

S 318

[18:19]











S 318 [18-19]

**B A D A N I A   G E O G R A F I C Z N E**

PRACE INSTYTUTU GEOGRAFICZNEGO UNIwersYTETU POZNAŃSKIEGO, WYDAWANE POD KIERUNKIEM  
PROFESORA GEOGRAFII STANISŁAWA PAWŁOWSKIEGO

**É T U D E S   G É O G R A P H I Q U E S**

TRAVEAUX DE L'INSTITUT GÉOGRAPHIQUE D'UNIVERSITÉ À POZNAŃ, PUBLIÉS SOUS LA DIRECTION  
DE STANISŁAW PAWŁOWSKI, PROFESSEUR DE GÉOGRAPHIE

---

ZESZYT 18—19

FASCICULE 18—19

2094  
10+6

TREŚĆ — SOMMAIRE

JADWIGA SMULIKOWSKA-DZIEWOŃSKA (†)

**ZALEŻNOŚĆ NACHYLENIA STOKÓW OD BUDOWY GEOLOGICZNEJ  
W KARPATACH SKOLSKICH**

SUR LA RÉLATION ENTRE LA DECLIVITÉ DES PENTES ET LA STRUCTURE  
GÉOLOGIQUE DES CHÂÎNES DANS LES KARPATES DE SKOLE

BOGUMIŁ KRYGOWSKI

**PRZYZYNEK DO ZNAJOMOŚCI POCHYLENIA DRZEW  
NA POŁUDNIOWO-WSCHODNIM POLESIU**

INCLINATION OF THE TREES IN *SE* POLESIE

ZOFIA PÁCZOSKA

**ZAMARZANIE RZEK W POLSCE**

LA CONGÉLATION DES COURS D'EAU POLONAIS

KAROL PAULO

**ZJAWISKA GLACJALNE I PERIGLACJALNE W MAŁEJ FATRZE**

DIE GLAZIALEN UND PERIGLAZIALEN ERSCHEINUNGEN  
IN DER KLEINEN FATRA (WESTKARPATEN)

W POZNANIU 1937

WYDANO W CZĘŚCI Z ZASIŁKU SENATU AKADEMICKIEGO UNIwersYTETU POZNAŃSKIEGO  
NA SKŁADZIE W KSIĘGARNI ŚW. WOJCIECHA W POZNANIU

## **ATLAS NAZW GEOGRAFICZNYCH SŁOWIAŃSZCZYZNY ZACHODNIEJ**

Wydanie osobne. **Zeszyt I.** 1934. Sekcje: Słupsk, Piła, Kołobrzeg, Szczecin 1:300 000. Z przedmową ks. St. Kozierowskiego i ze wstępem prof. St. Pawłowskiego . . . . . Cena 15 zł

Wydanie osobne. **Zeszyt II b.** 1935. Rugia 1:100 000. Z przedmową ks. St. Kozierowskiego i ze wstępem prof. St. Pawłowskiego . . . . . Cena 10 zł

## **ATLAS DE NOMS GÉOGRAPHIQUES DE LA SLAVIE OCCIDENTALE**

Édition spéciale. **Fascicule I.** 1934. Feuille: Stolp, Schneidemühl, Kolberg, Stettin 1:300 000. Avec Preface de Chan. St. Kozierowski et avec l'Introduction de St. Pawłowski . . . . . Prix 15 zł

Édition spéciale. **Fascicule II b.** 1935. Rügen 1:100 000. Avec Preface du Chan. St. Kozierowski et avec l'Introduction de St. Pawłowski. Prix 10 zł

Lwów, ul. Czarnieckiego 12 **KSIĄŻNICA-ATLAS** Warszawa 1, Nowy Świat 59

poleca

Dr A. Kosiba:

### **GRENLANDIA**

Z 204 ryc. i mapą Grenlandii . . . . . 19,—

Pierwsza polska monografia o wielkim lądzie arktycznym. Autor, uczestnik wyprawy duńskiej do Grenlandii w r. 1934, przedstawia w swym dziele historię dotychczasowych wypraw, omawiając następnie dostępność Grenlandii, jej klimat, lądolód, geologię i morfologię, florę, faunę i mieszkańców.

E. Romer:

### **POLSKA FIZYCZNA**

Podziałka 1:700 000. Podklejona . . . . . 40,—

Nowa, najbogatsza w szczegóły geograficzne fizyczna mapa Polski. Wprowadza dodatkowe poziomicke, które wydobywają charakterystyczne szczegóły, zwłaszcza w pasie wyżyn polskich (Wołyń, Nadbuże, Miodobory, Wał Oszmiański itd.). Zawiera około 2000 nazw geograficznych, sieć kolejową i główne drogi. Zaktualizowana po rok 1937.

E. Romer:

### **POWSZECHNY ATLAS GEOGRAFICZNY**

Wydanie II . . . . . 40,—

Zawiera 50 plansz z 57 tabl., z czego 42 mapy główne i 303 kartony i mapki poboczne. Indeks nazw geograficznych obejmuje około 15 000 pozycji.

E. Romer:

### **POLITYCZNY ATLAS KIESZONKOWY**

Cena . . . . . 8,—

Najtańszy, bogaty w treść atlas podręczny. Obejmuje 61 stron wielobarwnych mapek, 3 strony zestawienia flag narodowych, 36 stron mapek fizjograficznych i gospodarczych oraz wykresów w kolorze czarnym i 43 strony skorowidza nazw o niespełna 10 000 pozycji.

B A D A N I A   G E O G R A F I C Z N E

PRACE INSTYTUTU GEOGRAFICZNEGO UNIwersYTETU POZNAŃSKIEGO, WYDAWANE POD KIERUNKIEM  
PROFESORA GEOGRAFII STANISŁAWA PAWŁOWSKIEGO

É T U D E S   G É O G R A P H I Q U E S

TRAVEAUX DE L'INSTITUT GÉOGRAPHIQUE D'UNIVERSITÉ À POZNAŃ, PUBLIÉS SOUS LA DIRECTION  
DE STANISŁAW PAWŁOWSKI, PROFESSEUR DE GÉOGRAPHIE

---

ZESZYT 18—19

FASCICULE 18—19

TREŚĆ — SOMMAIRE

JADWIGA SMULIKOWSKA-DZIEWOŃSKA (+)

**ZALEŻNOŚĆ NACHYLENIA STOKÓW OD BUDOWY GEOLOGICZNEJ  
W KARPATACH SKOLSKICH**

SUR LA RÉLATION ENTRE LA DECLIVITÉ DES PENTES ET LA STRUCTURE  
GÉOLOGIQUE DES CHAÎNES DANS LES KARPATES DE SKOLE

BOGUMIŁ KRYGOWSKI

**PRZYZYNEK DO ZNAJOMOŚCI POCHYLENIA DRZEW  
NA POŁUDNIOWO-WSCHODNIM POLESIU**

INCLINATION OF THE TREES IN *SE* POLESIE

ZOFIA PACZOSKA

**ZAMARZANIE RZEK W POLSCE**

LA CONGÉLATION DES COURS D'EAU POLONAIS

KAROL PAULO

**ZJAWISKA GLACJALNE I PERIGLACJALNE W MAŁEJ FATRZE**

DIE GLAZIALEN UND PERIGLAZIALEN ERSCHEINUNGEN  
IN DER KLEINEN FATRA (WESTKARPATEN)

W POZNANIU 1937

WYDANO W CZĘŚCI Z ZASIŁKU SENATU AKADEMICKIEGO UNIwersYTETU POZNAŃSKIEGO  
NA SKŁADZIE W KSIĘGARNI ŚW. WOJCIECHA W POZNANIU





S. 318 [18-19]

**WSZELKIE PRAWA ZASTRZEŻONE**

Zakłady Graficzne Ski Akc. Książnica-Atlas we Lwowie

<http://rcin.org.pl>

Jadwiga Smulikowska-Dziewońska (†).

## Zależność nachylenia stoków od budowy geologicznej w Karpatach Skolskich.

Zagadnienie związku nachylenia stoków z budową geologiczną, nie było dotychczas rozpatrywane w literaturze polskiej. Natomiast w literaturze niemieckiej poruszone są u Heima (8) problemy: zależności nachylenia stoków od materiału budującego, maksymalnego nachylenia dla różnych skał i wpływu czynników zewnętrznych na ukształtowanie stoków. W pracy niniejszej chodzi o analizę związku pomiędzy budową tektoniczną i petrograficzną z jednej strony, a z drugiej o wykazanie wpływu erozji i denudacji stokowej na wymodelowanie grzbietów Karpat Wschodnich.

Pracę wykonałam w terenie i dotyczy ona skrawka Bieszczadów. Badania przeprowadziłam na niewielkim terenie obejmującym dorzecze Orawy i częściowo dorzecze Oporu, po skibę Orowską (1).

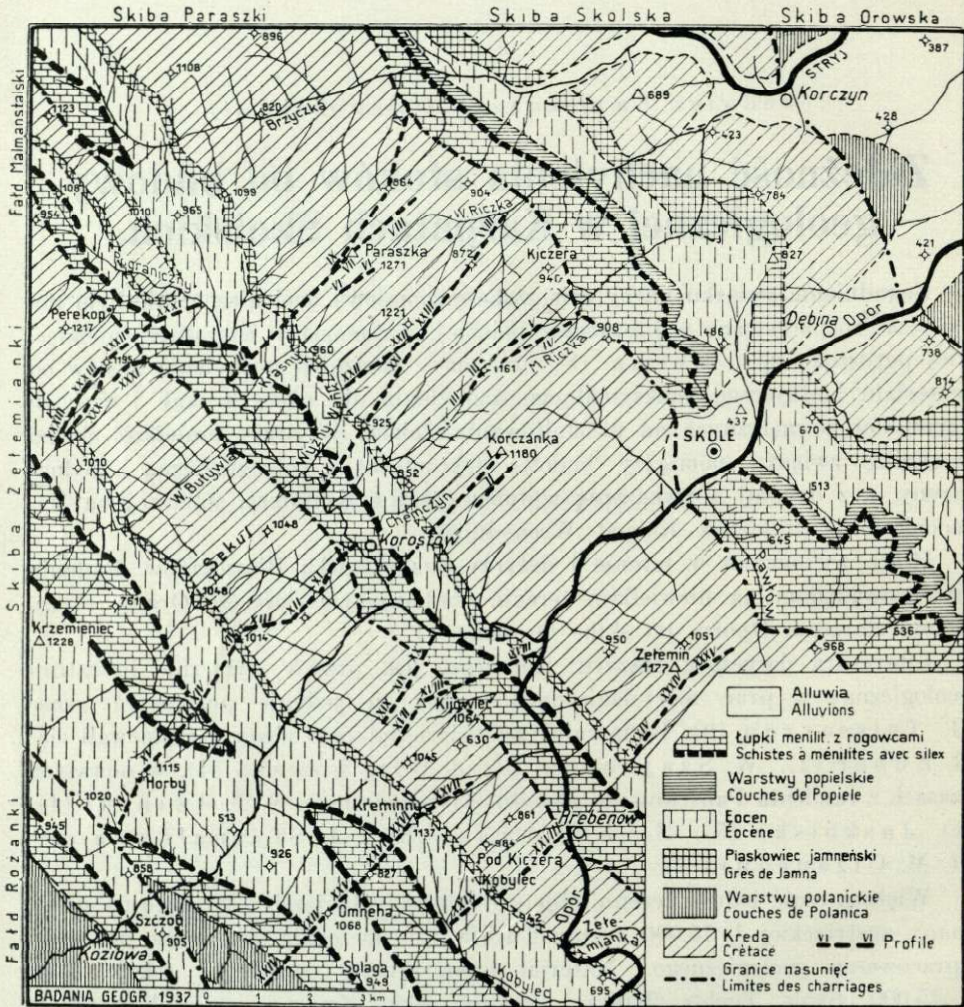
Literatura dotycząca obszaru badanego jest prawie wyłącznie literaturą geologiczną; z prac morfologicznych można tu jedynie przytoczyć prace H. Teisseyre'a (9). Badaniami geologicznymi tego obszaru zajmowali się: K. Zuber (2), W. Szajnocha (3), J. Grzybowski (4), w nowszych czasach z ramienia Państwowego Instytutu Geologicznego K. Tołwiński (1), St. Jaskólski (5), St. Krajewski (6) i J. Styrnałówna oraz H. M. Cizancourt (7).

Większa część jednak terenu, objętego moimi badaniami, a leżącego na sekcji mapy austriackiej 1:75.000 arkusz Tuchla, nie doczekała się jeszcze nowszego opracowania geologicznego. Materiał topograficzny stanowiły sekcje map 1:75.000: Skole, Tuchla, Turka i skrawek sekcji Smorze; materiał kartograficzny, geologiczny mapy Tołwińskiego, Jaskólskiego, Krajewskiego, które to mapy, wykonane na innym podkładzie topograficznym, przenieśliam na podkład map 1:75.000.

Profile poprzeczne grzbietów, biegnących w zasadniczym kierunku karpackim pn. zach.-pd. wsch., wykonywałam w ten sposób, że linie profilów wykreślałam na mapie, zwracając uwagę na prostopadłość profilu do grzbietu, oraz na to, żeby profile przebiegały to wzdłuż dolin pobocznych, poczynając jednak dopiero od basenu źródłiskowego, to wzdłuż grzbietów pobocznych. Ścisłe według tych



wyznaczonych na mapie linii posuwałam się w terenie, robiąc pomiary nachylenia stoków klizymetrem, a tam, gdzie nachylenia stoków przekraczały  $20^\circ$ , kompasem górniczym. Pomiary wykonywałam zawsze podwójnie, w celu lepszej kon-



Ryc. 1. Szkic geologiczny Karpat Skolskich. — Esquisse géologique des Karpates de Skole.

troli i większej dokładności. Posuwając się po linii profilu, otrzymałam szereg punktów, w których były wykonywane pomiary, a których wysokość oznaczałam przy pomocy altymetru, korygując owe oznaczenia z mapy. W ten sposób otrzymałam dane nachylenia stoków w stopniach na poszczególnych odcinkach profilów od jednego punktu do drugiego. Równocześnie, idąc wzdłuż linii profilu,



badaniami odkrywki warstw geologicznych, przebiegających w poprzek i notowałam wysokość ich występowania na linii danego profilu. Pomiarów biegu warstw i ich upadu wykonywałam w potokach, a zasadnicze pomiary w dolinach „głównych“, tzn. Orawy i Oporu. Na podstawie zmierzonych nachyleń i wysokości rysowałam profile hipsometryczne, a w nie wkreślałam stosunki geologiczne. Profilów poprzecznych wykonałam razem 35, z tego 17 na stokach północnych, a 18 na stokach południowych.

Z profilów północnych wykonałam 8 dolinnych a 9 grzbietowych (por. mapkę, ryc. 1). Z profilów południowych 8 grzbietowych a 10 dolinnych. Podaje ich wykaz, określając równocześnie ich położenie i charakter: I. P(otok) Korostowski — I Korezanka (prof. grzb. płd.), II. P. Korostowski — przełęcz pod II Korezanką (prof. dol. płd.), III. Jezioro — Korezanka II (prof. dol. płd.), IV. Mała Rieczka — Korezanka II (prof. grzb. płn.), V. Mała Rieczka — przełęcz pod Korezanką II (prof. dol. płn.), VI. P. Krasny — przełęcz pod Paraszka (prof. dol. płd.), VII. Mała Butywła — Paraszka (prof. grzb. płd.), VIII. Paraszka — W. Rieczka (prof. dol. płn.), IX. Paraszka — Brzyeczka (prof. grzb. płn.), X. Korostów — Sekul grzbiet płn. (prof. dol. płn.), XI. Sekul grzbiet płn. — potok Sekulski (prof. dol. płd.), XII. P. Sekulski — Sekul grzbiet płd. 930 m (prof. dol. płn.), XIII. Sekul 930 m — Sekul płd. 1019 m (prof. grzb. płn.), XIV. Sekul płd. — potok Kamionka (prof. dol. płd.), XV. P. Kamionka — Horby (prof. grzb. płn.), XVI. Horby — p. pod Koziową (prof. grzb. płd.), XVII. Kijowiec — p. Kijowiec (prof. dol. płd.), XVIII. Świętosław — Kijowiec (prof. grzb. płn.), XIX. P. Kijowiec — grzbiet Kijowca (prof. dol. płd.), XX. Grzbiet Kijowca — Orawa w Korostowie (prof. dol. płn.), XXI. Butywła — Korezanka IV (prof. grzb. płd.), XXII. Wyżny Wańk — Korezanka IV (prof. dol. płd.), XXIII. Korezanka IV — W. Rieczka (prof. grzb. płn.), XXIV. Dopływ Smorzanki — Omneha (prof. grzb. płd.), XXV. Omneha — przełęcz pod Kreminnym (prof. grzb. płn.), XXVI. Przełęcz pod Kreminnym — Kremiczny (prof. grzb. płd.), XXVII. Kremiczny — p. Złoty (prof. dol. płn.), XXVIII. Dol. Oporu — grzb. Kobylec (prof. grzb. płn.), XXIX. Kobylec — p. Kobylec (prof. grzb. płd.), XXX. „P. koło leśniczówki Metzlera“ — grzb. Perekopu (prof. grz. płd.), XXXI. Grzb. Perekopu — p. spod Perekopu (prof. dol. płn.), XXXII. P. Pograniczny — grzb. Perekopu (prof. grzb. płn.), XXXIII. Perekop — „p. koło leśniczówki Metzlera“ (prof. dol. płd.), XXXIV. P. Hrebenowski — grzb. Zełemina (prof. dol. płd.), XXXV. Grzb. Zełemina — potok Pawłów (prof. dol. płn.).

Poszczególne profile wykreśliłam obok siebie w podziałce długości i wysokości 1:10 000 (ryc. 2, str. 8—9). Wykresy obejmują profile od I do XXXV. Profile zostały w reprodukcji pomniejszone.

Profile te można podzielić na dwie grupy według tego, przez jakie elementy tektoniczne przebiegają. Autorzy badający ten teren (1), (5), (6),

wyróżnili w tych okolicach następujące jednostki tektoniczne: 1. skiba Skolska, 2. skiba Paraszki, 3. skiba Zelemianki, 4. fałd Malmanstański.

Profile przeze mnie przeprowadzone przecinają zasadniczo jedynie skibę Paraszki i Zelemianki, a w jednym tylko wypadku zahaczają o fałd Malmanstański i to w miejscu jego odklęcia od skiby Zelemianki (profil XXXII i XXXI).

Skibę Paraszki przecinają profile: I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII, IX, XXI, XXII, XXIII, XXXIV, XXXV.

Przez skibę Zelemianki przechodzą profile: X, XI, XII, XIII, XIV, XV, XVI, XVII, XVIII, XIX, XX, XXIV, XXV, XXVI, XXVII, XXVIII, XXIX, XXX, XXXI, XXXII, XXXIII.

Można zauważyć skutek tego znaczne różnice pomiędzy profilami tych dwu grup. Skiba Paraszki jest — zdaniem wielu — najbardziej typowo wykształconym elementem łuskowym Karpat brzeźnych, stąd też nie ma tu w profilach zakłóceń wywołanych wtórnymi zjawiskami tektonicznymi, ani zsuwów potężnych, któreby zaciemniały morfologię. Natomiast skiba Zelemianki jest bardzo nieregularnym elementem, porozdzielanym na poszczególne siodła, łęki; posiada partie odwróconych fałdów, wtórne synkliny itp. Będąc też elementem tektonicznym najdalej na południe wysuniętym, zmienia swój skład petrograficzny; eocen, czym dalej ku południowi, zaczyna mieć coraz większą przewagę nad kredą. Dobitnym tego przykładem mogą być te wykresy, których profile przecinają całą skibę Zelemianki w poprzek. Inną cechą charakterystyczną dla profilów skiby Zelemianki są potężne zsuwy, niejednokrotnie zaciemniające obraz morfologiczny terenu.

Co do stosunków stratygraficznych badanego obszaru, brałam pod uwagę jedynie podział najogólniejszy, a więc: oligocen, eocen, kredę. W oligocenie jako warstwy najmłodsze wystąpiły w jednym tylko wypadku warstwy krośnieńskie, a mianowicie w profilu XXIV, poza tym w oligocenie dały się wyróżnić jedynie łupki menilitowe i rogowce. W eocenie wyróżniłam piaskowce kwarcytowe, hieroglifowe i pstre ły. Przejściowym poziomem pomiędzy eoceniem a kredą jest piaskowiec jamneński, czyli bryłowy, występujący w sposób bardzo charakterystyczny. W kredzie wyróżniłam warstwy inoeramowe i płytowe.

Na podstawie badań geologicznych w terenie mogłam gdzieś gdzie uzupełnić mapę geologiczną obszarów nieobjętych jeszcze nowszymi badaniami geologicznymi. Schematyczny obraz badań wprowadziłam na mapę 1:75 000, na której zaznaczyłam także linie wszystkich profilów.

Opracowanie materiału zebranego w terenie rozpoczęłam od obliczenia średniego nachylenia profilów, celem uzyskania wielkości porównywalnych ze sobą. Obliczenie to uskuteczniłam na profilach rysowanych (w tej samej podziałce długości i wysokości 1:10 000) na papierze milimetrycznym, łącząc punkt szczytowy profilu z punktem końcowym i obliczając kąt przypod-

stawny w powstałym trójkącie, który to kąt dawał mi średnie nachylenie stoku wzdłuż danego profilu.

Wyniki otrzymane z tych obliczeń, a dające średnie nachylenie poszczególnych profilów, zestawiałam ze sobą w tabele porównawcze, dzieląc je na cztery kategorie:

profile grzbietowe północne, Tab. A.

profile grzbietowe południowe, Tab. B.

profile dolinne północne, Tab. C.

profile dolinne południowe, Tab. D.

Tabela A.

profile	śr. nach.
IV	18°
IX	13°
XIII	6°
XV	18°30'
XVII	17°
XXIII	15°
XXV	15°
XXVIII	15°
XXXII	15°

Tabela B.

profile	śr. nach.
I	13°
VII	13°
XVI	20°
XXI	12°
XXIV	8°
XXVI	16°
XXIX	20°
XXX	16°30'

Tabela C.

