKIEJ. 1 : 200000. *Państw. Inst. Geolog.* Warszawa, 1936. 36×24.

Lugeon J., Centkiewicz Cz., Łysakowski W. WYNIKI SPOSTRZEŻEŃ POLSKIEJ WYPRAWY ROKU POLARNEGO 1932/33 NA WYSPIE NIEDŹWIEDZIEJ. *Państw. Inst. Meteorolog.* Warszawa, 1936. In 4^o.

Z. 1. Meteorologia, str. 87, tabl. 5. Z. 2. Magnetyzm ziemski, str. 73+III, tabl. 33. Z. 3. Trzaski atmosferyczne, str. 18+III, fig. 5, tabl. 21. Z. 4. Zorza polarna, str. IX + 21, tabl. 15.

Matton Raymond. LA POLOGNE. Ses aspect. Son histoire. Sa vie d'aujourd'hui. F. Nathan, Paryż, 1936. In 8°, str. 230, tabl. 16, map 2.

METEOROLOGICZNY PAŃSTWOWY INSTYTUT. Warszawa. 1936.

Rocznik. . 1932. In 4°, str. 457, tabl. 1.

Grady w r. 1935 w Polsce. Dodatek do rocznika za rok 1935. C. In 4°, str. 50, tabl. 1.

Wyniki spostrzeżeń Polskiej wyprawy roku Polarnego 1932/33 na wyspie Niedźwiedziej (zob. Lugeon J., Centkiewicz Cz., Łysakowski W.).

Milthers V. EINE GESCHIEBEGRENZE IN OSTDEUTSCHLAND UND POLEN UND IHRE BEZIEHUNG ZU DEN VEREINIGUNGEN. *Jahrb. d. Preuss. Geolog. Landesanstalt*, t. 56. Berlin, 1936, str. 248—263, tabl. 1.

Nöltling Wilhelm. POLEN. *Die Erde in Wort und Bild*. Kurt Wolff, Berlin, 1936. In 8°, str. 167, tabl. 64.

OCHRONA PRZYRODY. Organ Państwowej Rady Ochrony Przyrody. Rocznik. 16. Kraków, 1936. In 8°, str. 285+4 nlb., fig. 166, tabl. 1.

Szafer W. Rezerwaty leśne w Szutromińcach na Podolu, str. 10—22, fig. 10. Srodoń A. Rozmieszczenie limby w polskich Karpatach i jej ochrona, str. 22—42, fig. 15. Walas J. Roślinność skalie nowotarskich i konieczność ich ochrony, str. 43—56, fig. 7. Sulma T. Kornuty — rezerwat na Łemkowszczyźnie, str. 57—73, fig. 13. Sokołowscy St. i M. Wantule, str. 74—84, fig. 7. Zajęzkowski M. Dolina Sucha Kondracka w Tatrach Zachodnich, str. 84—88, fig. 5. Młodziejowski J. „Smreczyni” w Dolinie Kościeliskiej, str. 88—95, fig. 6. Krawiec F. Szata roślinna Wyżyny Stanisławskiej na Kaszubszczyźnie, str. 102—113, fig. 9. Sokołowski J. Zagrożone lasy w Czeszewie, str. 113—123, fig. 8. Kulmatycki W. O wyrobzie i o potrzebie jego ochrony w podolskiej części dorzecza Dniestru, str. 124—150, fig. 20, tabl. 1. Petrusiewicz J., Tochtermann J. J. Zwierzyna łowna lasów północno-wschodniej Polski, str. 151—157, fig. 1.

Okolo-Kulakowa Władysława. WARSZAWA JAKO WARSZTAT NAUKOWY W ZAKRESIE KARTOGRAFICZNYM. *Biblioteka Narodowa Józefa Piłsudskiego*. Kraków, 1936. In 8°, str. 29.

Oleczak T. POMIARY PRZYSPIESZENIA SIŁY CIĘŻKOŚCI W ROKU 1934. *Prace Astronomiczno-Geodezyjne*, Nr. 3. Kraków, 1936. In 8°, str. 58, fig. 17.

Popp Nicolae M. DIN MORFOLOGIA CARPAȚILOR POLONEZI (Cu specială privire asupra zonei subcarpatice). *Bull. S. R. R. de Geogr.* T. LIV. Bukareszt, 1936. In 8°, str. 26, fig. 1, tabl. 3.