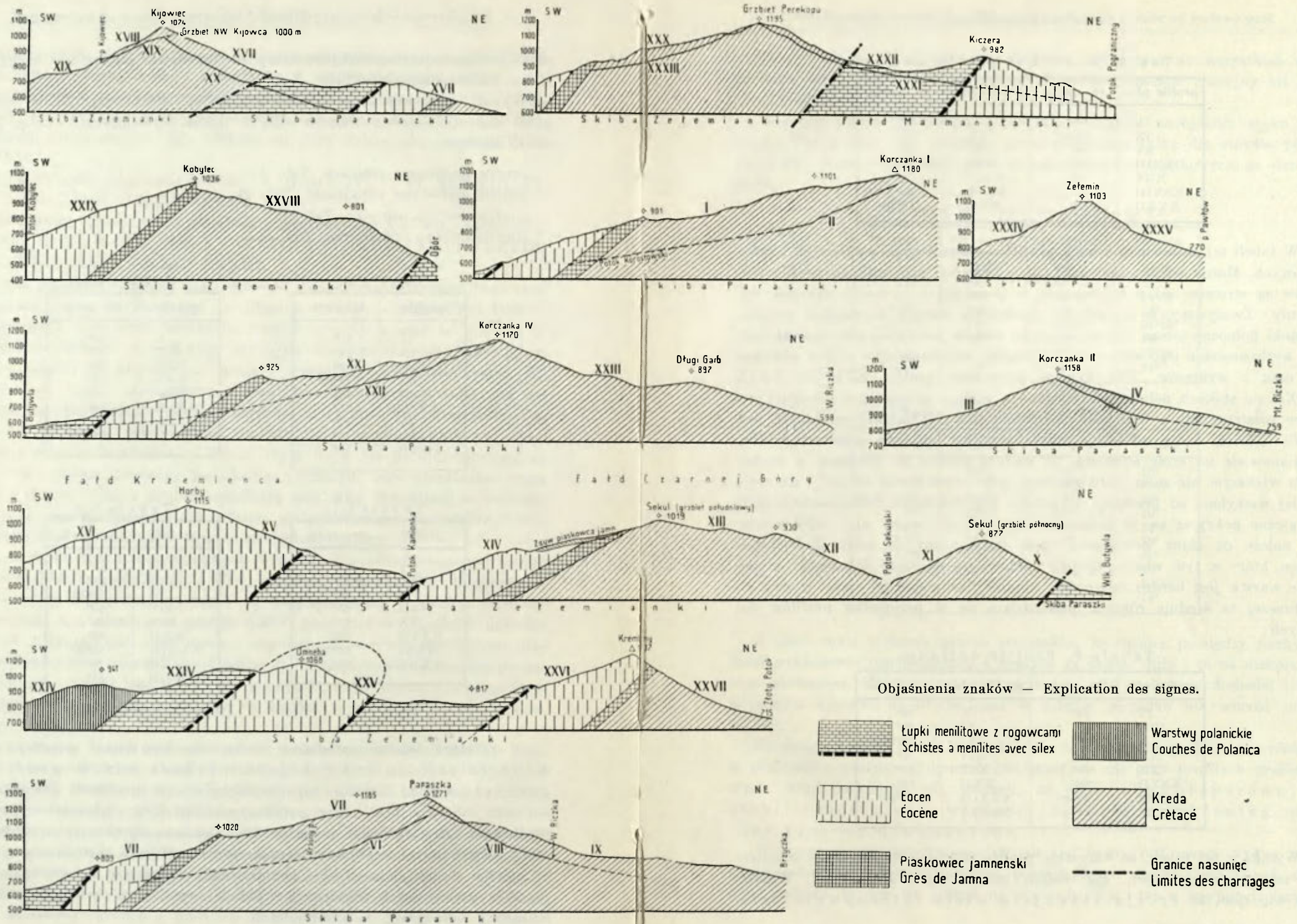
profile	śr. nach.
V	24°
VIII	25°
X	26°
XII	25°
XX	25°
XXVII	25°
XXXI	22°30'
XXXV	24°

Tabela D.

profile	śr. nach.
III	16°
VIII	20°
XI	25°30'
XIV	16°
XIX	20°
XXII	18°
XXXIII	15°30'
II	24°
XVIII	31°
XXXIV	22°

W tabelach uderza zasadnicza cecha, że średnie nachylenie w profilach dolinnych jest większe niż w profilach grzbietowych. Średnie bowiem nachylenie w profilach grzbietowych dochodzi zaledwie do 20°, a w profilach dolinnych w większości wypadków przekracza 20°, a dochodzi nawet do 30°. Zaznacza się tu więc wybitna rola erozji wśród innych czynników denudacyjnych. W celu porównania ze sobą nachylenia stoków północnych i południowych zestawiam ze sobą nachylenie profilów grzbietowych północnych i południowych oraz nachylenie profilów dolinnych północnych i południowych.





Ryc. 2. Profil — Profiles.  
<http://rcin.org.pl>

Tabela E. Profile grzbietowe.

profile półn.	śr. nach.	profile półd.	śr. nach.
IV	18°	I	13°
IX	13°30'	VII	13°
XV	18°	XVI	20°
XXIII	15°	XXI	12°
XXV	15°	XXIV	8°
XXVIII	15°	XXIX	20°
XXXII	15°	XXX	16°30'

W tabeli tej zestawiałam siedem profilów grzbietowych północnych i południowych. Można odrazu zauważyć, że w czterech przypadkach profile północne są stromsze od południowych, w pozostałych zachodzi stosunek odwrotny. Zważywszy, że z ogólnego nachylenia warstw karpaccich wynika, że stoki północne muszą być stromsze od stoków południowych, musimy szukać wytłumaczenia tego odstępstwa od reguły. Wytłumaczenie to jest widoczne od razu z wykresów. Tak więc w przypadku profilu XVI jak XXIX i XXX na stokach północnych występują wielkie spłaszczenia denudacyjne, które rozstrzygnęły o wielkości nachylenia stoku. Charakterystycznym jest profil XXXII, który właściwie możnaby rozbić na dwa składowe profile, a mianowicie na część stromszą, od szczytu profilu do przełęczy o nachyleniu większym niż stoku południowego, gdyż wynosi ono 18° 30', i na część słabiej nachyloną od przełęczy do potoku Pogranicznego. Zróznicowanie morfologiczne pokrywa się ze zróznicowaniem tektonicznym, gdyż część stromsza należy do skiby Zełemianki, część łagodniejsza do fałdu Malmanstałskiego, który w tym właśnie miejscu odkłówa się od skiby Zełemianki, a ułożenie warstw jest bardzo zaburzone. Średnie nachylenie tej części wynosi 4°.

Inaczej ta średnia różnica przedstawia się w przypadku profilów dolinnych:

Tabela F. Profile dolinne.

profile półn.	śr. nach.	profile półd.	śr. nach.
IV	24°	III	16°
VIII	25°	VI	20°
X	26°	XI	25°30'
XII	25°	XIV	16°
XX	25°	XIX	20°
XXVII	25°	XXII	18°
XXXI	22°30'	XXXIII	15°30'
XXXV	24°	XXXIV	22°

Wynika z tej tabeli, że wszystkie profile stoków północnych są stromsze niż stoków południowych, zaś średnia różnica przekracza 5° 30'. Widocznym więc jest, że erozja atakuje o wiele intensywniej gło-



wy warstw niż ich powierzchnie. Poza tym we wszystkich wypadkach potoki spływające na północ mają niższy poziom erozyjny niż potoki południowe.

Wymaga jeszcze rozpatrzenia kwestia stosunku nachylenia stoku do upadu. Porównanie tych wartości przeprowadziłam tylko dla stoków południowych. Średni upad obliczyłam ze sumy upadów cząstkowych na danym stoku.

Tabela G. Profile grzbietowe.

profile	śr. nach.	śr. upad.	różnica
I	13°30'	35°	21°30'
VII	23°	44°	31°
XVI	20°	39°30'	19°30'
XXI	12°	44°	32°
XXIV	18°	39°30'	21°30'
XXIX	20°	40°	20°
XXX	16°30'	50°	33°30'
XXVI	16°	40°	24°

Tabela G. Profile dolinne.

profile	śr. nach.	śr. upad.	różnica
II	24°	40°	16°
III	16°	33°30'	17°30'
VI	20°	44°	24°
XI	25°	45°	20°
XIV	16°	40°	24°
XVIII	31°	41°	10°
XIX	20°	41°	21°
XXII	18°	44°	26°
XXXIII	15°30'	50°	34°30'
XXXIV	22°	36°	14°

Z zestawienia widzimy przede wszystkim, że różnice pomiędzy nachyleniem powierzchni morfologicznej a upadem są bardzo duże i to na niekorzyść tego pierwszego. Różnica jest tak wielka, że, gdy nachylenie dochodzi tylko w jednym wypadku do 30°, to upad w żadnym wypadku nie schodzi poniżej 33°.

Po drugie z tych tabeli wychodzi na jaw znamieny fakt, że różnica w przypadku profilów dolinnych jest mniejsza niż przy profilach grzbietowych. Stąd potwierdza się wniosek, że erozja, wypreparowując stoki, pozostaje w większej zgodzie z tektoniką, niż inne procesy denudacyjne.

W rozważaniach dotychczasowych nie był brany pod uwagę wpływ własności petrograficznych kompleksów poszczególnych warstw, budujących zbadane grzbiety. Wpływ ten jednak na pewno istnieje i ma w morfologii terenu



wielkie znaczenie. Ażeby uchwycić ten wpływ, obliczyłam w tab. H różnice nachylenia morfologicznego i upadu w obrębie poszczególnych warstw, podając średnie i skrajne różnice odchyłeń dla poszczególnych kompleksów skalnych. W tabeli zestawiono wartości w porządku malejącym według różnic nachyleń i upadów.

T a b e l a H.

kompleks skalny	śr. różnica nach.	maks. różnica	min. różnica
piaskowiec jamneński . . .	20°	26°	12°30'
kreda . . . . .	28°	34°	12°
eocen . . . . .	29°	50°	15°
rogowce . . . . .	29°30'	—	—
łupki menilitowe . . . . .	30°	39°30'	22°30'

Skala powyższa odpowiada do pewnego stopnia skali odporności tych skał. Z zestawienia widać, że największą różnicę wykazuje kompleks łupków menilitowych, zaś najmniejszą piaskowiec jamneński. Jednak tylko do pewnego stopnia skala ta zgadza się ze skalą odporności, gdyż obserwacje moje były zbyt pobieżne i za mało liczne, aby można było osiągnąć w tej dziedzinie większą pewność. Poza tym w skali wyróżnione są tylko większe kompleksy, nie rozbite na części składowe. I tak np. w skład eocenu wchodzi dwa kompleksy: dolny, składający się z bryłowego piaskowca jamneńskiego<sup>1</sup> i z pstrych łupków, leżących na przejściu z eocenu do kredy, i kompleks górny, w skład którego wchodzi naprzemian warstwy piaskowców kwarcytowych i łupków. Piaskowiec jamneński wyodrębniam jako warstwę w sposób nader charakterystyczny występującą w terenie. Natomiast pstre ility eliminuję z obliczeń, gdyż z powodów technicznych nie mogłam nigdzie zmierzyć ich biegu ani upadu. Kompleks górny muszę brać jako całość, ponieważ, robiąc pomiary na stokach, miałam właściwe podłoże zupełnie przysłonięte warstwą gleby, która uniemożliwiała mi wyróżnienie wszystkich warstewek. To samo dotyczy kredy, która naprzemian składa się z warstw piaskowców płytowych i łupków marglistych.

Na ogół biorąc, skala ułożona na podstawie tabeli H przedstawiałaby się następująco:

1. pstre ility<sup>2</sup> (eocen),
2. łupki menilitowe (oligocen),
3. piaskowce kwarcytowe (eocen),
4. warstwy piaskowców płytowych (kreda),
5. piaskowiec jamneński (eocen).

<sup>1</sup> Piaskowiec jamneński wliczam do eocenu na podstawie literatury (5), (6), (7).

<sup>2</sup> Nie były wprawdzie mierzone, lecz najprawdopodobniej można im przypisać najmniejszą odporność.

Rogowce trudno tu wyróżnić jako odrębny fragment stoku z powodu zbyt małej miąższości.

Poszczególne miejsca w tabeli oznaczałam numerami porządkowymi w tym celu, aby można było ich odporność przyjąć jako jedną z cech tych skał i jako taką zastosować w metodzie korelacji (10). Metodą korelacji bowiem mam zamiar uchwycić zależność pomiędzy nachyleniem skał a ich odpornością. W tym celu ułożyłam tabelę pomocniczą, z której potem przechodzę do właściwej tabeli korelacji. Jako dwie cechy różne biorę z jednej strony poszczególne warstwy o oznaczonej już przedtem odporności, z drugiej 18 profilów wykonanych na stokach południowych.

Tabela J.

profil	piaskowce jamneńskie	piaskowce płytowe	piaskowce kwarcytowe	łupki menilitowe	iły pstre
	V	IV	III	II	I
I	19°	12°	19°	16°	7°
II	22°	23°	4°	—	—
III	13°	21°	15°	—	—
VI	—	22°	—	—	—
VII	27°	14°	10°	22°	20°
XI	—	25°	—	—	—
XIV	18°	30°	18°	15°	—
XVI	—	—	20°	—	—
XVIII	—	31°	—	—	—
XIX	—	20°	—	—	—
XXI	28°	10°	13°	15°	8°
XXII	—	18°	—	—	—
XXIV	—	—	5°	19°	—
XXVI	—	—	17°	20°	—
XXIX	—	—	20°	—	—
XXX	20°	15°	28°	—	—
XXXIII	10°	17°	2°	—	—
XXXIV	—	22°	—	—	—

Tabelę korelacji ułożyłam w ten sposób, że na jednej osi odczytam rozpiętość nachyleń stoków od 1—31°, zaś na drugiej pięć kompleksów skalnych o oznaczonej powyżej odporności. W krótkach podaję, ile razy w obrębie danej odporności występuje taki lub inny kąt nachylenia. Zaznaczyć tutaj muszę, że materiał mój jest nieco za mały w porównaniu z danymi statystycznymi lub antropologicznymi, gdzie operuje się zawsze bardzo obfitym materiałem. Mimo to zastosowanie wzoru na współczynnik korelacji daje liczbowe określenie zależności dwu cech: nachylenia i odporności skał.

Tabela korelacji.

Kąt	I	II	III	IV	V	n
1°	—	—	—	—	—	—
2°	—	—	1	—	—	1
3°	—	—	—	—	—	—
4°	—	—	1	—	—	1
5°	—	—	1	—	—	1
6°	—	—	—	—	—	—
7°	1	—	—	—	—	1
8°	1	—	—	—	—	1
9°	—	—	—	—	—	—
10°	—	—	1	1	1	3
11°	—	—	—	—	—	—
12°	—	—	—	1	—	1
13°	—	—	1	—	1	2
14°	—	—	—	1	—	1
15°	—	2	1	1	—	4
16°	—	1	—	—	—	1
17°	—	—	1	1	—	2
18°	—	—	1	1	1	3
19°	—	1	1	—	1	3
20°	1	1	2	1	1	6
21°	—	—	—	1	—	1
22°	—	1	—	2	1	4
23°	—	—	—	1	—	1
24°	—	—	—	—	—	—
25°	—	—	—	1	—	1
26°	—	—	—	—	—	—
27°	—	—	—	—	1	1
28°	—	—	1	—	1	2
29°	—	—	—	—	—	—
30°	—	—	—	1	—	1
31°	—	—	—	1	—	1
n	3	6	12	14	8	43

Korelację obliczam według wzoru

$$r = \frac{nv_2 + nv_2' - 2nv_1v_1' - \sum(e_k - e_k')^2}{2n\sigma_x\sigma_y} \quad (67a)$$

zaczepniętego z „Zarysu metod statystycznych“ J. Czekanowskiego.

W naszym wypadku, jak wiadomo,

$n$ wynosi 43	$\sigma_x$	=	6,998
natomiast $v_1$ = 1,44	$\sigma_y$	=	1,11
$v_2$ = 47,02	$\sum(e_k - e_k')$	=	1783
$v_1'$ = 0,4186	z czego: $r$	=	<b>0,3929.</b>
$v_2'$ = 1,49			

Widzimy, że związek obu cech jest bardzo oczywisty. Gdy maleje odporność materiału, maleje także kąt nachylenia stoku. Liczbowo ten stosunek wyrażony jest przez  $r = 0,3929$ . Współczynnik jest dość znaczny, czyli, że stopień zależności jest wielki. Gdy jedna z cech wzro-



śnie o 1, druga wzrosnie o 0,4 tej samej jednostki. Wpływ zatem budowy petrograficznej na ukształtowanie stoków jest bardzo wielki i zaciera niejednokrotnie zależność od budowy tektonicznej.

Przykładem tego może być profil XVI lub XXVIII, gdzie zachodzi niezgodny z budową Karpat stosunek pomiędzy nachyleniem stoku północnego i południowego.

W rozważaniach powyższych starałam się zanalizować związek, jaki zachodzi pomiędzy ukształtowaniem morfologicznym stoków a budową tektoniczną, procesami denudacji i erozji, oraz pomiędzy właściwościami skał.

Na podstawie tych rozważań można dojść do kilku zasadniczych wniosków:

1. Ukształtowanie grzbietów karpaccich w odcinku Karpat Skolskich jest wypadkową dwu sił: a) biernej (w danym momencie) tzn. budowy tektonicznej, oraz b) czynnej, jaką reprezentuje erozja wraz w innymi czynnikami denudacyjnymi.

2. Czynnikiem, który w sposób decydujący rozstrzyga o ukształtowaniu stoków, jest budowa tektoniczna. Wpływ działania czynników zewnętrznych, a więc erozji i denudacji stokowej jest zależny od budowy tektonicznej, przy czym pokazało się, iż erozja niszczy bardziej głowy warstw i czoła nasunięć, niż powierzchnie warstw. Erozja wypreparowuje wskutek tego stoki bardziej zgodnie z budową tektoniczną niż denudacja stokowa.

3. Czynnikiem zacierającym wpływ budowy tektonicznej, a co za tym idzie, drugim w kolejności czynnikiem, wpływającym na ukształtowanie stoków, jest skład petrograficzny skał, z których te skały są zbudowane.

## Résumé.

### **Sur la relation entre la déclivité des pentes et la structure géologique des chaînes dans les Karpates de Skole.**

Dans le travail présenté on tente d'analyser la liaison qui unit les effets de la dénudation et d'érosion avec la structure tectonique et lithologique dans le modelé des versants des chaînes karpatiques orientales. Le terrain d'étude n'embrasse qu'un petit tronçon des Karpates, notamment celui fermé dans le bassin hydrographique du fleuve Orawa et dans une partie de celui d'Opor, confluent de Stryj. L'étude du problème a été efficacement facilitée par les travaux et les levés géologiques antérieurs de R. Zuber, Wł. Szajnocha, J. Grzybowski, K. Tołwiński, St. Jaskólski, St. Krajewski, J. Styrnałówna et H. de Cizancourt

(cf. Bibliographie), tandis que pour les travaux touchant les questions de morphologie il faut citer le travail de Mr. H. Teisseyre. Les mesures puisées tantôt des cartes géologiques existantes (fig. 1), tantôt des données fournies par les levés personnels exécutés là, où les cartes manquaient, ont permis de construire trente cinq profils transversaux, qui recourent les chaînes montagneuses dont la direction dans cette partie des Karpates est commune, celle de Nord-Ouest -- Sud-Est. Parmi ces 35 profils — 17 intéressent le versant Nord, tandis que 18 le versant Sud des chaînes. Les mesures de la déclivité des pentes des versants ont été exécutées à l'aide d'un élisimètre et d'une boussole minière. On a obtenu le contrôle des mesures par les mesures répétées. Les profils sont basés sur le nivellement barométrique. Le long du tracé du profil ou du levé barométrique on a recherché les affleurements des roches ou on a pratiqué les puits des prospections pour obtenir les mesures de plongement et de la direction des couches.

Sur les multiples données numériques, obtenues par ces procédés, on a construit les profils, qui ont la même échelle des longueurs et des hauteurs — celle d'une dix-millénaire.

Pour mesurer la pente moyenne d'un versant, on a construit le triangle en traçant la ligne droite entre la base et le sommet de la courbe du profil. On a pris l'angle formé par cette ligne avec la ligne horizontale à la base pour la déclivité moyenne des pentes du dit versant. On a admis d'avance, que l'angle obtenu par cette voie sera de 10 ou 20 pour cent plus petit que celui, obtenu par calcul de la moyenne arithmétique de toutes les ruptures de la pente, affectant le profil donné.

Parmi les profils dressés (fig. 2), les uns remontent vers la crête de la chaîne par les fonds des vallées latérales ou le ravin, tandis que les autres suivent les arêtes ou les parties des flancs de vallée, séparant les deux ravins latéraux voisins. Les premiers je viens de nommer „les profils des vallées“ et les autres, „les profils des flancs“. Les tracés des profils traversent les unités structurales tectoniques suivantes: 1. les nappes renversées et monoclinales de: a) Skole, b) de Paraszka, c) de Zelemianka, d) pli de Mal-mannstal. Ces nappes monoclinales sont renversées et charriées les unes sur les autres venant du Sud vers le Nord. Les profils tranchent les dépôts du différent âge stratigraphique, celui d'oligocène, d'éocène et du crétacé.

On a comparé d'abord la déclivité moyenne des pentes sur les versants nord et sur ceux du Sud. Les données correspondantes on a rassemblé sur les tableaux A, B, C, D, E, F. D'étude de ce tableaux résultent les conclusions suivantes:

1. Les profils des versants Nord possèdent une pente plus raide et la différence entre la déclivité de pente sud dépasse  $5^{\circ} 30'$ . Il faut conclure, que l'érosion travaille avec plus d'efficacité par là, où elle attaque les couches dans le plan perpendiculaire à leur stratification, tandis que les progrès d'érosion sont relents sur les surfaces structurales des couches parallèles à leurs plans de stratification.

2. Grâce à l'intensité de l'érosion dans les thalwegs, les profils tracés dans les vallées latérales ont une pente plus élevée que ceux tracés par les flancs du vallon principal. Et ici nous trouvons la preuve de la formule établie: les pentes des profils de vallées sur les versants nord sont plus raides que celles des vallées sur les versants sud (Nord  $23^{\circ}$ — $26^{\circ}$ , Sud  $16^{\circ}$ — $21^{\circ}$ ).



Pour étudier la corrélation entre la déclivité des formes morphologiques — les fonds des vallées ou les flancs, et entre les plongements des couches traversés par les profils, on a calculé l'angle moyen de plongement des couches comme la moyenne arithmétique de tous les plongements observés le long de la trace du profil. Les observations ont été limitées au versant Sud pour lequel on peut trouver dans les tabelles les valeurs des pentes calculées des profils des vallées et celles des flancs à côté des angles des plongements des couches correspondantes. On peut juger d'après ces tabelles que les différences entre la pente moyenne et le moyen plongement des couches atteignent les proportions considérables et que l'angle du plongement est toujours plus grand que celui de la pente. Par exemple: là où la pente moyenne des profils des vallées se classe entre 14°—31°, par là l'angle du plongement se classe entre 34°—51°. Il faut noter que cette différence devient plus grande, si on prend en considération le profil des flancs et celui du plongement. Cette observation appuie notre conclusion sur le rôle dominant d'érosion comme agent principal du modelé de la pente des versants devançant les autres agents de dénudation — et se pliant mieux aux exigences de la structure tectonique.

Il nous faut encore envisager l'influence exercée sur la pente moyenne des versants par les complexes lithologiques composant les chaînes. Dans la région étudiée cette influence est évidente et joue un grand rôle dans la morphologie. Dans la table en bas, se trouvent les différentes valeurs de la pente moyenne aussi bien que ses valeurs extrêmes maxima et minima, observées et calculées pour les complexes des différentes roches de la région.

Complexes lithologiques	Différence moyenne des pentes	Différence	
		maxima	minima
Grès de Jamna . . . . .	20°	26°	12°30'
Les différentes roches crétaciques .	28°	34°	12°
Couches d'âge éocène . . . . .	29°	50°	15°
Silex . . . . .	29°30'	—	—
Schistes à ménilites . . . . .	30°	39°30'	22°30'

Les valeurs obtenues correspondent à peu près au coefficient de résistance des roches en question. Les pentes sont les plus différenciées dans les affleurements des schistes à menilites et les plus uniformes dans les terrains de grès de Jamna. Mais les valeurs obtenues ne peuvent être considérées comme définitivement établies, car elles proviennent des observations très limitées en nombre et les complexes dénommés „éocène“ ou „crétacé“ sont composés des roches très différentes (grès, schistes), donc leur réaction sur l'action des agents de dénudation devrait être plus différenciée.

On a cherché d'analyser la relation entre la résistance des roches et entre la pente moyenne des formes morphologiques, en appliquant la méthode de la corrélation. De 18 profils tirés pour le versant sud on a puisé la déclivité de la pente correspondante à chaque complexe lithologique, dont le coefficient de résistance est calculé à part. Pour calculer le coefficient de la corrélation on se sert de la formule suivante:

$$r = \frac{nv_2 + nv_2' - 2nv_1v_1' - \sum(e_k - e_k')^2}{n\sigma_x\sigma_y} \dots \dots \dots (67a)$$



d'après la formule puisée dans un des travaux de Mr. Czekański (voir la bibliographie No 11).

$$\begin{array}{rcl}
 n & = & 43 \\
 v_1 & = & 1,44 \\
 v_2 & = & 47,02 \\
 v_1' & = & 0,4186 \\
 v_2' & = & 1,49
 \end{array}
 \qquad
 \begin{array}{rcl}
 \sigma_x & = & 6,698 \\
 \sigma_y & = & 1,11 \\
 \Sigma (e_k - e_k')^2 & = & 1783 \\
 r & = & \mathbf{0,3929.}
 \end{array}$$

Les nombres enfermés dans la table, aussi bien que les nombres des valeurs moyennes correspondantes, permettent de voir, que nous avons à faire à une corrélation représentée par les lignes de regression, c'est à dire, que les deux phénomènes comparés sont liés par une relation directe.

A la résistance des roches plus grande correspond la pente plus grande, inversement, si la résistance des roches diminue, la pente devient plus douce. La valeur numérique du coefficient de corrélation est représentée par  $r = 0,3929$ . De la valeur considérable de ce coefficient on peut tirer la conclusion, que la relation est bien marquée: l'augmentation d'un phénomène de 1 provoque l'augmentation de l'autre de 0,4. Donc dans la formation des déclivités des pentes la structure lithologique des versants joue le rôle prépondérant, jusqu'à effacer parfois l'influence de la structure tectonique.

On a cherché à trouver sur la base de la considération précédente les relations, qui existent entre la structure tectonique, les propriétés pétrographiques des roches et entre les phénomènes de dénudation et d'érosion, se manifestant dans le paysage morphologique de la contrée.

Voilà les trois conclusions comme résultat de cette étude:

1. Dans cette partie des Karpates de Skole, les formes morphologiques des crêtes représentent la résultante de deux forces: a) celle passive, issue de la structure tectonique et lithologique et b) celle active, représentée par l'érosion et les autres agents de dénudation.

2. La structure tectonique exerce une influence décisive sur la morphologie des versants et leurs pentes. Toutes les actions des agents extérieurs, comme l'érosion et la dénudation des versants, sont subordonnées à la structure tectonique. L'érosion avance rapidement là, où elle attaque les couches dans leurs coupes transversales, s'attarde sur les surfaces des strata. La structure tectonique laisse son empreinte plus claire dans le travail d'érosion, que dans celui de la dénudation des versants.

3. Seul le caractère pétrographique des roches, qui entre dans la structure des versants, peut effacer l'influence de la structure tectonique et même il peut se mettre en tête des agents, à qui le paysage doit ses formes morphologiques.

#### Wykaz literatury cytowanej w pracy. — Bibliographie.

1. K. Tołwiński: Skolskie Karpaty Brzeżne z uwzględnieniem geologii Borysławia. Stacja geologiczna Borysław. Biuletyn 8, str. 1—144. Warszawa—Borysław 1925.

2. R. Zuber: Atlas geologiczny Galicji, zeszyt XVII.

3. Wł. Szajnocha: Atlas geologiczny Galicji, zeszyt XXIII.
4. J. Grzybowski: Atlas geologiczny Galicji, zeszyt XXV.
5. St. Jaskólski: Badania geologiczne okolicy Turki nad Stryjem. Sprawozdanie P. I. G. Warszawa 1932, str. 349—368.
6. St. Krajewski: Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w lecie 1926 r. w okolicy Mallmansthalu (arkusz Turka). Sprawozdanie P. I. G. tom IV, Warszawa 1927, str. 208—225.  
— Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1927 w okolicy Zubrzyce; arkusz Turka. Sprawozdania P. I. G. tom IV, Warszawa 1928, str. 536—554.  
— Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1931. Posiedz. Nauk. P. I. G., Nr. 33, Warszawa 1932, str. 8—10.
7. J. Styrnałówna i H. de Cizancourt: O budowie geologicznej Rybnika nad Stryjem. Kosmos 1925, str. 13—30.
8. A. Heim: Über Bergstürze. Neues Blatt der Naturforschenden Gesellschaft, Zürich 1882.
9. H. Teisseyre: Kilka drobnych obserwacyj morfologicznych z Karpat. Przegląd Geograficzny 1929, str. 330—347.
10. J. Czekanowski: Zarys metod statystycznych. Prace Twa Nauk. Warszawskiego Nr. 5., Warszawa 1913, str. 110—114.



Wojewódzki Urząd Wojewódzki w Warszawie  
Wydział Administracyjny  
Kancelaria

Warszawa, dnia 15 października 1954 r.

Dotyczy: ...

W sprawie ...

W przedmiocie ...

W związku z ...

Wobec ...

Wobec ...

Wobec ...

Wobec ...

Wobec ...

Wobec ...

Wobec ...

Wobec ...



Bogumił Krygowski.

## Przyczynek do znajomości pochylenia drzew na południowo-wschodnim Polesiu.

Pochylenie drzew jest według Pawłowskiego<sup>1</sup> zjawiskiem typowo klimatycznym i jako takie zasługuje na pilniejszą uwagę. Niewątpliwie zbadanie tego zagadnienia na terenie całej Polski rzuciłoby sporo światła na stosunki wietrzne naszego kraju.

Pawłowski, dając w roku 1925 inicytywę do zajęcia się powyższym problemem, sam opracowuje pochylenie drzew w Wielkopolsce, a następnie za jego przykładem J. Młodziejowski w roku 1931 na półwyspie Hel skim.<sup>2</sup> Oczywiście, to co dotychczas zrobiono w tej dziedzinie, to dopiero początek. Dlatego też zbieranie i opracowywanie odnośnych materiałów i na innych obszarach Polski posiada tym większe znaczenie. Praca bowiem syntetyczna, która mogłaby wnieść do klimatologii wiele interesujących szczegółów, może powstać dopiero po zbadaniu i opracowaniu pochylenia drzew na terenie całej Polski.

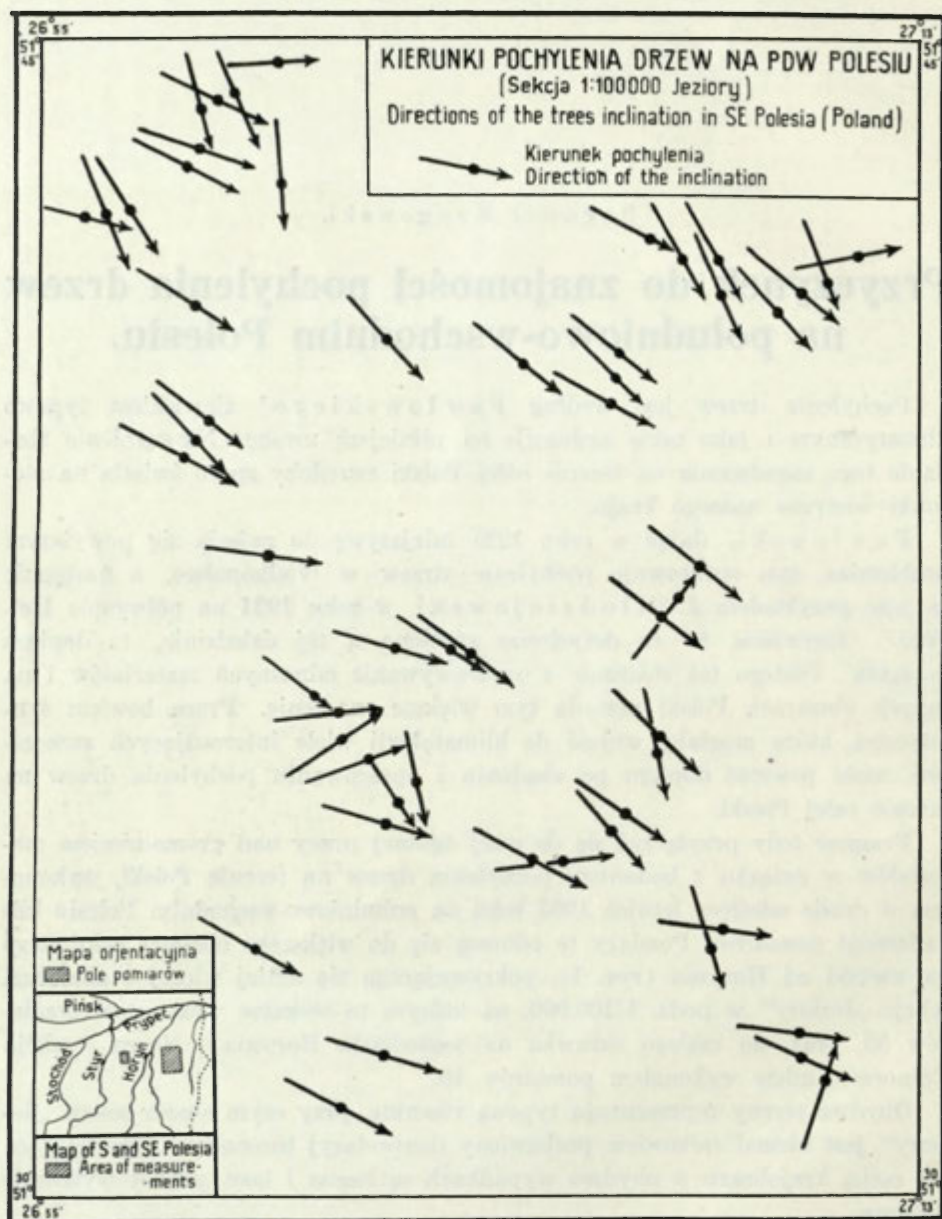
Pragnąc tedy przyłączyć się do owej ogólnej pracy nad gromadzeniem materiałów w związku z badaniem pochylenia drzew na terenie Polski, wykonałem w czasie miesięcy letnich 1935 roku na południowo-wschodnim Polesiu kilkadziesiąt pomiarów. Pomiaru te odnoszą się do większego obszaru położonego na wschód od Horynia (ryc. 1), pokrywającego się mniej więcej z obszarem sekcji „Jeziory“ w podz. 1/100.000, na którym to obszarze wykonałem pomiarów 55 oraz do małego skrawka na wododziale Horynia i Styru (sekcja Chinocze), gdzie wykonałem pomiarów 10.

Obydwa tereny reprezentują typową równinę, przy czym obszar sekcji „Jeziory“ jest niemal całkowicie pozbawiony deniwelacyj terenowych. Dominującą zaś cechą krajobrazu w obydwu wypadkach są bagna i lasy, prawie wyłącznie sosnowe.

---

<sup>1</sup> St. Pawłowski i J. Zwierzycki: O pochyleniu drzew na terenie Wielkopolski, *Badania Geograficzne nad Polską północno-zachodnią*, Poznań 1926, z. 1, str. 35—42.

<sup>2</sup> J. Młodziejowski: Nachylenie drzew na półwyspie Hel skim, *Badania Geograficzne nad Polską północno-zachodnią*, Poznań, 1931, z. 6—7, str. 173—176.



Ryc. 1. Mapa kierunków pochylenia drzew. — Map of direction of the trees-inclination.

Wędrując po puszczy zauważyłem, iż sosny młode nigdy prawie nie wykazują pochylenia nawet w wypadku, gdy rosną na skraju lasu. Za to sosny stare, o koronie rozłożystej, potężnych konarach, są z reguły silnie pochylone i to zarówno na skraju boru przy drodze, jak i daleko w głębi puszczy. Są to może jedyne drzewa nadające się na terenie południowego Polesia do pomiaru pochylenia pnia. Prócz bowiem klasycznego pochylenia i prawie jego jednokierunkowości stare sosny w przeciwieństwie do drzew innych są mniej więcej równomiernie rozsiane po całym omawianym terenie, co dla naszego zagadnienia posiada również pewne znaczenie. Drzewa te jako siewki czyli „matuszki“, rozprzestrzeniające las, oraz jako drzewa barciowe, ciesząc się u miejscowej ludności pewnym poszanowaniem, uszły siekierze nawet tam, gdzie człowiek wyciął lasy doszczętnie.

Imponujące okazy sosen-gigantów zachowały się, jeśli chodzi o Polesie południowe, prawie wyłącznie na obszarze położonym na wschód od rzeki Horuń. Sosny te, reprezentując w kilku wypadkach wspaniałe zabytki przyrody, zasługują w całej pełni na troskliwą ochronę (ryc. 2).

Zjawisko skręcania torsyjnego pni, obserwowane przez cytowanych już wyżej autorów w Wielkopolsce i na Półwyspie Helskim, jest na omawianym obszarze zjawiskiem powszechnym. Korony jednostronne tzw. sztandarowe — wynik działania jednokierunkowego wiatru — występują stosunkowo rzadko.

Co się tyczy następnie pomiarów, to wykonałem je według metody ustalonej przez Pawłowskięgo, mierząc kąt pochylenia oraz kierunek tego pochylenia. Sosny, które weszły w rachubę, wykazywały poważną grubość zazwyczaj powyżej 40 cm średnicy.

Wielkość kąta pochylenia — funkcja siły wiatru, zakotwiczenia drzewa oraz typu podłoża — aczkolwiek różnorodna zdradza pewne prawidłowości. I tak: na obszarach zupełnie otwartych, piaszczystych i mokrych pochylenie drzew



Ryc. 2. Olbrzymia barciowa sosna tzw. „Piśmiennica“ z okolic Olman. Widoczne silne pochylenie. — A big pine, from the investigated area. Notice the strong inclination of the pine.



jest silniejsze w porównaniu z pochyleniem drzew ukrytych w głębi boru lub rosnących na obszarach suchszych. W tym wypadku pochylenie bywa zwykle mniejsze. Gleba piaszczysta mokra, jako podłoże napół płynne, nawet przy dobrze rozwiniętym systemie korzeniowym drzewa, jest podstawą niepewną. W półpłynnej masie piaszczystej, pozbawionej lepiszcza ilastego, korzeń pod naporem wiatru, ustawicznie spychającego koronę w jednym kierunku, nie wytrzymuje naporu, przesuwają się, a co za tym idzie, drzewo przechyla się. Liczne wykroty sosny w lasach mokrych popierają to przypuszczenie. Jest to oczywiście tylko jedna z przyczyn pochylenia drzew.

Najsilniejsze pochylenie na omawianych obszarach wynosi  $37^\circ$  i zachodzi tylko w jednym wypadku. Poza tym w szczegółach pochylenie drzew przedstawia się następująco: 9 drzew wykazuje kąt pochylenia  $7^\circ$ , 5 —  $8^\circ$ , 4 —  $9^\circ$ , 4 —  $10^\circ$ , 5 —  $12^\circ$ , 6 —  $15^\circ$ , 5 —  $20^\circ$ , 4 —  $25^\circ$ , 3 —  $30^\circ$  po dwa drzewa wypadają na kąt:  $34^\circ$ ,  $35^\circ$ , po jednym na kąty:  $5^\circ$ ,  $16^\circ$ ,  $22^\circ$ ,  $27^\circ$ ,  $28^\circ$ ,  $31^\circ$ ,  $33^\circ$  i  $37^\circ$ .

Porównując powyższe zestawienie z danymi pochylenia drzew Półwyspu Helskiego<sup>3</sup> stwierdziłem, iż kąt pochylenia drzew na południowo-wschodnim Polesiu jest znacznie mniejszy niż na Półwyspie Helskim. Można by to wyjaśnić — jeśli kąt pochylenia jest istotnie następstwem częstotliwości pewnego przeważającego wiatru oraz jego siły — po pierwsze, znacznym oddaleniem Polesia od morza i po drugie, wielkimi puszcami, które — jak wiadomo — osłabiają siłę wiatru.

Co się tyczy kierunku pochylenia, to po uwzględnieniu deklinacji magnetycznej, przedstawia się on następująco (por. ryc. 1): łuk objęty krańcowymi kierunkami pochylenia drzew  $143^\circ$  SW i  $302^\circ$  NE wynosi  $159^\circ$ . Jest to rozwarłość łuku co prawda wielka, jednakże w obrębie tegoż łuku największa ilość kierunków, bo aż  $57,5\%$ , przypada na sektor SE (łuk  $45^\circ$ -stopniowy zawarty między  $202,5^\circ$  a  $247,5^\circ$ ). Na sektor E ( $247,5^\circ$ — $292,5^\circ$ ) wypadają  $24,2\%$ , na S ( $157,5^\circ$ — $202,5^\circ$ )  $15,1\%$ , na sektory NE i SW po  $1,6\%$  kierunków pochylenia.

Z poszczególnych kierunków, 7 drzew wykazuje kierunek  $240^\circ$ , 6 —  $230^\circ$ , 5 —  $220^\circ$ , 6 —  $200^\circ$  itd. Średni kierunek, obliczony na podstawie wszystkich pomiarów, wynosi  $236^\circ$  i zgadza się w dużym przybliżeniu z olbrzymią częścią kierunków pochylenia poszczególnych drzew.

Zestawiając wyżej podane kierunki pochylenia drzew na Polesiu z kierunkami pochylenia w Wielkopolsce,<sup>4</sup> jako krain wybitnie klimatycznie spokrewnionych, stwierdzamy, że: 1) kierunki pochylenia drzew na terenie południowo-wschodniego Polesia, nawet po wyeliminowaniu skrajnych danych, będących wynikiem warunków lokalnych, są bardziej chaotyczne niż w Wielkopolsce i 2) średni kierunek pochylenia drzew południowo-wschodniego Polesia  $236^\circ$  jest przesunięty o  $11^\circ$  ku południowi w odniesieniu do średniego kierunku pochylenia drzew w Wielkopolsce, który wynosi  $247^\circ$ .

<sup>3</sup> J. Młodziejowski: Nachylenie drzew... l. c.

<sup>4</sup> St. Pawłowski i J. Zwierzycki: O pochyleniu drzew... l. c.

Na koniec pozostaje jeszcze do omówienia zestawienie kierunków wiatrów Polesia z kierunkami pochylenia drzew. Dane dotyczące stosunków wietrznych Pińska (brak bezpośrednich danych klimatycznych dla obszaru zbadanego przez mnie) oraz Wołynia, podane niżej na załączonych tabelach, są zaczerpnięte z „Klimatologii ziem polskich“ R. Mereckiego.<sup>5</sup>

Pierwsza tabela ilustruje roczny przebieg wiatrów w Pińsku w % oraz częstotliwość pochylenia drzew również w %. Tabela druga przedstawia wiatry: W i E na Wołyniu w poszczególnych porach roku.

Tabela — table I.

Kierunek wiatrów — Winddirection . . .	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C*
Częstotliwość wiatrów w % — Frequency of the wind in %	9	7	12	13	11	10	15	13	10
Kierunek pochylenia drzew — Direction of the trees-inclination.	N→S	NE→SW	E→W	SE→NW	S→N	SW→NE	W→E	NW→SE	—
Częstotliwość pochylenia drzew w % — Frequency of the trees-inclination in %	15,1	1,6	—	—	—	1,6	24,2	57,5	—

Tabela — table II.

Pora roku — Year-seasons	Zima Winter			Wiosna Spring			Lato Summer			Jesień Autumn		
Kierunek wiatrów — Wind- direction . . . . .	W	E	C	W	E	C	W	E	C	W	E	C
Częstotliwość w % — Fre- quency in % . . . . .	46	42	12	44	42	14	54	27	19	50	32	18

Na tablicy pierwszej jest widoczny dość wyraźny związek pochylenia drzew z kierunkami wiatrów. I tak wiatr zachodni, o największej częstotliwości (15%), ma odpowiednik w 24,2% ogólnej ilości drzew o kierunku pochylenia z W na E. Wiatrowi północno-zachodniemu (13%) odpowiada pochylenie o kierunku z NW na SE. Kierunek ten wykazuje aż 57,5% ogólnej ilości drzew. Rzecz charakterystyczna, że wiatr południowo-wschodni o częstotliwości również 13% nie ma ani jednego drzewa, które naśladowałoby ten kierunek. Wiatry natomiast o mniejszej częstotliwości posiadają odpowiednik w pochyleniu drzew. Wiatr północny (9%) np. posiada 15,1% drzew z ogólnej ilości drzew pochylenych w odpowiednim kierunku, północno-wschodni (7%) — 1,6%, południowo-zachodni (10%) — 1,6% drzew.

<sup>5</sup> R. Merecki: Klimatologia ziem polskich, Warszawa 1915, str. 218—219.

\* C = cisza = calm.

Z powyższego wynika, iż do wiatrów o wyraźnej sile pochylenia drzew należą wiatry: N, W z wiatrem NW na czele. Ten ostatni pozostawia po sobie najwięcej śladów w przyrodzie.

Należy przypuszczać, że w procesie pochylenia drzew siła wiatru obok częstotliwości musi mieć dominujące znaczenie. Trudno bowiem wyjaśnić brak odpowiedników pochylenia drzew wiatrom (por. tab. I) w tym wypadku E, SE, S, wiatrom o pokaźnej częstotliwości. — Niestety, kwestii tej z braku danych o sile wiatrów, nie można definitywnie rozstrzygnąć.

Nie bez znaczenia wreszcie pozostają na zjawisko pochylenia pni pory roku, o czym poucza tabela druga, również — Niestety — pozbawiona danych, dotyczących siły wiatru. Na tabeli tej widać, iż w okresach zimy i wiosny wiatry z dwu zasadniczych kierunków W i E bezmała się równoważą. Inaczej za to jest w pozostałych porach roku, kiedy to wiatry z kierunków zachodnich przeważają: latem np. ilość wiatrów z kierunków zachodnich dochodzi do 54% wobec 27% wiatrów z kierunków wschodnich.

Jeśli przyjąć, na podstawie sporadycznej i niesystematycznej obserwacji siły wiatru na omawianym terenie, że wiatry zachodnie są tutaj na ogół gwałtowniejsze i silniejsze od wiatrów z kierunków wschodnich, to łatwo z tabeli wywnioskować, że pochylenie pni drzewnych może mieć miejsce przede wszystkim w lecie oraz z początkiem jesieni i końcem wiosny. W okresie zimy natomiast wobec wzmocnienia podstawy drzew (zakotwiczenie) na skutek zmarznięcia podłoża przy równowadze wiatrów z dwóch zasadniczych kierunków, proces pochylenia pni drzewnych jest — jak się zdaje — ograniczony do minimum.