Popp Mara N. URME ROMÂNEȘTI IN VIEATA PASTORALA A CARPAȚILOR POLONEZI. *Bull. S. R. R. de Geogr.* T. LIV. Bukareszt, 1936. In 8°, str. 14, tabl. 3.

PRACE ZAKŁADÓW GEOLOGICZNEGO I GEOGRAFICZNEGO
UNIwersytetu ST. BATOREGO W WILNIE. 1936. In 8°.

Nr 22—23. Kongiel R. O kilku nowych jeźwocach z osadów górnokredowych w okolicach Puław, str. 10. Kongiel R. O kilku jeźwocach kredowych z Krasnego Siola koło Wołkowyska, str. 12, tabl. 3.

Nr 24. Glinicka J., Matwiejewówna L., Okołowicz W. O zasięgu i fazach zlodowacenia bałtyckiego na pojezierzu Narockiem, str. 34, fig. 5, tabl. 1.

Nr 25. Matwiejewówna L. Przyczynek do znajomości kredynowogródzkiej, str. 6.

Nr 26. Halicki B. i Urbański J. Dwa profile czwartorzędu koło Komaryszek nad Straczanką, str. 19, fig. 3.

Nr 27. Melezin A. Ze studiów nad demogeografią Wilna. 1. Gęstość zaludnienia, str. 28, fig. 1, tabl. 1.

Richter Herman. STUDIER ÖVER DEN YTTRE STRAND-ZONES DYNAMIK OCH MORFOLOGI INOM SÖDRA ÖSTERSJÖ-OMRADETS FLACK-KUST. *Svensk Geografisk Årsbok*. R. 12. Lund, 1936. In 8°, str. 7—69, fig. 16.

ROCZNIK POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO. XII. Kraków, 1936. In 8°, str. LVII+819, fig. 72, tabl. 48.

Czarnocki S. Karol Bohdanowicz, str. XIII—LVII. Mitera Z. Problemy zastosowania sejsmicznych metod refleksyjnych w Polskich Karpatach Wschodnich w świetle dotychczasowych wyników, str. 1—21, tabl. 5. Doktorowicz-Hrebniński St. Kilka uwag o budowie płn. brzegu Polsk. Zagł. Węgl. na wschód od Tarnowskich Gór, str. 22—35, fig. 1. Świdorski B. Uwagi o geologii wschodniokarpackiego przedgórza, str. 42—65. Friedberg W. Przyczynki do znajomości miocenu Polski, str. 66—116, fig. 1. Krach W. Miocen z okolic Książa Wielkiego, str. 117—134, fig. 6. Teisseyre H. Materiały do znajomości osuwisk w niektórych okolicach Karpat i Podkarpacia, str. 135—192, fig. 15, tabl. 4. Bieda F. Miocen Brzozowej i Gromnika i jego fauna otwornicowa, str. 255—275, fig. 1, tabl. 1. Piwowar A. i Ciuk E. Przyczynek do znajomości rud manganowych w północnej części Zagłębia Dąbrowskiego, str. 276—293, fig. 4. Horwitz L. Geologia Centralnej Depresji Karpackiej na Pn. od Lutowisk, str. 335—352, tabl. 2. Konior K. Z badań nad czwartorzędem przedgórza Karpackiego między Tarnowem a Dębicą, str. 353—381, tabl. 1. Tołwiński K. Problemat rezerw gazu ziemnego w Polsce, str. 382—430, fig. 14, tabl. 4. Makowski-Sarjusz A. Osiedlenia w Polskim Zagłębiu Węglowym podczas karbonu produktywnego, str. 431—461, fig. 1, tabl. 2. Bohdanowicz K. Niektóre zagadnienia geologii ropnych złóż, str. 486—568. Gawęł A., Książkiewicz M. Porfiryty z Karpat Zachodnich, str. 569—611, fig. 2, tabl. 1. Czarnocki J. Baryt w górach Świętokrzyskich, str. 612—630, fig. 4. Obtułowicz J. Stosunki geologiczne oraz możliwości uzyskania nowych złóż ropnych w rejonie Węglówki, str. 631—643, fig. 3, tabl. 2. Zieliński J. J. Stosunki tektoniczne w piaskowcu boryslawskim w Boryslawiu i zachodn. części Tustanowic, str. 644—657, fig. 2, tabl. 4. Kowalski L. Z geohydrologii wód artezyjskich okręgu przemysłowego Mijaczowa, Myszkowa i Mrzygłodu nad górną Wartą, str. 658—672. Kowalski L. Nieco o hydrogeologii Brynic, str. 673—684. Drath A. i Jaskólski St. Badania petrograficzne węgla pokładu Otto. Kopalnia Radzionka, Górny Śląsk, str. 685—770, fig. 2, tabl. 13. Nowak J. Horizontale Verteilung der Oelvarietäten der Polnisch-Karpatischen Oelprovinz, str. 771—801, fig. 6.