Pochylenie zatem pni drzewnych na terenie południowo-wschodniego Polesia i w ogóle jest zjawiskiem złożonym i skomplikowanym. Zjawiskiem wymagającym badania z dwóch punktów widzenia: 1) geograficznego (klimat, rzeźba, podłoże) oraz 2) botanicznego (okresy najmniejszej wytrzymałości drzew na napór wiatrów).

Niemniej, mimo braku pewnych danych klimatycznych i florystycznych, wyraźnie wynika z powyższych rozważań, iż wiatrem „pochylającym“ drzewa na obszarze południowego Polesia są wiatry z kierunków zachodnich z wiatrem północno-zachodnim (NW) na czele, któremu też odpowiada średni kierunek pochylenia drzew.

I na odległym więc od Atlantyku Polesiu zaznacza się jego wpływ dzięki wiatrom z kierunków zachodnich.



## R é s u m é.

**Inclination of the trees in SE Polesie.**

The trees-inclination (it means the angle between the trees-block and the verticalness) is known in whole Poland.

St. Pawłowski,<sup>1</sup> after having investigated this interesting statement in Poland, was the first to assert, the tree-inclination can be explained only by the action of prevailing winds.

The results of the trees-inclinations measurements and their direction, are given in this work (which was executed by the author in SE Polesie during the Summer of 1935).

Almost the whole area of this terraine is covered by swamps and pine-forests. In these last are growing old pines and often also on the islands lying among swamps. These often magnificent trees (see Fig. 2) are the biggest ones in this part of Poland. As a rule, they are strongly inclined. On the contrary, the young pines, as well as the other trees, chiefly are not inclined, or only very few of them.

According to this fact, I have measured the inclination and its direction only on the old and big pines.

The quantity of the measured pines is of 70 trees. According to the measurement I have done, the trees-bending oscilates from 5° to 25°, with the maximal measured inclination of 37°.

The power of the inclination results from the following factors:

- 1) power and direction of wind,
- 2) kind of soil,
- 3) kind of trees,
- 4) terrain-relief a. s. o.

Direction of the inclination of the pine-block is represented on the adjoined map, Fig. 1. As is it to be seen on the map and on the adjoined tables I and II page 23, 57% of trees are inclined into the direction from NW to SE, 20% from E to W a. s. o.

Generally the majority of the inclinations falls on the sectors SE and S.

If we compare further on the inclination-directions with the wind-directions of this terraine we see (tables I and II page 23) a characteristic accordancy. Without doubt, we have here a definite connection between prevailing wind and the inclination-direction.

It results from the tables, that the winds from the west directions have the biggest frequency. Especially im Summer and Autumn. It seems to me, that even these prevailing winds of west directions are, also in this terrain, the principal cause, of the trees-inclination in the definite direction.

---

<sup>1</sup> St. Pawłowski i J. Zwierzycki: Sur l'inclinaison des arbres dans la voïevodie de Poznań. Études géographiques sur la Pologne du Nord-Ouest. Livr. 1, Poznań 1926, p. 41—42.

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

...the ... of the ...

Z o f i a P a e z o s k a.

## Zamarzanie rzek w Polsce.

### Wstęp.

Praca niniejsza składa się z dwóch części. Część pierwsza daje charakterystykę zjawisk lodowych na rzekach polskich na podstawie zebranych dat powstawania i zanikania lodu; w części drugiej badana jest zależność zamarzania od temperatury powietrza oraz wodostanu i objętości przepływu.

Podstawą tego studium były wieloletnie obserwacje na sześciu najstarszych stacjach wodowskazowych i meteorologicznych, drukowane w Rocznikach Hydrograficznych i Meteorologicznych, względnie w innych wydawnictwach jak również materiały nie opublikowane, znajdujące się w Państwowym Instytucie Meteorologicznym i w Instytucie Hydrograficznym.

Literaturze hydrograficznej zawdzięczam informacje o rozwoju i stanie obecnym zagadnienia zamarzania rzek oraz możliwość poznania metod naukowego opracowania materiału.

Niekompletność danych, a w niektórych wypadkach zbyt krótki okres obserwacji nie pozwoliły na wyprowadzenie wniosków w formie definitywnej. Mają one raczej charakter hipotez, o których przyjęciu lub odrzuceniu zdecydują dalsze badania.

### Część pierwsza.

W części pierwszej podaję ogólną charakterystykę zjawisk lodowych. Zjawiska lodowe bywają zwykle charakteryzowane przez daty średnie lub krańcowe powstawania i zanikania lodu, względnie przez okresy zawarte pomiędzy tymi datami (K o l b e r g, S ł o w i k o w s k i, R o m e r, P a w ł o w s k i, Z u b r z y e k i, K w i a t k o w s k i).

Pełniejszy obraz można uzyskać przez zbadanie powtarzalności powyższych zjawisk w celu uwydatnienia najczęstszych dat ich występowania, na co pierwszy zwrócił u nas uwagę S t. P a w ł o w s k i (35).<sup>1</sup>

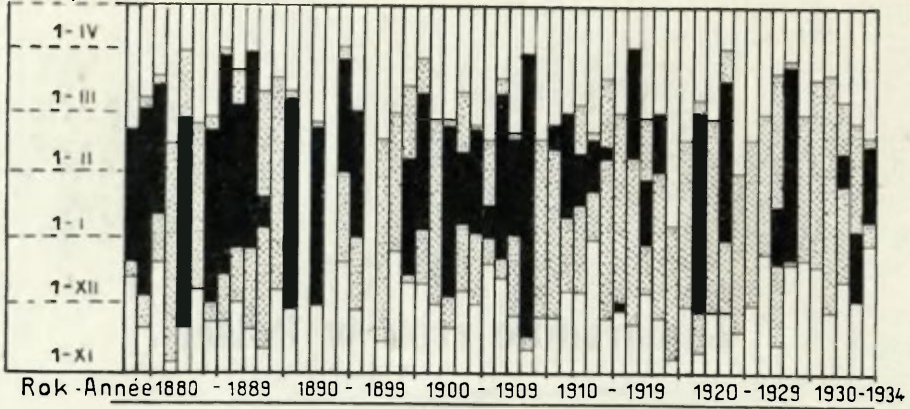
---

<sup>1</sup> Cyfry w nawiasach odnoszą się do wykazu literatury.



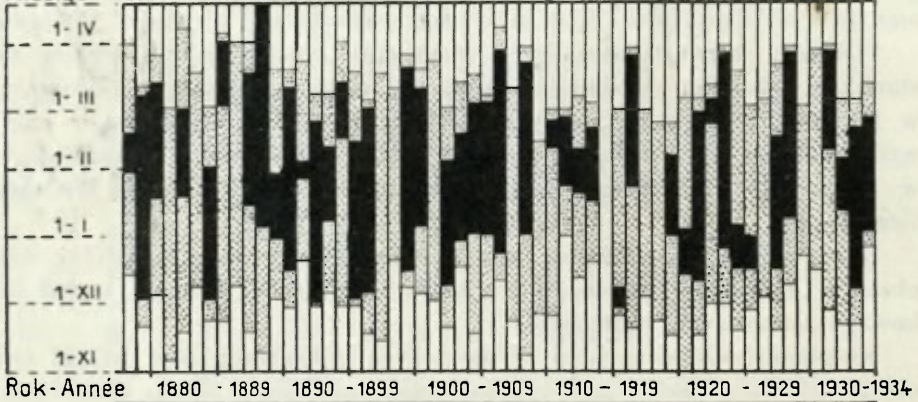
Warta pod Poznaniem. — Warta à Poznań.

Miesiąc - Mois



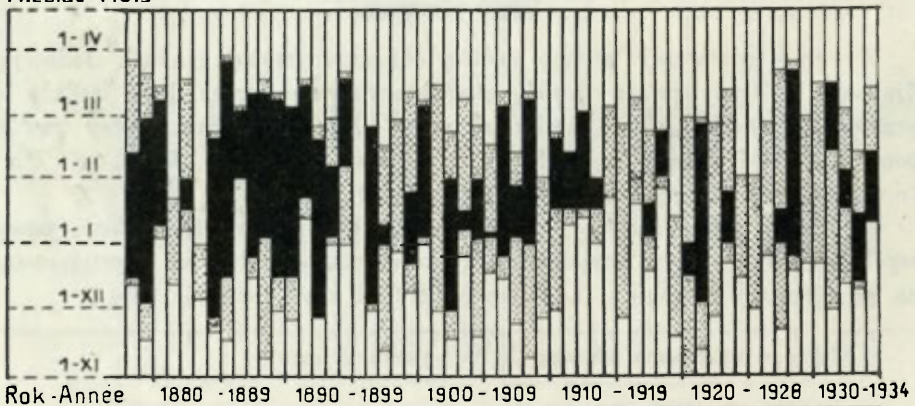
Wisła pod Warszawą. — Vistule à Varsovie.

Miesiąc - Mois

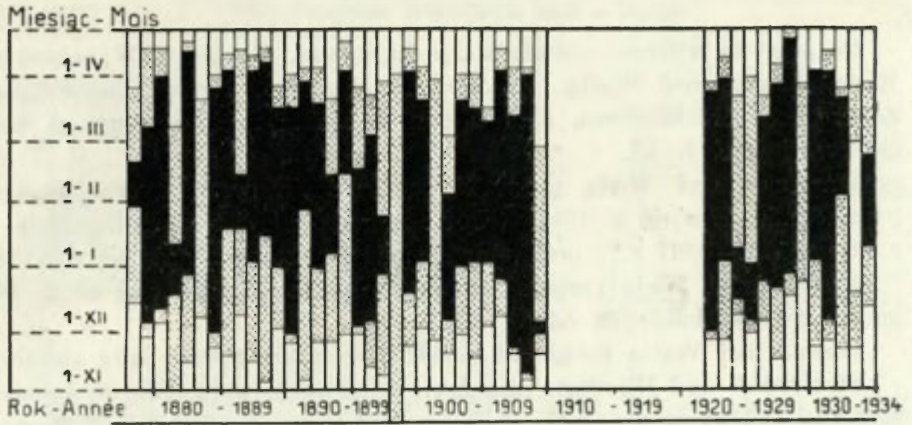


Wisła pod Krakowem. — Vistule à Cracovie.

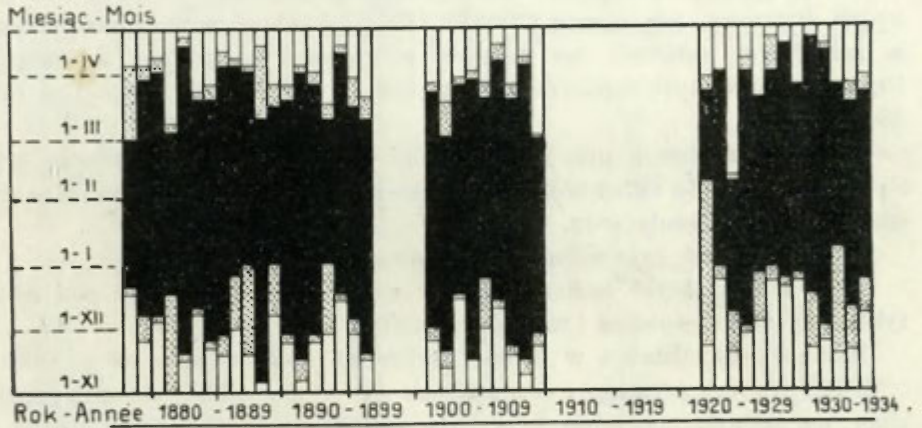
Miesiąc - Mois



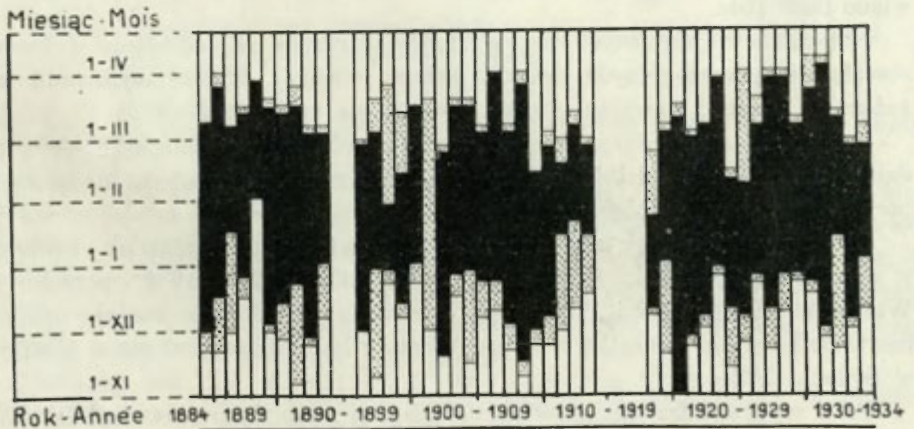
Niemen pod Grodnem. — Niemen à Grodno.



Prypeć pod Nyrczą. — Prypeć à Nyrza.



Dniestr pod Zaleszczykami. — Dniestr à Zaleszczyki.



woda / eau  
 sryż i kra / glace flottante  
 pokrywa lodowa / couche de glace



Do obliczeń wybrane zostały stacje najstarsze: Kraków i Warszawa nad Wisłą, Poznań nad Wartą, Grodno nad Niemnem, Nyrcza nad Prypecią, Zaleszczyki nad Dniestrem, a to w celu uzyskania możliwie długiego okresu obserwacji (tab. 1—6).

Warszawa nad Wisłą prowadzi spostrzeżenia systematyczne stawania i puszczania lodu od r. 1818. (Kolberg podaje jeszcze kilkanaście dat z okresu 1724—1817 r.); notowania śryżu i kry rozpoczynają się w r. 1878.

Kraków nad Wisłą posiada obserwacje pokrywy lodowej od r. 1824, innych zjawisk lodowych od r. 1867.

Poznań nad Wartą notuje od r. 1822 wszystkie postaci lodu rzecznego.

W Grodnie nad Niemnem rozpoczęto obserwacje w r. 1864, w Zaleszczykach nad Dniestrem w r. 1867, w Nyrczy nad Prypecią (przy ujściu Horynia) w r. 1877.

Materiały z tych stacji nie są kompletne. Przyczyniła się do tego zarówno wojna światowa, jak i inne powody. Zebrane obserwacje zostały podane w załączonych tablicach bez żadnych poprawek i uzupełnień. Jedynie dla Prypoci część danych zapożyczona jest ze stacji Mozyrz, znajdującej się obecnie za granicą.

Za okres zlodzenia przyjęto ilość dni pomiędzy datą pierwszego śryżu i ostatniej kry. Za okres pokrywy lodowej przyjęto ilość dni pomiędzy datą stabilizacji i ruszenia lodu.

Kreski zamiast cyfr oznaczają niezamarzanie.

Przy kilkakrotnych zamarzaniach w ciągu zimy brane były pod uwagę tylko daty najwcześniejsza i najpóźniejsza (ryc. 1).

Rycina 1 przedstawia w formie graficznej dane 56-letnie od r. 1878 do r. 1934. Na osi poziomej rozmieszczone są w porządku chronologicznym zimy, na osi pionowej odmierzone daty występowania zjawisk lodowych.

W celu wyróżnienia okresów pokrywy i zlodzenia lód stały oznaczony został barwą czarną, śryż i kra kropkami, na oznaczenie wody bez lodu pozostawiono białe pole.

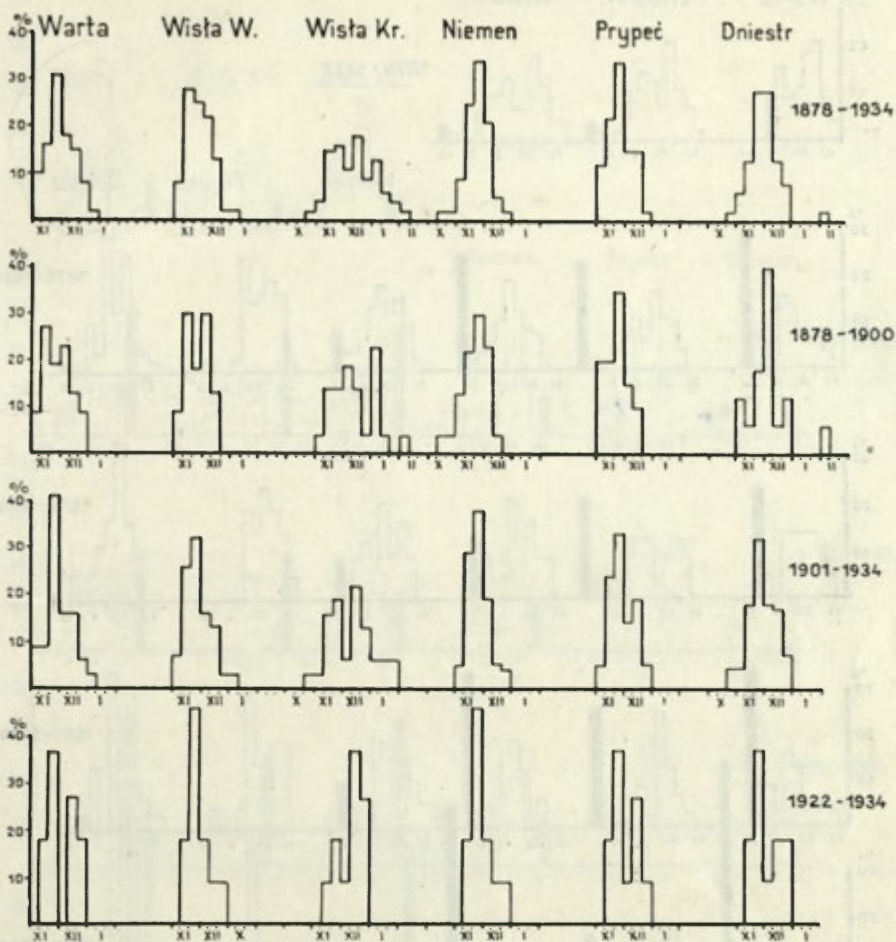
Obliczenia najczęstszych dat występowania zjawisk lodowych wykonane zostały dla poszczególnych dekad każdego miesiąca, a ilość wypadków wyrażona w % całej sumy spostrzeżeń, podana na rycinach 2—5.

Jako jednostkę miary czasu obrano dekadę, gdyż dokładność przy podziale na mniejsze odcinki byłaby problematyczna ze względu na wzrastający wpływ błędów obserwacji.

Dla wszystkich rzek zbadana została powtarzalność zjawisk lodowych w okresach 1878—1934, 1878—1900, 1901—1934 i 1922—1934; ponadto dla Warty pod Poznaniem i Wisły pod Warszawą i Krakowem została ustalona powtarzalność dat początku i końca pokrywy lodowej oraz okresów pokrywy w 50-leciu 1824—1877.

Przy wyprowadzaniu wniosków obserwacje stacji Kraków i Zaleszczyki



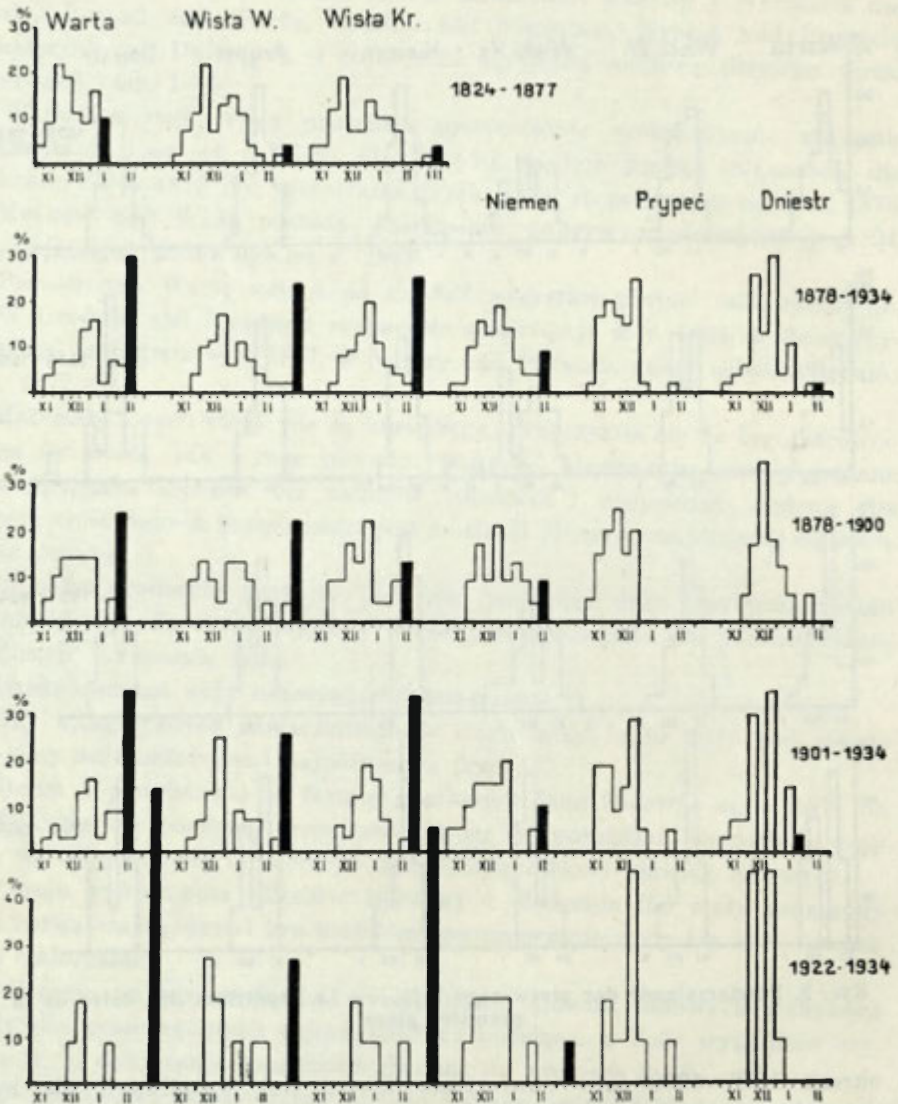


Ryc. 2. Powtarzalność dat pierwszego lodu. — La répétition des dates de la première glace.

z okresu 1878—1900 jako zawierające szereg dat wątpliwych nie były uwzględnione.

Celem tego studium jest zobrazowanie ogólnego charakteru zjawisk zlodzenia i uwydatnienie istniejących maksimów występowania owych zjawisk. Ponieważ wyraża się owe maksima procentowo w stosunku do rzeczywistych sum spostrzeżeń, więc luki w materiale nie mogły bardzo zaważyć na wynikach, zwłaszcza, że w myśl prawa prawdopodobieństwa odpadają przy tym zarówno wypadki typowe jak i nietypowe.

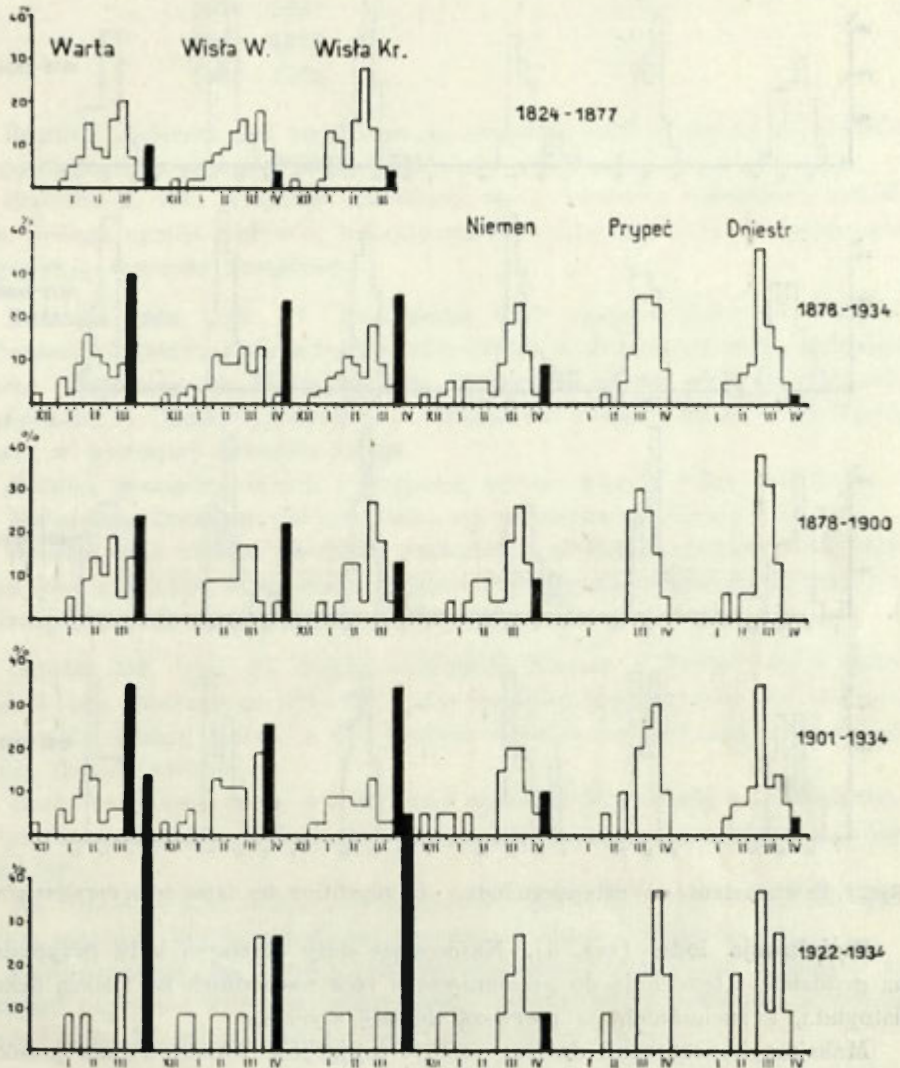
**Pierwszy lód** (ryc. 2). Pierwszy lód zjawia się na rzekach w postaci śryżu i kawałków lodu dennego, płynących z wodą.



Ryc. 3. Powtarzalność dat stabilizacji lodu. — La répétition des dates de la stabilisation de la glace.

(Słupczek czarny oznacza niezamarzanie. — La colonne noire — le manque de la glace).

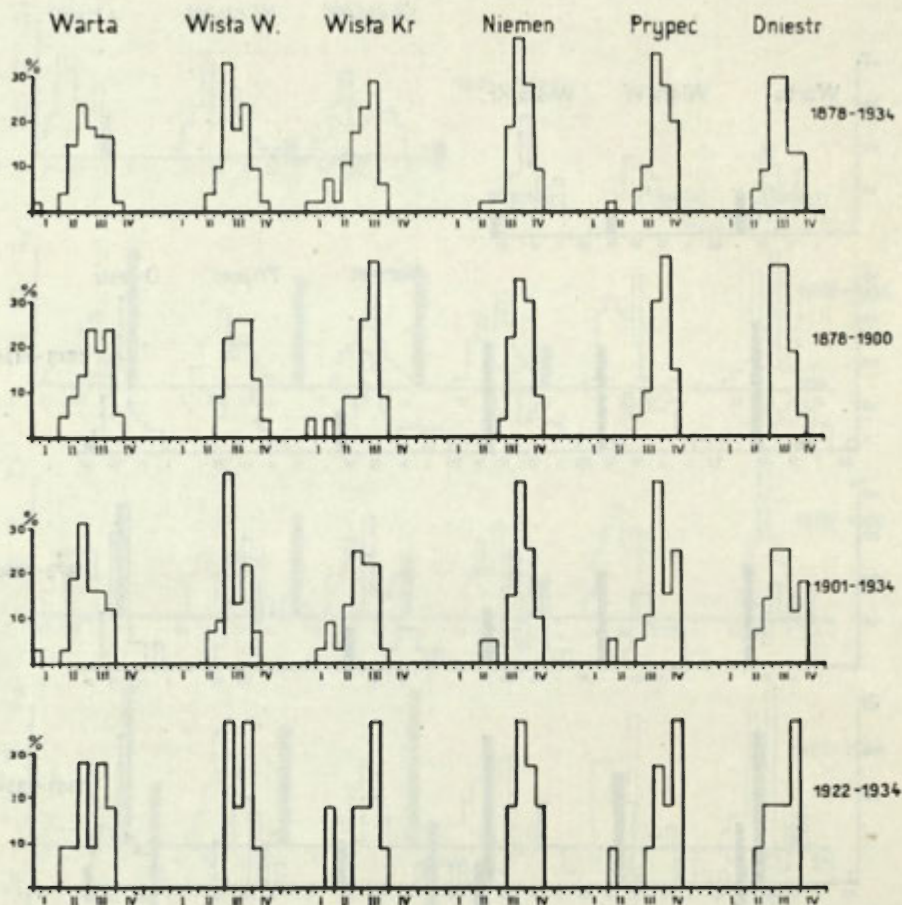
Porównanie ze sobą dat wykazuje, że na wszystkich omawianych rzekach pierwszy lód najczęściej zjawia się w trzeciej dekadzie listopada. Maksimum to jest ostro zaznaczone i wynosi 35—45% ogólnej ilości spostrzeżeń. Wyjątek stanowi Wisła pod Krakowem, dla której maksimum (25—35%) przypada na drugą dekadę grudnia.



Ryc. 4. Powtarzalność dat ruszania lodu. — La répétition des dates de la débâcle.

Jednoczesność zjawiania się pierwszego lodu na wszystkich rzekach bez względu na ich położenie geograficzne jest niewątpliwie odzwierciedleniem jednolitości jesiennych warunków klimatycznych na obszarze Polski, bez względu na to czy sryż tworzy się w miejscu obserwacji, czy też, jak bywa częściej, napływa z góry rzeki.





Ryc. 5. Powtarzalność dat ostatniego lodu. — La répétition des dates de la dernière glace.

**Stabilizacja lodu** (ryc. 3). Najczęstsze daty stawania lodu przypadają na grudzień, z tendencją do przesunięcia u rzek wschodnich na trzecią dekadę listopada, u zachodnich na pierwszą dekadę stycznia.

Maksyma koncentracji dat na ogół (z wyjątkiem Dniestru) nie przekraczają 25%.

Niezamarzanie ma miejsce najczęściej na Warcie, najrzadziej na Niemnie, nie zdarzyło się zaś ani razu na Prypeci.

Charakterystyczne jest stopniowe zwiększanie się ilości niezamarzań na przestrzeni stulecia:

W okresie 1824—1877	Warta pod Poznaniem	10%	Wisła pod Warszawą	4%
1878—1900	„ „ „	24%	„ „ „	22%
1901—1934	„ „ „	35%	„ „ „	26%
1922—1934	„ „ „	64%	„ „ „	27%

1824—1877	Wisła	pod Krakowem	4%
1878—1900	„	„	13%
1901—1934	„	„	34%
1922—1934	„	„	55%

Również widoczne jest opóźnianie się stawania lodu w okresie 1878—1934 w porównaniu z okresem 1824—1877.

Stabilizacja lodu wykazuje opóźnianie się w kierunku południowo-zachodnim. Jednak oprócz wpływów klimatycznych wielką rolę przy stawaniu lodu odgrywają warunki przepływu.

**Ruszanie lodu** (ryc. 4). Najczęstsze daty ruszania lodu na Niemnie i Prypeci koncentrują się wyraźnie (30—35%) w drugiej i trzeciej dekadzie marca. Natomiast na Wiśle tworzą maksima (zresztą słabo zaznaczone) w pierwszej — (Kraków) i drugiej — (Warszawa) dekadzie marca, a na Warcie nawet w pierwszej dekadzie lutego.

Różnica pomiędzy Wartą i Prypecią wynosi prawie jeden miesiąc.

Maksimum Dniestru (35%) mieści się w pierwszej dekadzie marca.

Istnieje więc różnica pomiędzy wschodem i zachodem, jednak obok przyczyn klimatycznych w zjawisku ruszania lodu jeszcze większą niż przy stabilizacji rolę odgrywa przepływ, zwłaszcza w czasie wezbrań.

**Ostatni lód** (ryc. 5). Rzeki wschodnie Niemen i Prypeć mają późne zejście lodu. Maksimum (30—40%) dat ostatniej kry przypada dla obu rzek na trzecią dekadę marca, a dla Prypeci również na pierwszą, a nawet na drugą dekadę kwietnia.

Rzeki zachodnie mają wcześniejsze zejście lodu: Wisła pod Warszawą w pierwszej dekadzie marca (25—40%), Warta w trzeciej dekadzie lutego (25—30%).

Na Dniestrze i na Wiśle pod Krakowem maksimum (20—40%) dat spłynięcia ostatniej kry przypada na pierwszą i drugą dekadę marca.

Opóźnianie się dat zejścia lodu ku wschodowi można bez większych zastrzeżeń przypisać wyłącznie późniejszemu ocieplaniu się powietrza, a tym samym i późniejszemu podnoszeniu się temperatury wody.

**Okres zlodzenia** (pierwszy lód — ostatni lód, tab. 7). W związku z późniejszym zejściem lodu na rzekach wschodnich w r a s t a k u w s c h o d o w i d ł u g o ś ć o k r e s u z l o d z e n i a.

Jednak o ile np. na Prypeci okres zlodzenia jest prawie równy okresowi pokrywy, a więc śryż i kra trwają krótko, o tyle na Warcie i Wiśle obserwuje się zjawisko odwrotne: przewaga śryżu i kry nad pokrywą.<sup>2</sup>

<sup>2</sup> Brane tu jest pod uwagę wypełnienie śryżem i kra przerw w pokrywie, co nie jest zaznaczone na rysunkach.

**Tab. 7. — Powtarzalność okresów zlodzenia**  
**La répétition des périodes de la congélation**

Ilość dni Quantité de jours	1878—1934						1901—1934					
	Warta	Wisła W.	Wisła Kr.	Niemen	Prypeć	Dniestr	Warta	Wisła W.	Wisła Kr.	Niemen	Prypeć	Dniestr
	‰						‰					
1—10												
11—20												
21—30			6.0					6.0				
31—40			6.0					3.0				
41—50	2.0		6.0				3.0					
51—60	2.0	2.0	9.0			2.0	3.0	3.0	13.0			
61—70	8.0		17.0				9.0		13.0			
71—80	10.0	6.0	3.0			9.0	13.0	10.0	3.0			14.0
81—90	21.0	7.0	18.0		2.0	17.0	28.0	10.0	22.0		5.0	14.0
91—100	23.0	22.0	17.0	9.0	5.0	23.0	23.0	23.0	13.0	15.0	10.0	22.0
101—110	15.0	22.0	7.0	12.0	18.0	19.0	3.0	13.0	9.0	15.0	15.0	14.0
111—120	4.0	16.0	2.0	17.0	13.0	9.0	6.0	19.0	3.0	20.0	20.0	14.0
121—130	13.0	15.0	7.0	23.0	36.0	12.0	9.0	19.0	6.0	15.0	30.0	11.0
131—140	2.0	6.0	2.0	21.0	8.0	7.0	3.0			20.0	5.0	7.0
141—150		2.0		14.0	16.0	2.0		3.0		15.0	15.0	4.0
151—160				2.0	2.0							
161—170		2.0		2.0								
	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Podług danych 1878—1934 r. najczęstszy okres zlodzenia posiada:

Wisła pod Krakowem 81—90 dni      Wisła pod Warszawą 91—110 dni  
 Warta i Dniestr . . 91—100 „      Niemen i Prypeć . 121—130 „

**Tab. 8. — Powtarzalność okresów pokrywy lodowej**  
**La répétition des périodes de la couverture de glace**

Ilość dni Quantité de jours	1824—1877			1878—1934					
	Warta	Wisła W.	Wisła Kr.	Warta	Wisła W.	Wisła Kr.	Niemen	Prypeć	Dniestr
	‰			‰					
0	10.0	4.0	4.0	30.0	24.0	25.0	9.0		2.0
1—10	3.0	2.0	7.0	4.0	4.0	3.0	2.0		
11—20		3.0	7.0	8.0	7.0	11.0	2.0		
21—30	3.0	4.0	7.0	8.0	11.0	11.0	12.0		
31—40		4.0	7.0	4.0	9.0	11.0	2.0	3.0	5.0
41—50	6.0	9.0	10.0	6.0	6.0	6.0	2.0		9.0
51—60	11.0	6.0	10.0	5.0	4.0	9.0	5.0		7.0
61—70	16.0	11.0	7.0	10.0	13.0	3.0	5.0	5.0	14.0
71—80	9.0	20.0	16.0	5.0	2.0	6.0	19.0	13.0	14.0
81—90	9.0	11.0	10.0	8.0	9.0	13.0	12.0	8.0	19.0
91—100	9.0	9.0	7.0	8.0	9.0		5.0	15.0	16.0
101—110	13.0	2.0	4.0	2.0	2.0	2.0	14.0	5.0	7.0
111—120	11.0	9.0	4.0				9.0	28.0	
121—130		6.0		2.0			2.0	10.0	7.0
131—140								10.0	
141—150								3.0	
	100	100	100	100	100	100	100	100	100



**Okres pokrywy** (tab. 8). Za okres pokrywy uważany był okres zawarty pomiędzy datami skrajnymi stawania i ruszania lodu, bez względu na przerwę.

W rzeczywistości na zachodzie pokrywa tworzy się i rozpada kilka razy w ciągu zimy.

Podług danych 1878—1934 r. okres pokrywy najczęściej trwa:

na Warcie i Wiśle pod Warszawą . . . . .	61— 70 dni
„ Niemnie . . . . .	71— 80 „
„ Dniestrze . . . . .	81— 90 „
„ Prypeci . . . . .	111—120 „

Z zestawienia długości okresów pokrywy w latach 1824—1877 oraz 1878—1934 wynika zmniejszenie się okresu pokrywy na Wiśle pod Warszawą zgodnie z wnioskami Kwiatkowskiego (52), jednak nie daje się zauważyć na Wiśle pod Krakowem i na Warcie.

Natomiast zupełnie wyraźne (jak było podane wyżej) jest zwiększenie wypadków niezamarzania na przestrzeni stulecia.

Badanie powtarzalności daje pełniejszą charakterystykę zjawisk lodowych niż średnia arytmetyczna, a przyjęcie daty najczęstszej za normalną wynika z założenia, że zjawiskiem normalnym nazywamy to, co się często powtarza.

Średnia arytmetyczna jako wielkość nierealna nie jest związana z miejscem najczęstszych dat i może tylko w tym wypadku przypaść w miejscu największej koncentracji, gdy wykres powtarzalności ma kształt symetryczny o jednym maksimum. W razie jednak ugrupowania asymetrycznego średnia odbiega od maksimum, a nawet może się zdarzyć, że przypadnie w miejscu minimum koncentracji (przy kilku maksimach).

Oto dla przykładu średnie daty stawania lodu w okresie 1824—1877 r. obliczone z tych samych danych co daty najczęstsze:

średnia dla Warty pod Poznaniem	9/XII
„ Wisły pod Warszawą	19/XII
„ Wisły pod Krakowem	24/XII

Żadna z nich nie przypada w miejscu największego skupienia, a w obu ostatnich wypadkach średnie daty leżą w depresji (por. ryc. 3).

Podobną rozbieżność zauważył Szirkin (75) przy zamarzaniu górnego Dniepru, w którym z ogólnej ilości 30 zamarzań zaledwie 4 znalazły się w tej dekadzie (pierwsza dekada grudnia), co średnia arytmetyczna.

Bogdanow (88) proponuje wyrażać koncentrację dat zjawisk lodowych nie przez podział na klasy (dekady), lecz sposobem przybliżonym za pomocą współczynników koncentracji. Współczynniki koncentracji  $P_1$  i  $P_2$  dla

pierwszej i drugiej połowy szeregu wzrastających dat obliczane są podług wzoru G ł u s z k o w a :

$$P_1 = \frac{M - H_0}{M - K_1} \cdot P_2 = \frac{H_1 - M}{K_2 - M},$$

w którym  $M$  oznacza medianę (wartość środkową) szeregu,  $H_0$  i  $H_1$  -- skrajne, a  $K_1$  i  $K_2$  kwadryliany (ćwiartkowe).

Sposób ten przy jednakowej stracie czasu daje wyniki mniej dokładne.

### Część druga.

Część druga pracy zawiera rozważania nad stosunkiem zlodzenia do temperatury powietrza i do stanu wody w rzekach.

W procesie tworzenia się lodu bierze udział cała masa wody nawet wtedy, gdy krystalizacja odbywa się tylko na powierzchni.

Ochłodzenie się bowiem tej powierzchni do temperatury poniżej  $0^{\circ} \text{C}$  staje się możliwe dopiero po ochłodzeniu całej masy wody do temperatury co najmniej  $4^{\circ} \text{C}$ .

A więc zamarzanie powinno zależeć od masy wody, a ściślej od masy wody, przypadającej na jednostkę powierzchni, przez którą odbywa się promieniowanie.

W wodach płynących wchodzi w grę jeszcze ruch wody. Za łączną miarę masy wody i jej ruchu może być uważana objętość przepływu tj. ilość wody przepływającej przez dany przekrój rzeki w jednostce czasu. Objętość przepływu jest związana z poziomem wody w rzece. Zmiany zaś poziomu wody w rzekach, mierzone od dowolnie obranego lecz stałego zera, nie będąc miarą rzeczywistego przyrostu masy wodnej, odzwierciedlają jednak jego kierunek i natężenie.

Kwestią zależności zamarzania od wodostanu zainteresował się w r. 1903 geofizyk rosyjski S z o s t a k o w i e z (22).

Wprowadził on pojęcie tzw. sum zimna. Tworzył je przez sumowanie wszystkich średnich temperatur dziennych powietrza od dnia, w którym średnia dzienna spadła poniżej  $0^{\circ} \text{C}$ , do dnia zamarznięcia rzeki. Analogicznie do tego obliczał sumy ciepła przy zejściu lodu na wiosnę. W pracy jego podane zostały krzywe sum zimna i średnich wodostanów (z ostatnich dwóch miesięcy przed zamarznięciem), które mają przebieg równoległy.

Wśród pięciu przytoczonych przez autora przykładów znajduje się również Wisła pod Mniszewem.

Późniejsze prace (54, 55, 60) tegoż autora zawierają oprócz szeregu nowych danych również próby wyprowadzenia wniosków do celów prognozy zamarzania.

W r. 1905 podjęto w Niemczech (27) i w Danii (51) obliczanie sum zimna

dla morza. Od tego czasu Duński Instytut Meteorologiczny prowadzi stałą rubrykę „Kuldesum“ w rocznikach „Isforholdene i de Danske Farwande“ (83).

Niezależnie od tego St. Pawłowski badał w r. 1912 (35 b) zależność pojawiania się śryżu lub stałej pokrywy lodowej na Wiśle pod Krakowem, obliczając średnią nocną temperaturę powietrza w dziesięcioleciu 1898/99 do 1907/08. Pojawianie się śryżu na Wiśle pod Krakowem odbywało się przy temperaturze średniej nocnej powietrza  $-6.6^{\circ}$ , a stawanie pokrywy lodowej przy temperaturze  $-13.7^{\circ}$ .

Niżej podaję próbę ustalenia związku pomiędzy zamarzaniem, a temperaturą powietrza i wodostanami (względnie objętością przepływu) rzek polskich.

Ilość lat, dla których można było skompletować potrzebne elementy, jest bardzo niewielka.

Złożyły się na to następujące przyczyny:

- 1) trudność uzyskania dla dawnych lat temperatur powietrza in extenso (nie przekształconych w średnie miesięczne),
- 2) krótki okres działania niektórych stacji meteorologicznych,
- 3) konieczność wyłączenia zim, w których rzeka nie stawała.

Materiały okresu przedwojennego pozwoliły na przeprowadzenie obliczenia sum zimna dla Wisły pod Warszawą w 8-leciu 1888/89—1895/96. Sumom zimna odpowiada średni wodostan za ten sam okres czasu (wyrażony w setnych częściach sążnia rosyjskiego).

Poniżej zamieszczone są tabelki sum zimna dla pierwszego śryżu oraz dla stabilizacji lodu:

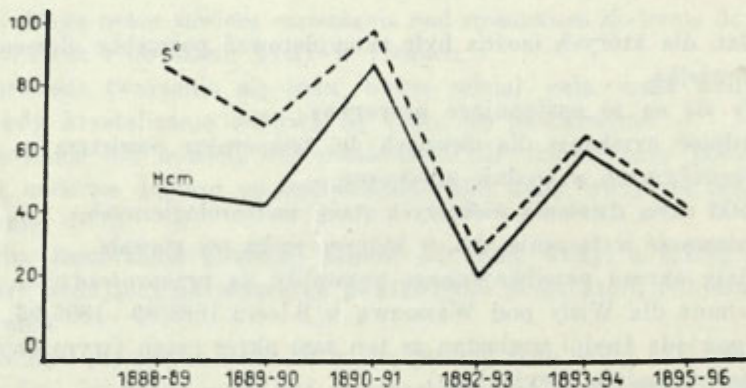
Rok	Data pierwszego śryżu	Suma zimna	Wodostan średni
1888/89	7/XI	-15.4	25
1889/90	2/XII	-5.8	32
1890/91	26/XI	-12.5	42
1891/92	18/XII	-4.5	30
1892/93	26/XI	-4.6	19
1893/94	4/XII	-4.2	82
1894/95	28/XI	-4.8	35
1895/96	27/XI	-9.4	33

Rok	Data stabilizacji lodu	Suma zimna	Wodostan średni
1888/89	4/1	-86	46
1889/90	26/XII	-66	41
1890/91	13/XII	-97	86
1891/92	24/1	-147	32
1892/93	29/XI	-28	20
1893/94	5/1	-63	59
1894/95	11/11	-174	46
1895/96	2/XII	-44	42



Z pierwszej tabelki wynika, że sumy zimna, powodujące zjawienie się śryżu wahają się w granicach od  $-4^{\circ}$  do  $-15^{\circ}$  i nie zależą od wodostanu. Powodem tego jest zapewne tworzenie się śryżu nie w miejscu obserwacji, lecz wyżej, w innych warunkach wodostawnych. O ile śryż powstaje wcześniej, a więc jak to się zdarzyło w zimie 1888/89, wymaga to szczególnie silnego oziębienia.