Rudershausen Jutta. DIE POLNISCHE SEEHANDEL-POLITIK. *Osteuropäische Forschungen*, t. XXI. Królewiec, 1936. Str. V + 83, map 3.

Rzóska Julian. STAN BADAŃ HYDROBIOLOGICZNYCH W WIELKOPOLSCE w chwili obecnej i najważniejsze zagadnienia na przyszłość. *Okręgowy Komitet Ochrony Przyrody*. Poznań, 1936. In 8°, str. 24.

Schulze Alfred. DIE NIEDERSCHLAGSVERHÄLTNISSE DER OSTDEUTSCHEN PROVINZEN unter besonderer Berücksichtigung ihrer Veränderlichkeit. *Veröffentl. Schles. Gesellsch. f. Erdkunde*, z. 22. Wrocław, 1936. In 8°, str. 96, fig. 2, tabl. 3.

ŚLĄSKI INSTYTUT. Katowice, 1936.

Seria: **ŚLĄSK, ZIEMIA I LUDZIE**. In 8°.

T. I. Książkiewicz M. *Zarys geologii Śląska*. Str. 65, fig. 16.

T. II. Marchacz W. *Krajobraz Śląska Polskiego* (z uwzględnieniem przyległych krain). Str. 111, fig. 46, mapa 1.

T. III. Moniak J. i Stenz E. *Zarys klimatologii Śląska*. Str. 54, fig. 6.

T. IV. Battaglia A. *Górnictwo śląskie*. Str. 77, fig. 32.

T. V. Kozłowska A. *Szata roślinna województwa śląskiego*. Str. 52, fig. 28.

Seria: **POLSKI ŚLĄSK**. In 8°.

T. 13. Kostrzewski J. *Przedhistoryczne związki Śląska z resztą ziem polskich*. Str. 38, fig. 26.

T. 17. Musioł L. *Zniemczone nazwy miejscowe na Śląsku*. Str. 43.

T. 20. Jakimowicz R. *Kultura Śląska w zaraniu dziejów w świetle wykopalisk*. Str. 35, fig. 13.

T. 24. Olszewicz B. *Najdawniejsze opisy Śląska z XV i XVI w.* Str. 65.

T. 25. Czekanowski J. *Struktura rasowa Śląska w świetle badań polskich i niemieckich*. Str. 34.

Seria: **ZAGADNIENIA GOSPODARCZE ŚLĄSKA**. In 8°.

T. 5. Wasilewski Z. *Znaczenie dróg wodnych dla przemysłu śląskiego*. Str. 36, tabl. 3.

STAN I POTRZEBY NAUKI POLSKIEJ O ŚLĄSKU. Red. R. Lutman. Katowice, 1936. In 8°, str. 525 + XXVI.

Sokołowski Stanisław. **LAS TATRZAŃSKI**. Z Tatr i Podhala Nr. 2. *Muzeum Tatrzańskie*. Zakopane, 1936. In 16°, str. 136, fig. 1, tabl. 20.

SPRAWOZDANIA PAŃSTWOWEGO INSTYTUTU GEOLOGICZNEGO. Tom VIII, z. 4. Warszawa, 1936. In 8°. 310 + XXXV, fig. 4, tabl. 30.

Horwitz L. W sprawie wieku łupków menilitowych, str. 15—68. Horwitz L. Fauna i wiek warstw posidoniowych w Pienińskim Pasie Skałkowym. A. Część ogólna, str. 69—128, fig. 1, tabl. 3. Czarnocki J. Przegląd stratygrafii i paleografii dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich, str. 129—200, fig. 1, tabl. 4. Leriche Z. Szczątki ryb, zawarte w utworach mezozoicznych Karpat polskich, str. 201—208, tabl. 1. Doktorowicz-Hrebniicki St. Charakter petrograficzny węgla w pokładzie siodłowym dolnym a jego zdolność do koksovania, fig. 209—294, fig. 2, tabl. 21. Kuźniar Cz. Skały kainitowe kopalni kałuskiej, str. 295—310, tabl. 1.