Z drugiej tabelki widać, że sumy zimna potrzebne do stabilizacji lodu są na ogół wyższe jak przy pierwszym śryżu. W sześciu wypadkach wykazują one zależność od wodostanu; w dwu pozostałych (r. 1891/92—1894/95) sumy zimna w porównaniu z wodostanem są bardzo



Ryc. 6. Wodostany i sumy zimna dla Wisły pod Warszawą. — Les niveaux et les sommes du froid pour la Vistule à Varsovie.

(Linia ciągła oznacza wodostany, linia przerywana — sumy zimna).

wysokie. Zamarzanie w tych zimach nastąpiło wyjątkowo późno (24. I. i 11. II.), wskutek kilkakrotnych dłuższych nawrotów ciepła, które przerywały okres mrozu.

Otrzymane wyniki (po wyłączeniu zim 1891/92 i 1894/95) przedstawione zostały za pomocą krzywych, które zgodnie z twierdzeniem Szostakowicza mają przebieg równoległy (ryc. 6).

Z okresu 1919/20—1934/35 zebrane zostały dane dla Warty pod Poznaniem, Wisły pod Warszawą i Krakowem, Niemna pod Grodnem, Prypeci pod Nyreżą i Dniestru pod Zaleszczykami.

Zamarzanie i wodostany Prypeci z powodu braku stacji meteorologicznej w sąsiedztwie Nyreży były zestawione z temperaturą powietrza w Pińsku.

Wyniki badań warunków powstawania śryżu można streścić w następującej tabelce:

	S (suma zimna)	D (ilość dni)	T (temp. średnia dzienna powietrza)
Warta . . . . .	-0.8-27.06	1-11	-0.8-5.60
Wisła W. . . . .	-0.5-15.60	1-17	-0.5-4.90
Wisła Kr. . . . .	-2.0-21.60	1-18	-1.1-8.00
Niemen . . . . .	-3.0-10.50	2- 7	-1.1-5.20
Prypeć . . . . .	-3.6-9.50	1- 5	-1.0-6.20
Dniestr . . . . .	-1.0-18.20	1- 8	-1.0-2.70

Sumy zimna wahają się w granicach od  $-0.5$  do  $-27.0^{\circ}$ , czas trwania mrozu 1—18 dni, średnia temperatura dzienna powietrza od  $-0.5$  do  $-8.0^{\circ}$ .

Niemen i Prypeć posiadają małą amplitudę wahań sum zimna i małe ilości dni w porównaniu z Wisłą i Wartą.

Wysokość wodostanu w miejscu obserwacji nie wpływa na wysokość sum zimna niezbędnych do wywołania zjawiska śryżu. Śryż napływa z góry rzeki, względnie krystalizuje się przy brzegach. Przy dalszych więc badaniach, dotyczących warunków tworzenia się śryżu, należy również uwzględnić obserwacje stacji położonych w górę rzeki, a przede wszystkim zwrócić uwagę na temperaturę wody w rzece.

Pokrywa lodowa powstaje w warunkach odmiennych, gdyż wskutek zwiększania się ilości śryżu ruch jego jest zahamowany i proces stabilizacji odbywa się w miejscu obserwacji. Na podstawie tego założenia wszystkie elementy potrzebne do rozważań nad stabilizacją lodu mogą pochodzić z tej samej stacji. Na tabelach stabilizacji lodu (tab. 9) zestawione zostały dane dla każdej rzeki osobno.

Data temperatury powietrza  $< 0^{\circ}$  nie zawsze oznacza datę pierwszych przymrozków (które mogą trwać tylko parę dni), lecz początek ustalenia się średniej dziennej temperatury powietrza poniżej  $0^{\circ}$ .

Odstęp czasu (D) jest to ilość dni od daty temperatury  $< 0^{\circ}$  do daty zamarznięcia rzeki.

Sumy zimna (S) są sumą średnich dziennych temperatur powietrza ujemnych (po ewentualnym odjęciu temperatur dodatnich).

Temperatura średnia dzienna (T) powietrza  $= S/D$  wykazuje stopień natężenia mrozu w okresie stabilizacji.

Wodostan średni (H) jest średnim wodostanem za okres działania mrozu (D).

Objętość przepływu (Q) pochodzi z krzywych konsumpcyjnych, wykreślonych dla każdego przekroju.

Kreski zamiast cyfr oznaczają niezamarzanie.

Tab. 9. Stabilizacja lodu. — La stabilisation de la glace.

## Warta—Poznań

Rok Année	Data temp. 0° — Date de tem- perature 0°	Data stabilizac. lodu — Date de l'arrêt de la glace	Odstęp czasu D (dni) — Jours depuis le tem- perature 0° à l'arrêt de glace	Suma zimna S° Somme du froid	Temp. średnia T° — Temp. moyenne	Wodostan śred- ni H. cm — Hauteur limni- métrique mo- yenne	Objętość prze- pływu Qm³/sek Débit
1919—20	—	—	—	—	—	—	—
1920—21	—	—	—	—	—	—	—
1921—22	23—XI	27—XI	4	—10	—2.5	—14	25
1922—23	—	—	—	—	—	—	—
1923—24	20—XII	30—XII	10	—80	—8.0	229	210
1924—25	—	—	—	—	—	—	—
1925—26	—	—	—	—	—	—	—
1926—27	—	—	—	—	—	—	—
1927—28	13—XI	18—XII	35	—97	—2.8	79	70
1928—29	10—XII	22—XII	12	—53	—4.8	73	55
1929—30	—	—	—	—	—	—	—
1930—31	—	—	—	—	—	—	—
1931—32	—	—	—	—	—	—	—
1932—33	9—XII	24—I	45	—109	—2.4	6	35
1933—34	29—XI	4—XII	5	—17	—3.4	3	32
1934—35	22—XII	9—I	18	—41	—2.3	27	40

## Wisła—Warszawa

1919—20	30—X	31—XII	62	—152	—2.4	195	690
1920—21	20—XI	13—XII	23	—46	—2.0	97	270
1921—22	—	—	—	—	—	—	—
1922—23	16—I	21—II	36	—80	—2.0	244	990
1923—24	20—XII	26—XII	6	—39	—6.5	180	600
1924—25	5—XII	14—XII	9	—51	—5.7	104	300
1925—26	26—XI	16—XII	20	—65	—3.2	99	270
1926—27	—	—	—	—	—	—	—
1927—28	13—XI	16—XII	33	—118	—3.6	175	570
1928—29	15—XII	23—XII	8	—68	—8.5	147	440
1929—30	—	—	—	—	—	—	—
1930—31	—	—	—	—	—	—	—
1931—32	21—XI	10—II	81	—90	—1.1	177	580
1932—33	9—XII	13—I	35	—34	—1.0	77	190
1933—34	28—XI	10—XII	12	—73	—6.1	124	350
1934—35	20—XII	2—I	13	—72	—5.6	142	405
1935—36	7—II	(22—II)*	15	(—101)*	—6.7	(163)*	510

## Wisła—Kraków

1919—20	—	—	—	—	—	—	—
1920—21	20—XI	15—XII	25	—54	—2.2	—236	20
1921—22	22—XI	3—XII	11	—58	—5.2	—250	15
1922—23	—	—	—	—	—	—	—
1923—24	20—XII	31—XII	11	—88	—7.9	—187	30
1924—25	—	—	—	—	—	—	—
1925—26	—	—	—	—	—	—	—
1926—27	—	—	—	—	—	—	—
1927—28	13—XI	1—I	49	—192	—3.9	—226	25
1928—29	15—XII	25—XII	10	—77	—7.7	—240	18
1929—30	—	—	—	—	—	—	—
1930—31	—	—	—	—	—	—	—
1931—32	10—I	11—II	32	—67	—2.2	—250	15
1932—33	9—XII	14—I	36	—66	—1.9	—309	10
1933—34	29—XI	6—XII	7	—49	—7.0	—269	14
1934—35	21—XII	9—I	19	—74	—3.9	—270	14

\* Stan rzeki bliski utworzenia się pokrywy lodowej.



## Niemen—Grodno.

Rok Année	Data temp. 0° Date de tem- perature 0°	Data stabilizac. lodu — Date de l'arrêt de la glace	Odstęp czasu D (dni) — Jours depuis le tem- perature 0° à l'arrêt de glace	Suma zimna S° Somme du froid	Temp. średnia T° — Temp. moyenne	Wodostan śred- ni H — cm Hauteur limi- métrique mo- yenne	Objętość prze- pływu Qm³ sek Débit
1926—27	1—XII	22—XII	21	—74	—3.5	110	250
1927—28	13—XI	19—XII	36	—222	—6.2	88	210
1928—29	9—XII	25—XII	16	—109	—6.8	58	145
1929—30							
1930—31	3—XII	1—I	29	—144	—4.8	120	270
1931—32	20—XI	4—XII	14	—87	—6.2	73	180
1932—33	8—XII	1—II	54	—287	—5.3	84	200
1933—34	17—XI	13—XII	26	—116	—4.5	103	230
1934—35	5—XII	7—I	33	—182	—5.5	51	140

## Prypeć—Nyrcza.\*

1925—26	26—XI	30—XI	4	—22	—5.4	313	140
1926—27	3—XII	25—XII	22	—67	—3.0	459	500
1927—28							
1928—29	16—XII	21—XII	5	—54	—10.8	323	150
1929—30	18—XII	25—XII	7	—31	—4.5	340	170
1930—31	2—XII	14—XII	12	—10	—0.9	445	340
1931—32	20—XI	29—XI	9	—38	—4.3	452	410
1932—33	9—XI	5—I	27	—31	—1.1	377	214
1933—34	18—XI	10—XII	22	—91	—4.1	437	300
1934—35	5—XII	24—XII	19	—69	—3.6	411	260

## Dniestr—Zaleszczyki.

1926—27	19—XII	25—XII	6	—40	—6.7	36	115
1927—28	15—XI	9—XII	24	—60	—2.5	81	200
1928—29	2—XII	24—XII	22	—82	—3.7	42	120
1929—30	18—XII	25—XII	7	—32	—4.8	17	85
1930—31	13—XII	22—XII	9	—46	—5.1	8	75
1931—32	20—XI	1—XII	11	—50	—4.9	70	180
1932—33	10—XII	11—I	32	—61	—1.9	4	70
1933—34	28—XI	5—XII	7	—72	—10.3	77	182
1934—35	18—XII	2—I	15	—75	—5.0	34	115

Rycina 7 a i 7 b przedstawia wyniki obliczeń dla Wisły pod Warszawą w okresie 1919/20—1935/36.

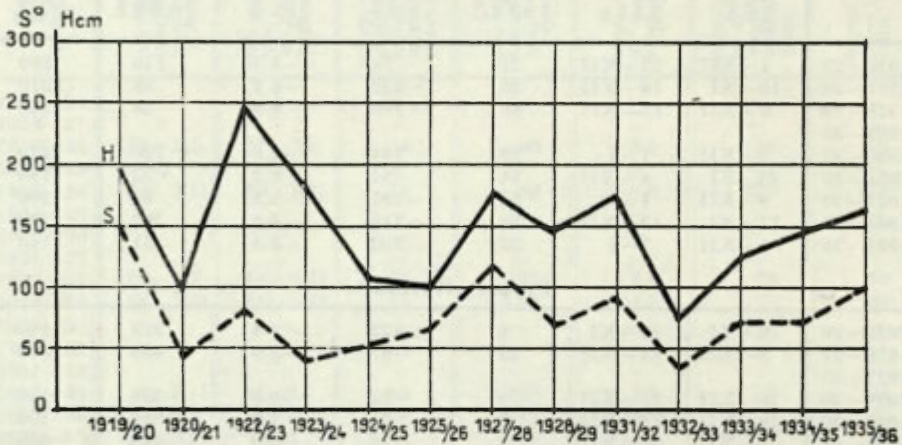
Na pierwszym rysunku wyrażone są sumy zimna i wodostany, na drugim zamarzanie w zależności od sum zimna (rzędne) i od wodostanów (odcięte). Z powodu małej ilości danych oś korelacji jest przeprowadzona prowizorycznie linią przerywaną. Związek pomiędzy wodostanami i sumami zimna niezbędnymi do wywołania zjawiska pokrywy lodowej jest dość wyraźny na obu rycinach.

Jak wspomiano, wodostany nie dają miary absolutnych wartości masy i ruchu wody. Natomiast objętość przepływu jest proporcjonalna zarówno do głębokości (czyli masy wody na jednostkę powierzchni), jak i do szybkości przepływu. Z tego powodu dla wszystkich omawianych rzek został obliczony stosunek

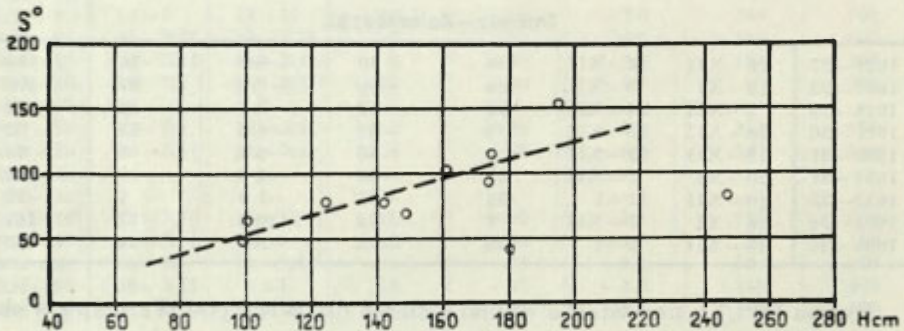
\* Temperatura powietrza w Pińsku — Temp. de l'air à Pińsk.

sum zimna ( $S$ ) do objętości przepływu ( $Q$ ), a wyniki podane w tabelach (tab. 10).

Stosunek  $S/Q$  dla każdej rzeki i każdego przekroju jest inny z przyczyn indywidualnych, a głównie z powodu różnej szerokości i różnego spadku,



Ryc. 7 a. Stabilizacja lodu na Wiśle pod Warszawą. Wodostany i sumy zimna w latach 1919–1935. — La stabilisation de la glace sur la Vistule à Varsovie. Les niveaux et les sommes du froid 1919–1935.



Ryc. 7 b. Stabilizacja lodu na Wiśle pod Warszawą. Zamarzanie w stosunku do sum zimna i wodostanów. — La stabilisation de la glace sur la Vistule à Varsovie. La congélation par rapport aux sommes du froid et aux niveaux.

gdyż objętość przepływu jest funkcją głębokości, szerokości i spadku rzeki, Natomiast warunki zamarzania (a więc sumy zimna) zależą w dużej mierze od spadku i od głębokości, lecz od szerokości prawie nie zależą.

Zależność  $S/Q$  można wyrazić za pomocą wzoru przybliżonego:

$$S/Q = A (\text{Const}).$$

Oczywiście  $A$  jest wartością średnią, koło której odbywają się wahania zbliżonych do niej innych wartości.

**Tab. 10. — Stosunek sum zimna (S) do objętości przepływu (Q)**  
**Relation des somnes du froid (S) et de l'écoulement (Q)**

	So	D dni	To	H cm	Q m <sup>3</sup> /sek	A=S/Q
Warta pod Poznaniem	-109	45	-2.4	6	35	2.8
	-97	35	-2.8	79	70	1.4
	-80	10	-8.0	229	210	0.4
	-53	12	-4.8	73	55	0.9
	-41	18	-2.3	27	40	1.0
	-17	5	-3.4	3	32	0.5
	-10	4	-2.5	-14	25	0.4
Wisła pod Warszawą	-152	62	-2.4	195	690	0.2
	-118	33	-3.6	175	570	0.2
	-101	15	-6.7	163	510	0.2
	-90	81	-1.1	177	580	0.2
	-80	36	-2.0	244	990	0.1
	-73	12	-6.1	124	350	0.2
	-72	13	-5.6	142	405	0.2
	-68	8	-8.5	147	440	0.2
	-65	20	-3.2	99	270	0.2
	-51	9	-5.7	104	300	0.2
	-46	23	-2.0	97	270	0.2
	-39	6	-6.5	180	600	0.1
-34	35	-1.1	77	190	0.2	
Wisła pod Krakowem	-192	49	-3.9	-226	25	7.7
	-88	11	-7.9	-187	30	2.9
	-77	10	-7.7	-240	18	4.3
	-74	19	-3.9	-270	14	5.3
	-67	32	-2.2	-250	15	4.5
	-66	36	-1.9	-309	10	6.6
	-58	11	-5.2	-250	15	3.9
	-54	25	-2.2	-236	20	2.2
	-49	7	-7.0	-269	14	3.5
Niemen pod Grodnem	-287	54	-5.3	84	200	1.4
	-222	36	-6.2	88	210	1.1
	-182	33	-5.5	51	140	1.3
	-144	29	-4.8	120	270	0.5
	-116	26	-4.5	103	230	0.5
	-109	16	-6.8	58	145	0.7
	-87	14	-6.2	73	180	0.5
	-74	21	-3.5	110	250	0.3
Prypeć pod Nyrczą	-91	22	-4.1	437	300	0.3
	-69	19	-3.6	411	260	0.3
	-67	22	-3.0	459	500	0.3
	-54	5	-10.8	323	150	0.4
	-38	9	-4.3	452	410	0.1
	-31	7	-4.5	340	170	0.2
	-31	27	-1.1	377	214	0.1
	-22	4	-5.4	313	140	0.2
	-10	12	-0.9	445	340	0.03
Dniestr pod Zaleszczykami	-82	22	-3.7	42	120	0.7
	-75	15	-5.0	34	115	0.6
	-72	7	-10.3	77	182	0.4
	-61	32	-1.9	4	70	0.9
	-60	24	-2.5	81	200	0.3
	-50	11	-4.9	70	180	0.3
	-46	9	-5.1	8	75	0.6
	-40	6	-6.7	36	115	0.4
	-32	7	-4.8	17	85	0.4



Na ogół daje się zauważyć, że dla profilów o dużych objętościach przepływu wartości  $A$  są małe; w tych samych wypadkach również odchylenia od podanego wzoru są najmniejsze.

Tak np. dla Wisły pod Warszawą  $A = 0.2$ .

Przy małych objętościach przepływu wartość  $A$  jest wyższa, a amplituda wahań większa (wskutek silniej zaznaczonego działania czynników ubocznych).

Wisła pod Krakowem ma współczynnik  $A$  bardzo wysoki (wynosi od 2.2 do 7.7), gdyż przy 20 razy mniejszej objętości przepływu niż Wisła pod Warszawą potrzebuje do zamarzania tyle samo albo więcej zimna.

Jedną z przyczyn jest zapewne mała szerokość rzeki, która pociąga za sobą małą objętość przepływu, nie wpływając na sumy zimna. Ale to jeszcze nie wystarcza do wytłumaczenia tego zjawiska. Należy wspomnieć i o tym, że Wisła pod Krakowem częściej nie zamarza niż Wisła pod Warszawą (por. tabele), zaś w porównaniu z sąsiednimi stacjami nad górną Wisłą zamarza najpóźniej (35).

W celu wyjaśnienia tej anomalii byłoby wskazane zbadać temperaturę wody w miejscu obserwacji, gdyż przyczyną hamującą zamarzanie pod Krakowem mogą być ścieki z fabryk, źródła podziemne itd. Wchodzi tu jeszcze może w rachubę większy spadek rzeki i większa chyżość jej wód.

Na wysokość sum zimna mają wielki wpływ nawroty ciepła, które wywołują zaburzenia w procesie oziębiania wody i stabilizacji lodu, przedłużając czas potrzebny do zamarznięcia i podnosząc sumy zimna. Można stwierdzić w tabelach, że długim czasem zamarzania ( $D$ ) odpowiadają wysokie sumy zimna i duże wartości  $A$ .

Dla zim, w których okres mrozu podczas zamarzania nie był przerywany nawrotami ciepła, zależność pomiędzy sumami zimna i objętością przepływu jest wyraźniejsza.

Z powyższego wynika, że warunki klimatyczne, panujące w Polsce, niezbyt sprzyjają tego rodzaju badaniom, gdyż ciągłe zmiany okresów zimna i ciepła są u nas zjawiskiem zwykłym.

Związek pomiędzy zamarzaniem i temperaturą powietrza nie powinien być rozumiany wyłącznie jako wynik oddziaływania mroźnego powietrza na powierzchnię wody. Jak wiadomo, promienie słoneczne przechodzą przez atmosferę, prawie nie ogrzewając powietrza. Powierzchnia ziemi czy wody, na którą padają promienie, ogrzewa się i przez przewodnictwo oddaje swe ciepło kontaktującym warstwom powietrza.

Ponieważ jednak ogrzane względnie oziębione masy powietrza przemieszczają się na wielkich przestrzeniach, przynoszą przeto ze sobą inną temperaturę, nabytą w innych warunkach; powietrze to oddaje lub pobiera ciepło z powierzchni ziemi i wody w miejscu obserwacji.

Zatem w procesach termicznych, zachodzących w wodach powierzchniowych, istnieje obustronne oddziaływanie pomiędzy powietrzem i wodą.

Za granicą podjęte zostały w ostatnich latach badania oparte na kompleksach specjalnych pomiarów hydro-meteorologicznych, w których zarówno skład elementów podlegających obserwacji jak i sposób prowadzenia obserwacji możliwie wszechstronnie obejmuje całość zjawiska zamarzania.

Interesującą pracą tego rodzaju jest studium Devika (82) o warunkach termicznych tworzenia się lodu na rzekach norweskich, w którym autor omawia bilans cieplny rzek oraz procesy z nim związane.

W Rosji były przeprowadzone w r. 1931 przez Altbęrga (90), Piotrowicza (91) i Sofronowa (92) badania wymiany ciepła pomiędzy wodą i powietrzem za pomocą ustawionych na rzece kalorymtrów. Na podstawie pomiarów zostały następnie wyprowadzone wzory do celów prognozy zamarzania.

Trudno się jednak zgodzić z założeniem, że prognoza może być oparta wyłącznie na badaniu czynników hydro-fizycznych, bez uwzględnienia warunków synoptycznych.

Wszelako nie ulega wątpliwości, że dalsze studia hydro-fizyczne nad zamarzaniem poza wartością czysto naukową będą miały i dla prognozy znaczenie pierwszorzędne.

#### Résumé.

#### La congélation des cours d'eau polonais.

L'auteur étudie les phénomènes de la congélation des plus grandes rivières de la Pologne à savoir de la Warta, Vistule, Dniestr, Niemen et Prypéc en s'appuyant sur les données des observations de six stations hydrographiques et météorologiques les plus anciennes. De même l'auteur prend en considération la littérature hydrographique afin de mieux connaître les différentes méthodes de l'étude de la congélation.

Les observations anciennes de la congélation des rivières polonaises bien que faites depuis 100 ans, ne présentaient que les dates de la formation de la couverture stable de la glace et de la débâcle. L'état a changé depuis et, de plus, nous avons déjà une littérature spéciale. Parmi les travaux se rapportant aux terrains plus grands il faut citer celui de St. Pawłowski (35 et 36a.) sur le régime de congélation des rivières de la Pologne Méridionale, celui de T. Zubrzycki (59) sur la période de congélation sur les cours d'eau polonais et de K. Dębski (81) sur le débit hivernal.