Stangenberg Marian. SZKIC LIMNOLOGICZNY NA TLE STOSUNKÓW HYDROCHEMICZNYCH POJEZIERZA SUWAŁSKIEGO. „Suchar” i „Jeziorko” jako stadium przejściowe zanikania jezior. *Instytut Badawczy Lasów Państwowych*. Rozprawy i sprawozdania. Seria A. Nr. 19. Warszawa, 1936. In 8°, str. 85, fig. 13, tabl. 5.

Stangenberg Marian. EISENVERTEILUNG IN DEN SEEN DES SUWAŁKI-GEBIETS WÄHREND DES SOMMERS. *Archiv. Hydrobiol. i Rybactwa*, X. Suwałki, 1936. Str. 48—75, fig. 7.

Stenz Edward. ZIEMIA. Fizyka globu, mórz i atmosfery. Z dziedziny nauki i techniki, t. XI. *Mathesis Polska*, Warszawa, 1936. In 8°, str. XIV + 303, fig. 68, tabl. 26.

Sujkowski Z., Różycki S. Z. MAPA GEOLOGICZNA WARSZAWY. *Zarząd Miejski* w m. st. Warszawie, 1936. Tekst in 8°, str. 40, tabl. 1 + 5 map (1 : 20000) i 1 tabl. profili.

A) Na powierzchni (po zdjęciu gleby). B) Na głębokości 5 m od powierzchni. C) Na głębokości 10 m od powierzchni. D) Mapa ogólnej powierzchni ilów poznańskich (pliocenu). E) Dawne glinianki i stawy Warszawy. F) Profile geologiczne przez Warszawę (1 : 20000).

Szaflarski J. NOUVELLES ÉTUDES SUR LE RÉGIME THERMIQUE DES LACS DE LA HAUTE-TATRA. *Rev. de Géogr. Alpine*. T. XXIV. Grenoble, 1936. Str. 369—379, fig. 6.

Szaflarski Józef. RÉGIME THERMIQUE ET CONGELATION DES ZMARZŁE STAWY DANS LA HAUTE-TATRA. *Bul. de l'Acad. Polon. Scienc. et Lettres*. Classe Scienc. Mathém. et Naturelles. Ser. A. Scien. Mathém. Kraków, 1936. Str. 510—521, fig. 3.

Szaflarski Józef. QUELQUES REMARQUES SUR LA THERMIQUE, LA TRANSPARENCE ET LA COULEUR DES LACS DE LA PARTIE SUD-OCCIDENTALE DE LA HAUTE-TATRA. *Bull. de l'Acad. Polon. Scienc. et Lettres*. Classe Scienc. Mathém. et Naturelles. Ser. A. Scien. Mathém. Kraków, 1936. Str. 421—432, fig. 7.

Szulec Stefan. RUCH NATURALNY LUDNOŚCI W POLSCE W LATACH 1895—1935. Statystyka Polski, Ser. C, z. 41. *Główny Urząd Statystyczny*, Warszawa, 1936. In 4°, str. 132, fig. 17.

Teisseyre H. BUDOWA GEOLOGICZNA OKOLIC ŻABIĘGO. *Karpacki Inst. Geolog. Naft.* Biuletyn 28. Warszawa — Borysław — Lwów, 1936. In 8°, str. 35, mapa 1 (1 : 50000).

Tokarski J. PHYSIOGRAPHIE DES PODOLISCHEN LÖSSES UND DAS PROBLEM SEINER STRATIGRAPHIE. *Mem. de l'Acad. Polon. Scienc. et Lettres*. Classe Scienc. Mathém. et Naturelles. Ser. A. Scien. Mathém. Kraków, 1936. Str. 61, fig. 23.

Tołwiński K., Krajewski St. SKOLE. Ogólna mapa geologiczna Polski w skali 1 : 100000. *Państw. Inst. Geolog.* Warszawa, 1936—37. 41×36; tekst in 8°, str. 90, fig. 1, tabl. 1.

Válsán G. IMPRESII DINTR'O CĂLĂTORIE IN POLONIA. (Note pe marginea congresului internațional dela Varșovia). *Bull. S. R. R. de Geogr.* T. LIV. Bukareszt, 1936. In 8°, str. 62—68, tabl. 1.