La première partie de cet ouvrage contient la caractéristique de la congélation sur les cours d'eau (fig. 1). Afin de faire mieux ressortir les phénomènes de glace on a calculé les plus fréquentes dates de la formation de la glace et son déperissement. Les dates sont calculées pour les décades particulières du mois en pourcent de toute la somme des observations (fig. 2—5). De cette manière fut étudiée la répétition des phénomènes de congélation pendant les périodes: 1878—1934, 1878—1900, 1901—1934 et 1922—1934. Pour la Warta à Poznań et pour la Vistule à Varsovie on a fixé la répétition des dates du commencement et de la fin de la couverture de glace et des périodes de la durée de la couverture dans la cinquantaine d'années de 1824—1877.

La première glace (fig. 2) apparaît sur les fleuves en forme de



glace flottante et des morceaux de glace de fond. Sur tous les cours d'eau discutés la première glace apparaît le plus souvent (35<sup>o</sup>/<sub>o</sub>—45<sup>o</sup>/<sub>o</sub> des observations faites) dans la troisième décennie du novembre, exception faite pour la Vistule à Kraków, où on l'aperçoit dans la deuxième décennie du décembre. Le phénomène de l'apparition de la glace à la troisième décennie du novembre est une preuve de l'uniformité des conditions climatiques en Pologne.

Les dates les plus fréquentes de la stabilisation de la glace (fig. 3) sont celles du décembre, les fleuves de l'Est tendant à se congeler dans la troisième décennie du novembre et ceux de l'Ouest dans la première décennie du janvier. Le manque de la couverture stable se fait observer le plus souvent sur la Warta et le plus rarement sur le Niemen — n'est jamais observé sur la Prypéc. Dans le parcours du siècle nous observons aussi que le nombre des ans augmente, où il n'y a pas de couche de glace, par exemple:

de 1824—1877	Warta à Poznan	10 <sup>o</sup> / <sub>o</sub>	Vistule à Varsovie	4 <sup>o</sup> / <sub>o</sub>	Vistule à Cracovie	4 <sup>o</sup> / <sub>o</sub>
„ 1878—1900	„ „ „	24 <sup>o</sup> / <sub>o</sub>	„ „ „	22 <sup>o</sup> / <sub>o</sub>	„ „ „	13 <sup>o</sup> / <sub>o</sub>
„ 1901—1934	„ „ „	30 <sup>o</sup> / <sub>o</sub>	„ „ „	26 <sup>o</sup> / <sub>o</sub>	„ „ „	34 <sup>o</sup> / <sub>o</sub>
„ 1922—1934	„ „ „	64 <sup>o</sup> / <sub>o</sub>	„ „ „	27 <sup>o</sup> / <sub>o</sub>	„ „ „	55 <sup>o</sup> / <sub>o</sub>

L'arrêt de la glace démontre un retard dans la direction Sud-Ouest. Mais les conditions de l'écoulement y jouent un grand rôle.

La débâcle (fig. 4). Ses dates les plus fréquentes sur le Niemen et la Prypéc sont distinctement celles de la deuxième et troisième décennie du mars (30<sup>o</sup>/<sub>o</sub>—35<sup>o</sup>/<sub>o</sub>) tandis que ses maxima s'observent sur la Vistule (moins distinctement) dans la première (Cracovie) et deuxième (Varsovie) décades du mars, sur la Warta même dans la première décennie du février. Entre la Prypéc et la Warta il y a ainsi une différence d'un mois.

Ainsi cette différence se fait remarquer entre l'Est et l'Ouest; mais, à côté des conditions climatiques c'est l'écoulement qui y joue le rôle prépondérant, plus grand qu'à l'arrêt de la glace, surtout pendant les crues.

La dernière glace (fig. 5). Les rivières de l'Est, le Niemen et la Prypéc dont la glace disparaît assez tard, ont les maxima (30<sup>o</sup>/<sub>o</sub>—40<sup>o</sup>/<sub>o</sub> des dates) du dernier glaçon à la troisième décennie du mars, la Prypéc même à la première, parfois aussi à la deuxième décennie de l'avril.

Les rivières de l'Ouest dont les glaces disparaissent plus tôt, ont le maximum des dates suivant: la Vistule dans la première décennie du mars (25<sup>o</sup>/<sub>o</sub>—40<sup>o</sup>/<sub>o</sub>) et la Warta dans la troisième décennie du février (25<sup>o</sup>/<sub>o</sub>—30<sup>o</sup>/<sub>o</sub>). Pour le Dniestr et la Vistule à Cracovie le maximum des dates (20<sup>o</sup>/<sub>o</sub>—40<sup>o</sup>/<sub>o</sub>) du dernier est à la première et à la deuxième décennie du mars.

La durée de la période de la congélation (première glace flottante — dernier glaçon) (tabl. 7) dépend des descentes des glaces plus tardives à l'Est.

Cependant pour la Prypéc la durée de la période de congélation est presque la même que celle de la couverture stable de glace, la glace flottante et le glaçon ne durent pas longtemps. Quant à la Warta et la Vistule on entrevoit la prépondérance de la durée de la glace flottante et de glaçon sur celle de la couverture. D'après les dates de 1878—1934 la période de la congélation la plus fréquente est de:

81—90	jours pour la Vistule à Cracovie
91—100	„ „ la Warta et Dniestr
91—110	„ „ la Vistule à Varsovie
121—130	„ „ le Niemen et Prypéc.



La période de la couverture (tab. 8) était considérée comme la période contenue entre les dates extrêmes de la stabilisation de la glace et de la débâcle, sans prendre en considération les interruptions. En réalité, à l'Ouest la couche se forme et s'écroule plusieurs fois durant l'hiver. D'après les données de 1878—1934 la plus fréquente période de la couche, est de:

61—70	jours sur la Warta et sur la Vistule à Varsovie
71—80	” ” le Niemen
81—90	” ” le Dniestr
111—120	” ” la Prypéc.

La comparaison de la durée des périodes de la couverture de 1824—1877 et de 1878—1934 nous prouve la diminution de ces périodes sur la Vistule à Varsovie, ce qui est conforme aux thèses de J. Kwiatkowski (52); cependant ce phénomène n'est pas observé sur la Vistule à Cracovie et sur la Warta.

L'étude de la fréquence des phénomènes de glace nous en donne une meilleure caractéristique que la moyenne arithmétique qui présente une valeur irréaliste non liée à la concentration de dates les plus fréquentes. Si p. ex. on analyse les dates moyennes de la stabilisation de la glace de la période 1824—1877, calculées sur les mêmes données que les dates les plus fréquentes:

moyenne pour la Warta à Poznań	9/XII
” ” ” Vistule à Varsovie	19/XII
” ” ” Vistule à Cracovie	24/XII

on constatera qu'aucune de ces dates ne correspond à la concentration maximum, et que les derniers cas sont en dépression (cf. fig. 3). La même différence a été observée par Szirkin (75) quant à la congélation du haut Dniepr, où du nombre de 30 cas de congélation seulement 4 coïncidèrent avec la décade (la première du décembre) où se trouve la moyenne arithmétique.

La seconde partie de l'ouvrage contient les recherches faites quant à la relation entre la congélation et la température de l'air ainsi que la hauteur limnimétrique resp. le débit du cours de l'eau.

Le processus de la formation de la glace est dépendant de toute la masse d'eau même dans le cas où la cristallisation n'a lieu qu'à la surface de l'eau. La surface ne peut avoir la température au-dessous de 0° C qu'à condition que la température de toute la masse d'eau s'abaisse à 4° C au moins.

Ainsi la congélation dépend de la masse d'eau, au juste de la masse par unité de surface où se fait le rayonnement.

Dans les cours d'eau il faut tenir compte du mouvement de l'eau; alors la masse d'eau et son mouvement doivent être caractérisés par la quantité d'eau écoulée par un profil donné de la rivière dans l'unité de temps. Cet écoulement est lié à la hauteur du niveau de l'eau de la rivière; les changements du niveau mesurés du point zéro (choisi mais toujours le même), ne nous prêtent pas les données de l'accroissement réel de la masse d'eau, néanmoins ils en démontrent la direction et intensité.

A la question de dépendance de la congélation du niveau de l'eau s'est intéressé en 1903 le géophysicien russe W. Schostakowitsch (22).

Il a introduit les „sommets du froid“ calculées par l'addition des moyennes diurnes de la température de l'air depuis le jour où la moyenne s'abaisse au dessous de 0° jusqu'au moment quand la couche de glace s'arrête. De la même manière, il a calculé les „sommets du chaud“ en prenant en considération

la descente printanière de glace. Dans son ouvrage sont représentées les courbes des sommes du froid et des hauteurs limnimétriques moyennes (de deux derniers mois avant la stabilisation de la glace) qui y parcourent parallèlement.

En 1905 on a commencé, en Allemagne et au Danemark (27), (51), à calculer les sommes du froid de la mer. Depuis, L'Institut Météorologique du Danemark continue à publier les donées „Kuldesum“ dans l'annuaire „Isforholdene i de Danske Farvande“ (83).

Indépendamment de cela St. Pawłowski étudiait, en 1912 (35 a.) la dépendance de l'apparition de la glace flottante et de la couverture de glace sur la Vistule à Cracovie, en prenant en considération la moyenne nocturne température de l'air dans la période de 1898/99 — 1907/08. Alors la première glace flottante apparaissait sur la Vistule à Cracovie à la moyenne nocturne température de l'air de  $-6.6^{\circ}$ , tandis que la couverture se formait à  $-13.7^{\circ}$ .

Plus loin on trouve l'essai de fixer la relation entre la stabilisation, la température de l'air et la hauteur limnimétrique (resp. le débit) des rivières polonaises dans la période 1888/89 — 1895/96 (fig. 6) et 1919/20 — 1934/35.

Le nombre des années où ces trois dates seraient complètes afin de servir de base pour les calculs, est assez restreint, puisque :

a) il est bien difficile de disposer des températures de l'air des années passées *in extenso* (non calculées en moyennes),

b) l'activité de certaines stations météorologiques ne dure pas longtemps, et

c) il faut écarter les hivers où la rivière n'avait de couverture stable.

Les résultats de l'étude de la formation de la première glace flottante de 1919/20 — 1934/35 sont résumés dans le tableau suivant :

	S (somme du froid)	J (jours)	T (moyenne diurne température de l'air)
Warta . . . . .	-0.8 — -27.0°	1—11	-0.8 — -5.6°
Vistule à Vars.	-0.5 — -15.6°	1—17	-0.5 — -4.9°
Vistule à Crac.	-2.0 — -21.6°	1—18	-1.1 — -8.0°
Niemen . . . . .	-3.0 — -10.5°	2—7	-1.1 — -5.2°
Prypéc . . . . .	-3.6 — -9.5°	1—5	-1.0 — -6.2°
Dniestr . . . . .	-1.0 — -18.2°	1—8	-1.0 — -2.7°

Les sommes du froid sont entre  $-0.5$  —  $-27.0^{\circ}$ , la durée de la formation de la glace flottante de 1—18 jours et la moyenne diurne de la température de l'air  $-0.5^{\circ}$  —  $-8.0$ . Le Niemen et la Prypéc ont une petite amplitude des oscillations des sommes du froid et le nombre de jours assez restreint par rapport à la Vistule et la Warta.

La hauteur limnimétrique au lieu d'observations n'influence pas la somme du froid nécessaire à la formation de la première glace flottante. Celle-ci vient d'amont du fleuve ou bien sa cristallisation a lieu aux bords de la rivière. Pour l'étude approfondie des conditions de la formation de la première glace flottante il faut tenir compte des données des stations situées plus en amont du fleuve et surtout prendre en considération la température de l'eau.

La couverture de glace se forme dans d'autres conditions — l'accroissement de la quantité de glace flottante empêchant son mouvement. Le processus de stabilisation (arrêt) de la glace se fait à l'emplacement de l'observation; c'est pourquoi les données nécessaires à son étude peuvent être de la mé-



me station. Les données pour les fleuves particulières sont représentées sur des tableaux de stabilisation de la glace (tabl. 9).

Pour la Vistule à Varsovie les fig. 6 et 7 nous montrent le parcours des sommes du froid nécessaires pour faire se congeler la rivière, et le parcours de la hauteur limnimétrique moyenne dans la période qui précède la congélation. Le parcours des courbes correspondantes est parallèle (en conformité avec le théorème de W. Schostakowitsch pour les rivières russes). Ce relai fut aussi exprimé au moyen des axes de corrélation (fig. 7). Cependant les hauteurs limnimétriques ne donnent pas la mesure absolue de la masse et du mouvement de l'eau. C'est pourquoi on a étudié pour les fleuves en question la relation des sommes du froid (S) aux débits (Q); les résultats en sont donnés dans le tableau 10.

Cette relation s'exprime dans le rapport suivant:

$$S/Q = A \text{ (Const)}$$

A y fait la valeur moyenne autour de laquelle ont lieu les oscillations des valeurs associées. En général, on peut constater que, pour les profils à grand débit la valeur A est petite. L'écart de la formule donnée est, dans ces cas, le moindre, p. ex. pour la Vistule à Varsovie

$$A = 0.2.$$

Les valeurs des sommes du froid sont aussi beaucoup influencées par les retours de la chaleur provoquant des troubles dans l'affroidissement de l'eau et dans la stabilisation de la glace. Ils font augmenter la période nécessaire pour la congélation et, en conséquent, les sommes du froid. Conformément à cela, le tableau nous indique les relations où les longues périodes de congélation (formation de glace) (D) jours correspondent aux grandes sommes du froid et à une valeur de A bien élevée.

Pour les autres hivers la relation entre les sommes du froid et les volumes de l'écoulement est plus accentuée et la valeur A est de 0.2 — 0.6 (à l'exception de Cracovie).

Il en résulte que les conditions climatiques en Pologne ne sont pas favorables pour les études de cette espèce — les changements des périodes de froid et de chaleur étant un phénomène ordinaire.

La liaison entre la congélation et la température de l'air ne doit pas être uniquement considérée comme résultat de l'action de l'air froid sur la surface de l'eau. On sait que les rayons du soleil passent à travers l'atmosphère presque sans échauffer l'air. Ce n'est que la surface de la terre et des eaux qui, après être échauffée par le soleil, rend sa chaleur aux couches ambiantes de l'air. D'autre côté les masses de l'air, se transportant à grandes distances, apportent de la chaleur (froid) acquise en d'autres conditions. Il en résulte, dans les processus thermiques une relation mutuelle de chaleur.

Dans quelques pays on a entrepris dans les dernières années, les études basées sur des données hydro-météorologiques spéciales dont les éléments observés et la manière d'observations tendent à englober l'ensemble des phénomènes de la congélation et de l'étudier le plus parfaitement.

Bien intéressant est p. ex. l'ouvrage de O. Devik (82) sur les conditions thermiques de la formation de la glace sur les rivières norvégiennes.

En 1931, on a étudié en Russie (W. Alberg (90), W. Piotrowicz (91) et F. Sofronow (92)) les échanges de la chaleur entre l'air et l'eau au moyen des calorimètres mis sur les rivières. Ensuite, sur la base des don-



nées obtenues on introduisit des formules dans le but de faire la prognose de la congélation.

Il est difficile de consentir que la prognose soit basée uniquement sur les données des facteurs hydro-physiques, sans prendre en considération les conditions synoptiques. Néanmoins, on ne se doute pas de ce qu'à côté de la valeur scientifique, les études hydro-physiques poursuivies contribueront, en grande mesure, à la prognose.

### Materiały cyfrowe.

#### Publications des matériaux.

- a) Kolberg W. Wisła, jej bieg, własności, spławność. Warszawa 1861.
- b) Słowikowski J. Stan wody na Wiśle pod Warszawą (1860—1880) „Pam. Fizjogr.“, t. I. Warszawa 1881.
- c) Rykaczew M. Wskrytja i zamierzania wod w Rossijskoj Impierji. SPB 1886.
- d) Materiały do klimatografii Galicji (1867—1886). Odbitki ze Spraw. Kom. Fizjogr. Ak. Um. Kraków.
- e) Stan wody na rzekach galicyjskich (1887—1894). Wyd. Wyd. Krajowego. Kraków.
- f) Jahrbuch des Hydrographischen Zentralbureaus (1893—1912) Wien.
- g) Jahrbuch für die Gewässerkunde Norddeutschlands (1901—1918) Berlin.
- h) Die Wasserstandsbewegungen der Weichsel und Nogat (1910—1919) Danzig.
- i) Swiedienja o stojanjach urownia wody w riekach Ros. Imp. (1876—1880) SPB.
- j) Swiedienja ob urownie wody w riekach Ros. Imp. (1881—1910) SPB.
- k) Roczniki Państwowej Służby Hydrograficznej (1913—1932) Warszawa.
- l) Temperatura powietrza w Warszawie (1881—1900) „Pam. Fizjogr.“ Warszawa.
- m) Roczniki Państwowego Instytutu Meteorologicznego (1919—1931) Warszawa.
- n) Wiadomości Meteorologiczne i Hydrograficzne (1921—1933) Warszawa.
- o) Wykazy stanów wody, zjawisk lodowych, temperatury powietrza (nie opublikowane). (Données des niveaux, phénomènes de glace et de la température de l'air — non publiées).

### Literatura.

#### Bibliographie.

1. 1861. Kolberg W. Wisła, jej bieg, własności, spławność. Warszawa 1861.
2. 1862. Kolberg W. Zamarzanie i puszczanie Wisły. „Bibliot. Warsz.“, t. I. Warszawa 1862.
3. 1881. Słowikowski J. Stan wody na Wiśle pod Warszawą z oznaczaniem peryodów stawiania i puszczania lodów (1860—1880). „Pam. Fizjogr.“, t. I. Warszawa 1881.
4. 1886. Rykaczew M. Wskrytja i zamierzania wod w Rossijskoj Impierji. SPB 1886.
5. 1886. Henslow G. Peculiar forms of ice. „Nature“. London 1886.
6. 1888. Anleitung zum Beobachten der Grundeis-Bildung. „Wetter“. Berlin 1888.
7. 1889. Lothes. Eisverhältnisse der Danziger Bucht sowie der unteren Weichsel. „Ann. d. Hydr.“. Hamburg 1889.
8. 1891. Meier U. Über Grund und Siggeis. „Ann. d. Hydr.“. Hamburg 1891.
9. 1892. Słowikowski J. Charakterystyka Wisły i o zjawiskach towarzyszących zamarzaniu rzek. „Pam. Fizjogr.“, t. XII. Warszawa 1892.
10. 1894. Romer E. Zjawiska towarzyszące zamarzaniu rzek. „Kosmos“, t. XIX. Lwów 1894.
11. 1894. Bubendey. Die Temperatur des fließenden Wassers zur Zeit der Eisbildung. „Ann. d. Hydr.“. Hamburg 1894.

12. 1894. Scheibel. Das schwimmende Grundeis. „Wetter“. Berlin 1894.
13. 1896. Żuk K. O strojenji riecznogo lda. „Zap. Kijewsk. Obszcz. Jestiestw“. Kijew 1896.
14. 1896. Keller. Der Oderstrom. Berlin 1896.
15. 1898—99. Keller. Memel, Pregel und Weichselstrom. Berlin 1898—99.
16. 1901. Gravelius H. Die Eisverhältnisse der Dniepr. „Zeitschr. für Gewässerkunde“ 1901.
17. 1901. Maksimowicz N. Dniepr i jego bassiejn. Kijew 1901.
18. 1902. Romer E. Wisła. „Kosmos“, t. XXVII. Lwów 1902.
19. 1902. Puzyrewskij N. Dniestr. SPB 1902.
20. 1902. Chołszewnikow W. Nieman. Kostroma 1902.
21. 1902. Lieckfeldt. Über Eisbildung. „Zentr. d. Bauverwaltung“. Berlin 1902.
22. 1903. Szostakowicz W. O wskrytji i zamierzaniu riek i o zawisimosti mieźdu zamierzaniem i wysotoju urownia. „Sb. S. P. Okrug a Put. Soobszcz.“. Wyp. VIII. SPB 1903.
23. 1903. Koch L. Die Eisbildung des fliessenden Wassers im Winter. „Deutsche Rundschau f. Geogr.“ 1903.
24. 1904. Władimirow L. Obrazowanje lda na dne riek i processy zamierzania wod stojaczych i tiekuczich. SPB 1904.
25. 1905. Ciągłiński M. O nabludienjach nad zamierzaniem Niewy. SPB 1905.
26. 1906. Łochtin W. Ledianoj nanos i zimmije zatory na r. Niewie. SPB 1906.
27. 1906. Die Deutsche Seewarte. Die Eisverhältnisse an den deutschen Küsten im Winter. 1905—06. „Ann. d. Hydr.“. Hamburg 1906.
28. 1906. Lüscher G. Das Grundeis und daherige Störungen in Wasserläufen. Aarau 1906.
29. 1906. Barnes H. Ice Formation with special Reference to Anchor-ice and Frazil. N. York 1906.
30. 1907. Jaczewski. Z. Matierjały dla izsledowanja usłowij obrazowanja donnago lda. SPB 1907.
31. 1907. Władimirow L. Nowyja poniatja o processie zamierzania riek. SPB 1907.
32. 1907. Lütgens R. Über Eisbildung. „Ann. d. Hydr.“. Hamburg 1907.
33. Szostakowicz W. O zieru Bajkał. Godowej obrot tiepła.
34. 1911. Pawłowski St. Temperatura wód płynących w Galicji. „Rozp. Ak. Um. Wydz. Mat. t. I. Ser. A“. Kraków 1911.
35. 1912. Pawłowski St. Złodzenie górnej Wisły, górnego Dniestru oraz ich dopływów. Lwów 1912.
- 35 a. 1912. Pawłowski St. Die Eisverhältnisse der ob. Weichsel, des ob. Dniestr und ihrer Nebenflüsse. „Mittl. d. Geogr. Gesell. in Wien“ 1912. p. 552—562.
36. 1914. Gravelius H. Flusskunde. Berlin 1914.
37. 1915. Merecki R. Klimatologja ziem polskich. Warszawa 1915.
38. 1915. Jaczewski L. O proisehoźdienji donnago lda. „Gidrot. Wiestnik“ Nr. 4. Pietrograd 1915.
39. 1916. Gorczyński W. i Kosińska S. O temperaturze powietrza w Polsce. Warszawa 1916.
40. 1916. Altberg W. Izsledowanje donnago lda w laborat. i prirod. usłowjach. „Geofiz. Sbornik“, t. III. Pietrograd 1916.
41. 1917. Szostakowicz W. Donnyj lod. „Priroda“ 1917.
42. 1920. Ericsson J. Isläggning och Islosning i Sveriges Insjöar. Meddelanden fran Statens Meteorologisk-Hydrografisks Anstalt. Band 1, Nr. 2. Uppsala 1920.
43. 1921. Altberg W. Nowoje o prirodie donnago lda. „Izw. Gosud. Gidr. In-ta“ Nr. 1—3. Leningrad 1921.