WIADOMOŚCI SŁUŻBY GEOGRAFICZNEJ. Red. J. Lewakowski. Rok X, z. 1—4, Warszawa, 1936. In 8°, str. 535, fig. 208, tabl. 23, map 5.

Szaflarski J. Morfometria jezior tatrzańskich, str. 19—51, fig. 3. Rühle E. Osadnictwo sezonowe i samotnicze w dorzeczu górnej Prypeci, str. 59—68, fig. 7, tabl. 2. Galon R. Charakterystyka oraz podział niżowego krajobrazu polodowcowego na podstawie przebiegu krzywej hipsograficznej, str. 69—82, fig. 12. Zawadzki A., Zagrajski S. Prace geodezyjne polskiej wyprawy polarnej na Spitsbergen w 1934 roku (c. d.), str. 83—102, fig. 14, tabl. 1, mapa 1. Gunczew G., Beszkow A. St. Bułgaria, str. 169—207, fig. 17, tabl. 1. Zaborski B. Kaszuby na przełomie XVIII i XIX wieku w świetle mapy Schröttera-Engelhardta z lat 1796—1802, str. 239—262, fig. 6. Lewakowski J. Na kartograficznym i pomiarowym ekranie Abisynii, str. 729—289, fig. 6, tabl. 2. Rühle E. Klasyfikacja i znakowanie błot, bagien oraz gruntów podmokłych na mapach topograficznych, str. 341—365, fig. 8, tabl. 3. Przepiórski W. Wpływ podłoża na rozmieszczenie kultur i człowieka na przykładzie Nadbuża, str. 366—386, fig. 5. Szaflarski J. Przewroczystość i barwa wód jezior tatrzańskich, str. 387—394. Jeśman M. Gęstość zabudowania woj. wołyńskiego, str. 435—454, fig. 4. Dzikowski M. Mapa Polski w „Terza Loggia” w Watykanie, str. 455—465, tabl. 1. Krygowski B. Basen jeziora Zasumińskiego jako przykład basenu wydmowo-bagiennego, str. 466—478, fig. 5. Rundo A. Organizacja sygnalizacji i prognozy wezbrań zagranicą, str. 478—520, fig. 3.

WIELKA GEOGRAFIA POWSZECHNA. Trzaska, Evert i Michalski, Warszawa, 1936. In 4°.

Dybczyński T. Ameryka południowa. Str. 605, fig. 475, tabl. 4. Dybczyński T. Ameryka Środkowa. Str. 114, fig. 81. Loth J. Afryka. Str. 136, fig. 177.

WIERCHY. Rocznik poświęcony górcom i góralszczyźnie. Red. W. Goetel. R. XIV. Kraków, 1936. Str. 268 + 4 nlb., fig. 106, tabl. 5.

Reinfuss R. Lemkowie, str. 1—24, fig. 18. Hołub-Pacewiczowa Z. Przez Pireneje od morza do oceanu, str. 25—68, fig. 22, tabl. 2. Fliżak S. Z życia owczarzy gorezańskich, str. 69—80, fig. 7. Zajączkowski M. Z historii sosny w Karpatach, str. 97—110, fig. 9. Ostrowski W. Polska wyprawa alpinistyczno-naukowa w Kaukaz, str. 111—128, fig. 14, tabl. 1. Goetel W. Zagadnienia regionalizmu górskiego w Polsce, str. 129—168, fig. 12, tabl. 1.

Wiśniewski Tadeusz. ROZMIESZCZENIE ZBIOROWISK ROŚLINNYCH NA PÓŁNOCNYCH STOKACH CENTRALNEGO KAUKAZU. *Roczniki prac naukowych Zrzesz. Asystent. Univ. J. Piłsudskiego*. T. I. Warszawa, 1936. 8°, 421—442, tabl. 3.

Zaborski Bogdan. SZKIC ROZMIESZCZENIA BOGACTWA NARODOWEGO NA WILEŃSZCZYŹNIE. *Mélanges de géographie offerts par ses collègues et amis de l'étranger à M. Václav Švambera à l'occasion de son soixante-dixième anniversaire*. Praga, 1936, str. 152—155, fig. 1.

Zwoliński Tadeusz. TATRY. Mapa turystyczna. 1 : 50000. Książnica-Atlas, Lwów, 1936. 107 × 57.