44. 1922. Altberg W. O przyczynie obrazowania lda na dnie riek i ozior. „Izw. Gosud. Gidr. In-ta“ Nr. 4. Leningrad 1922.
45. 1923. Dobrowolski A. B. Historia naturalna lodu. Warszawa 1923.
46. 1923. Trufanow A. Riecznaja gidrologja. Moskwa 1923.
47. 1924. Rundo A. Przepływ rzek w okresie zlodzenia. „Prace Meteor. i Hydr.“ z. 1. Warszawa 1924.
48. 1925. Wielikanow M. Gidrologja suszi. Moskwa 1925.
49. 1925. Komarowski N. Priesnyj lod i jego fizyezskije swojstwa. Moskwa 1925.
50. 1925. Altberg W. O donnom ldie. „Priroda“ Nr. 1—3. Leningrad 1925.
51. 1925. Speerschneider C. Eisbildung und Eismeldedienst in dänischen Fahrwassern. „Ann. d. Hydr.“. Hamburg 1925.
52. 1926. Kwiatkowski J. Jak długo stoją lody na Wiśle? „Czas Techn.“. Lwów 1926.
53. 1926. Rundo A. Normy urownia i raschoda riek. „Izw. Gos. Gidr. In-ta“ Nr. 17. Leningrad 1926.
54. 1926. Szostakowicz W. Zawisimost' mieźdu wysotoj urownia r. Angary i jeja zamierzaniem (Mietod priedskazanja zamierzania riek). „Tr. Irk. Magn. i Miet. Obserw.“ Nr. 1. Irkutsk 1926.
55. 1926. Schostakowitsch W. Über den Auf- und Zugang der Flüsse. „Ann. d. Hydr.“. Hamburg 1926.
56. 1926. Treskow A. O zawisimosti mieźdu naibolszej tolszczinoj lda i tiempieruroj zimy na Bajkale. „Tr. Irk. Magn. i Miet. Obserw.“ Nr. 1. Irkutsk 1926.
57. 1926. Wiese W. O priedskazanji wriemieni wskrytja Niewy. „Izw. Gos. Gidr. In-ta“ Nr. 17. Leningrad.
58. 1926. Wiese W. Zur Frage der 4 bis 5 Jährigen Periode in den Schwankungen hydro-meteorologischer Elemente. „Ann. d. Hydr.“. Hamburg 1926.
59. 1927. Zubrzycki T. Okres lodowy na wodach płynących Polski. „Prace Meteor. i Hydrogr.“ zesz. IV. Warszawa 1927.
60. 1927. Schostakowitsch W. Eigentümlichkeiten des Flusses Angara. „Met. Zeitschr.“ H. VI. Braunschweig 1927.
61. 1927. Riemiezowa M. Obnaruzenje pieriodiecznosti wo wriemieni wskrytja riek po mietodu Buys-Ballot'a. „Izw. Gos. Gidr. In-ta“ Leningrad 1927.
62. 1927. Schwalbe G. Über Eisbildung und Eisabgang auf Flüssen. „Arch. d. Deutseh. Seewarte“ Nr. 2. Hamburg 1927.
63. 1928. Pareński A. Zarys monografji Prypeci. „Czas. Techn.“. Lwów 1928.
64. 1928. Szaechtmajer. Jesienny pochód lodów na Wiśle w r. 1927. „Morze“ Nr. 2. Warszawa 1928.
65. 1928. Szostakowicz W. Analiz pieriodiecznosti geofiziez. jawlenij. „Tr. Irk. Magn. i Miet. Obserw.“ Nr. 2—3. Irkutsk 1928.
66. 1928. Schostakowitsch W. Periodische Schwankungen der Naturerscheinungen und Sonnenflecken. „Met. Zeitschr.“ H. IV. Braunschweig 1928.
67. 1928. Satkiewicz A. Osnownyje mietody analiza empiriezskich kriwyeh pieriodieczeskogo tipa. „Zap. Gos. Gidr. In-ta“ t. II. Leningrad 1928.
68. 1928. Riemiezowa M. Wyjawljenje pieriodiecznosti wo wriemieni wskrytja riek po mietodu Buys-Ballot'a. „Zap. Gos. Gidr. In-ta“ t. II. Leningrad 1928.
69. 1928. Wiese W. Opyt priedskazanja srokow wskrytja i zamierzania riek w Jewrop. czasti S. S. S. R. „Izw. Gos. Gidr. In-ta“ Nr. 22. Leningrad 1928.
70. 1928. Matwiejew W. Wlijanje insolacji na sutocznyj chod tiempieratury wody pod ledianym pokrowom. „Izw. Gos. Gidr. In-ta“ Nr. 21. Leningrad 1928.
71. 1929. Schostakowicz W. Über den Aufgang der Flüsse in Ost-Europa. „Ann. d. Hydr.“ II. V. Hamburg 1929.



72. 1929. Göschl. F. Kosmisch-Planetare Ursachen der Klimaschwankungen. „Met. Zeitschr.“. Braunschweig 1929.
73. 1929. Barnes H. The Constitution of Water and Nature of Ice. N. York 1929.
74. 1930. Łonniewski K. Zima na rzekach Polski. „Kuryer Liter.-Naukowy“ z dn. 10. III. 1930. Dod. do Il. K. Krak. Kraków 1930.
75. 1930. Szirkin N. Sinopticzeskije usłowja zamierzanja riek Jewrop. czasti S. S. S. R. „Geof. Sbornik“ t. VII. Leningrad 1930.
76. 1930. Łowejko M. Sinopticzeskije usłowja wskrytja riek Jewrop. czasti S. S. S. R. „Geof. Sbornik“ t. VII. Leningrad 1930.
77. 1930. Schostakowitsch W. Zusammenhang zwischen der Veränderlichkeit der Sonnenflecken und der Klimatelementen. „Met. Zeitschr.“ II. I. Braunschweig 1930.
78. 1930. Rosenbaum L. Die Perioden der Hochwasser und Eisstöße. „Met. Zeitschr.“ H. V. Braunschweig 1930.
79. 1930. Rosenbaum L. Zur Frage der langjährigen Klimaschwankungen und deren Ursachen. „Met. Zeitschr.“ II. V. Braunschweig 1930.
80. 1930. Rosenbaum L. Zur Abhandlung „Kosmisch-Planetare Ursachen der Klimaschwankungen“ von F. Göschl. „Met. Zeitschr.“. Braunschweig 1930.
81. 1930. Tilzen E. Gesetzmässigkeit des Auftretens von Eisstauungen am Narvaflusse in Estland. „Rapports et communications de III Conférence des États Baltiques“. Varsovie 1930.
- 81 a. 1930. Dębski K. Der Wasserabfluss bei Flussvereisung. „Rapports et communications de III Conférence des États Baltiques“. Varsovie 1930.
82. 1931. Devik O. Thermische und dynamische Bedingungen der Eisbildungen in Wasserläufen auf norwegische Verhältnisse angewandt. „Geofysiska Publikasjoner“ vol. IX Nr. 1. Oslo 1931.
83. Isforholdene i de Danske Farvande. Publikationer fra det Danske Meteorologiska Institut. København.
84. 1933. Szestopał O. Gidrologia i gidrometrja. Moskwa—Leningrad 1933.
85. 1933. Sbornik po ledotiechniki. Leningrad 1933.
86. 1933. Łonniewski K. Stan wód płynących Polski w porze zimowej. „Kuryer Liter.-Naukowy“ Nr. 10. Dod. do Il. K. Krak. Kraków 1933.
87. 1933. Dobrowolski A. B. O nieobchodimosti uczrieżdjenja mieżdunarodn. organizacji po izuczeniu lda. Ref. wygł. na IV Konf. Hydrolog. Państw Bałtyckich. Leningrad 1933.
88. 1933. Bogdanow N. i Spengler. O metodikie obrabotki nabludienij nad wskrytjem i zamierzaniem wod. Ref. wygł. na IV Konf. Hydrolog. P. B. Leningrad 1933.
89. 1933. Timonow W. Zimnij rieżim riek, donnyj lod, zażory, wskrytje i zamierzanie. Ref. wygł. na IV Konf. Hydrolog. P. B., Leningrad 1933.
90. 1933. Altberg W. Metodika izuczenia ciepłobmiena na granice sistemy woda — wozduch. Ref. wygł. na IV Konf. Hydrolog. P. B. Leningrad 1933.
91. 1933. Piotrowicz W. Kompensacionno-kałorimetrzeskij sposob opriedielenja ciepłotdaczki s wodnoj powierehnosti. Ref. wygł. na IV Konf. Hydrolog. P. B. Leningrad 1933.
92. 1933. Sofronow F. K woprosu o priedwyczislenji ledowych jawlenij na riekach i kanałach. Ref. wygł. na IV Konf. Hydrolog. P. B. Leningrad 1933.
93. 1933. Matusewicz J. Die Arbeitsmethoden betreffend die Untersuchungen der Temperatur fließender Gewässer. Ref. wygł. na IV Konf. Hydrolog. P. B. Leningrad 1933.
94. 1935. Łonniewski K. Zjawiska i okres lodowy w prawem dorzeczu górnej Wisły. Wejherowo 1935.

Tab. 1 – Zjawiska lodowe na Warcie pod Poznaniem

Rok Année	Pierwszy śryż Première gla- ce flottante	Ostatnia kra Dernier glaçon	Okres złodzenia Période de congélation	Stabilizacja lodu Arrêt de la glace	Ruszenie lodu Débâcle	Okres pokrywy Période de la couverture
1815/16						
1816/17						
1817/18						
1818/19						
1819/20						
1820/21						
1821/22		22 – I				
1822/23	14 – XI	23 – III	129	26 – XII	5 – III	69
1823/24	17 – XII	25 – I	39	19 – XII	10 – I	22
1824/25		21 – III		–	–	–
1825/26		18 – III		3 – I	3 – III	59
1826/27	28 – XI	9 – III	101	5 – I	7 – III	61
1827/28		12 – III		26 – XI	3 – II	69
1828/29		25 – III		3 – XII	22 – III	109
1829/30	14 – XI	16 – III	122	1 – XII	15 – III	104
1830/31	21 – XII	9 – III	78	1 – I	4 – III	62
1831/32	26 – XI	7 – III	102	–	–	–
1832/33	26 – XI	14 – III	108	27 – XI	14 – II	79
1833/34	15 – XII	18 – II	65	–	–	–
1834/35	20 – XI	20 – II	92	21 – XI	27 – I	67
1835/36	8 – XI	6 – III	119	10 – XI	1 – III	112
1836/37	25 – XI	15 – III	110	27 – XI	11 – III	104
1837/38	14 – XII	17 – III	93	24 – XII	13 – III	79
1838/39	22 – XI	17 – III	115	23 – XI	17 – II	86
1839/40	3 – XII	13 – III	101	4 – XII	11 – III	98
1840/41	8 – XII	22 – III	104	12 – XII	19 – III	97
1841/42	1 – I	5 – III	63	2 – I	3 – III	60
1842/43	6 – XI	5 – III	119	7 – XI	30 – I	84
1843/44	16 – XI	16 – III	121	20 – XI	12 – III	113
1844/45	30 – XI	3 – IV	124	3 – XII	1 – IV	119
1845/46	14 – XII	20 – II	70	18 – XII	4 – I	107
1846/47	19 – XI	21 – III	122	9 – XII	18 – III	99
1847/48	16 – XII	26 – II	72	19 – XII	24 – II	67
1848/49	21 – XII	15 – II	156	24 – XII	14 – II	52
1849/50	25 – XI	18 – III	113	26 – XI	16 – III	110
1850/51	–	15 – III		10 – I	1 – III	50
1851/52	20 – XI	16 – III	117	–	–	–
1852/53	24 – XII	4 – II	42	7 – I	15 – I	8
1853/54	26 – XI	7 – II	73	28 – XI	6 – II	70
1854/55	13 – XI			15 – XI		
1855/56						
1856/57						
1857/58					24 – III	
1858/59					27 – I	
1859/60						
1860/61					17 – II	
1861/62						
1862/63						
1863/64						
1864/65						
1865/66	10 – XII					
1866/67						
1867/68					7 – II	
1868/69					9 – II	
1869/70					24 – III	
1870/71					25 – II	
1871/72	6 – XII	9 – III	94		3 – III	
1872/73		5 – III		20 – XII	14 – I	25
1873/74	8 – XII	5 – III	87	9 – XII	6 – II	59
1874/75	15 – XI	28 – III	133	15 – XI	19 – III	124

Rok Année	Pierwszy śryż Première gla- ce flottante	Ostatnia kra Dernier glaçon	Okres złozdenia Période de congélation	Stabilizacja lodu Arrêt de la glace	Ruszenie lodu Débâcle	Okres pokrywy Période de la couverture
1875/76	5—XI	1—III	117	3—XII	24—II	83
1876/77	10—XI	11—III	121	22—XI	7—II	77
1877/78	20—XII	14—II	56	22—XII	8—II	48
1878/79	13—XII	26—III	103	17—XII	17—II	62
1879/80	18—XI	5—III	108	3—XII	2—III	90
1880/81	18—XII	16—III	88	10—I	13—III	62
1881/82	3—XI	13—II	102	—	—	—
1882/83	17—XI	27—III	130	19—XI	24—II	97
1883/84	7—XII	21—II	76	—	—	—
1884/85	21—XI	24—II	95	1—XII	17—II	78
1885/86	20—XI	28—III	127	12—XII	27—III	105
1886/87	1—XII	17—III	106	23—XII	3—III	70
1887/88	18—XI	27—III	130	25—XII	26—III	92
1888/89	8—XI	10—III	122	3—I	19—I	16
1889/90	7—XII	14—III	97	—	—	—
1890/91	26—XI	8—III	102	27—XI	5—III	98
1891/92	—	6—II	—	—	5—II	—
1892/93	29—XI	22—II	85	29—XI	20—II	83
1893/94	29—XII	—	—	—	—	—
1894/95	18—XII	1—IV	104	29—I	24—III	54
1895/96	27—XI	1—III	95	30—XII	29—II	61
1896/97	17—XI	—	—	4—XII	—	—
1897/98	12—XI	16—II	96	—	—	—
1898/99	24—XII	2—III	68	—	—	—
1899/900	8—XII	12—III	95	11—XII	7—II	58
1900/01	10—XII	25—III	105	3—I	9—III	65
1901/02	30—XI	23—II	85	—	—	—
1902/03	17—XI	23—II	98	3—XII	23—II	82
1903/04	6—XII	9—III	94	5—I	8—II	34
1904/05	29—XI	22—II	85	2—I	18—II	47
1905/06	19—XII	15—II	58	1—I	14—I	13
1906/07	11—XII	14—III	93	22—XII	9—III	77
1907/08	23—XI	18—II	87	2—I	14—II	43
1908/09	10—XI	28—III	138	16—XI	26—III	130
1909/10	23—XI	14—II	83	—	—	—
1910/11	22—XI	21—II	91	9—II	20—II	11
1911/12	7—XII	2—III	86	10—I	28—II	49
1912/13	7—XII	4—III	87	14—I	8—II	25
1913/14	1—I	18—II	48	22—I	15—II	24
1914/15	23—XI	14—III	111	7—II	12—II	5
1915/16	27—XI	29—II	94	29—XI	1—XII	2
1916/17	21—XI	31—III	130	5—II	30—III	53
1917/18	6—XII	24—II	80	27—XII	27—I	31
1918/19	23—XI	26—II	95	30—I	23—II	24
1919/20	5—XI	7—I	63	—	—	—
1920/21	1—XII	14—II	75	—	—	—
1921/22	10—XI	5—III	115	27—XI	28—II	93
1922/23	26—XI	24—II	90	—	—	—
1923/24	27—XI	29—III	123	30—XII	13—III	74
1924/25	17—XI	1—II	76	—	—	—
1925/26	30—XI	16—II	78	—	—	—
1926/27	23—XII	28—II	67	—	—	—
1927/28	12—XI	17—III	126	18—XII	15—I	28
1928/29	18—XII	22—III	94	22—XII	19—III	87
1929/30	21—XII	28—II	69	—	—	—
1930/31	17—XII	16—III	89	—	—	—
1931/32	27—XI	17—III	110	—	—	—
1932/33	12—XII	5—III	83	24—I	9—II	16
1933/34	1—XII	25—II	—	4—XII	6—I	—
1934/35	26—XII	21—II	—	9—I	17—II	—



Rok Année	Pierwszy sryż Première gla- ce flottante	Ostatnia kra Dernier glaçon	Okres zlodzenia Période de congélation	Stabilizacja lodu Arrêt de la glace	Ruszenie lodu Débâcle	Okres pokrywy Période de la couverture
1815/16					15 – III	
1816/17						
1817/18						
1818/19				14 – XII	4 – III	80
1819/20				4 – XII	17 – XII	13
1820/21				22 – XII	18 – III	86
1821/22				—	—	—
1822/23				18 – XII	7 – III	79
1823/24				20 – XII	22 – II	64
1824/25				27 – I	26 – III	58
1825/26				2 – I	14 – III	71
1826/27				19 – I	7 – III	47
1827/28				26 – XI	16 – III	111
1828/29				14 – I	3 – IV	79
1829/30				18 – XI	22 – III	124
1830/31				12 – I	12 – III	59
1831/32				28 – XII	20 – I	23
1832/33				26 – XI	15 – II	81
1833/34				8 – I	23 – I	15
1834/35				19 – XI	15 – II	88
1835/36				10 – XI	6 – III	117
1836/37				24 – XII	18 – III	84
1837/38				22 – XII	6 – III	74
1838/39				23 – XI	27 – III	124
1839/40				5 – XII	4 – IV	121
1840/41				10 – XII	21 – III	101
1841/42				3 – I	8 – III	64
1842/43				—	—	—
1843/44				9 – I	31 – III	82
1844/45				8 – XII	1 – IV	114
1845/46				16 – I	4 – III	47
1846/47				16 – XII	24 – III	98
1847/48				19 – XII	28 – II	71
1848/49				22 – XII	26 – I	35
1849/50				27 – XI	27 – II	92
1850/51				13 – I	21 – III	67
1851/52				—	—	—
1852/53				7 – I	7 – III	59
1853/54				5 – XII	12 – II	69
1854/55				18 – I	23 – III	64
1855/56				3 – XII	13 – II	72
1856/57				8 – I	20 – III	71
1857/58				4 – I	27 – III	82
1858/59				18 – XI	9 – II	83
1859/60				5 – XII	28 – III	114
1860/61				5 – XII	16 – II	73
1861/62				12 – XII	14 – III	92
1862/63				17 – XI	28 – I	72
1863/64				15 – XII	29 – II	76
1864/65				8 – XII	4 – IV	117
1865/66				25 – II	28 – II	3
1866/67				2 – XII	4 – II	64
1867/68				25 – XII	9 – II	46
1868/69				24 – XI	9 – II	77
1869/70				27 – I	8 – III	40
1870/71				4 – XII	19 – XII	15
1871/72				8 – XII	9 – III	92
1872/73				5 – II	2 – III	25
1873/74				8 – I	23 – II	46
1874/75				28 – XII	1 – IV	94

Rok Année	Pierwszy śryż Première gla- ce flottante	Ostatnia kra Dernier glaçon	Okres złodzenia Période de congélation	Stabilizacja lodu Arrêt de la glace	Ruszenie lodu Débâcle	Okres pokrywy Période de la couverture
1875/76				7-XII	24-11	79
1876/77				21-XI	7-1	47
1877/78				22-XII	22-11	62
1878/79	13-XII	1-IV	109	26-1	14-11	19
1879/80	18-XI	10-III	113	29-XI	5-III	97
1880/81	4-XII	23-III	109	15-1	13-III	57
1881/82	3-XI	26-11	115	-	-	-
1882/83	16-XI	5-IV	140	16-1	1-III	44
1883/84	6-XII	15-III	100	-	-	-
1884/85	20-XI	28-11	100	1-XII	30-1	60
1885/86	20-XI	4-IV	135	1-III	30-III	29
1886/87	5-XII	29-III	114	-	-	-
1887/88	16-XI	29-III	133	13-1	14-III	61
1888/89	7-XI	18-IV	162	4-1	17-IV	103
1889/90	2-XII	16-III	104	26-XII	27-1	32
1890/91	26-XI	16-III	110	13-XII	10-III	87
1891/92	18-XII	22-III	95	24-1	3-II	10
1892/93	26-XI	6-III	100	29-XI	21-11	84
1893/94	4-XII	7-III	93	5-1	8-II	34
1894/95	28-XI	30-111	122	11-11	13-III	30
1895/96	27-XI	16-III	110	2-XII	11-11	71
1896/97	15-XI	3-III	108	4-XII	27-11	85
1897/98	11-XI	15-111	124	-	-	-
1898/99	17-XII	9-III	82	-	-	-
1899/900	7-XII	25-III	109	13-XII	18-III	96
1900/01	3-XII	18-III	105	3-1	10-III	66
1901/02	29-XI	21-III	112	-	-	-
1902/03	17-XI	27-11	102	5-XII	4-II	61
1903/04	14-XII	11-III	88	27-XII	14-11	49
1904/05	14-XI	16-111	122	29-XII	4-III	65
1905/06	3-XII	7-III	94	31-XII	3-III	62
1906/07	8-XII	5-IV	118	22-XII	26-III	94
1907/08	20-XI	10-III	111	-	-	-
1908/09	7-XI	28-III	141	31-XII	22-111	81
1909/10	25-XI	11-11	78	-	-	-
1910/11	26-XI	2-III	96	9-II	23-11	14
1911/12	1-1	1-III	60	22-1	25-11	34
1912/13	13-XII	6-III	83	17-1	9-II	23
1913/14	19-XII	3-III	74	16-1	18-11	33
1914/15						
1915/16	25-XI	1-III	98	28-XI	6-XII	8
1916/17	18-XI	27-III	129	22-1	25-III	63
1917/18	4-XII	28-11	86	-	-	-
1918/19	21-XI	20-11	91	-	-	-
1919/20	16-XI	21-11	97	31-XII	5-11	36
1920/21	1-XI	6-III	125	13-XII	4-1	22
1921/22	14-XI	6-III	112	9-XII	28-11	81
1922/23	29-XI	11-III	102	21-11	5-III	12
1923/24	29-XI	30-III	122	25-XII	26-III	92
1924/25	19-XI	18-III	119	14-XII	5-1	22
1925/26	27-XI	3-III	96	16-XII	29-XII	13
1926/27	4-XII	6-III	92	-	-	-
1927/28	18-XI	21-III	124	16-XII	16-11	62
1928/29	8-XII	31-III	113	23-XII	27-III	94
1929/30	21-XII	3-III	72	-	-	-
1930/31	14-XII	29-III	105	-	-	-
1931/32	27-XI	1-IV	126	10-11	28-III	47
1932/33	21-XI	5-III	104	13-1	7-II	25
1933/34	21-XI	4-III		10-XII	25-11	
1934/35	24-XII	14-III		2-1	22-11	
1935/36	13-XII	25-11				

Rok Année	Pierwszy śryż Première gla- ce flottante	Ostatnia kra Dernier glaçon	Okres zlodzenia Période de congélation	Stabilizacja lodu Arrêt de la glace	Ruszenie lodu Débâcle	Okres pokrywy Période de la couverture
1815/16						
1816/17						
1817/18						
1818/19						
1819/20						
1820/21						
1821/22						
1822/23						
1823/24						
1824/25				24 - I	10 - III	45
1825/26				30 - XII	27 - II	59
1826/27				30 - I	2 - III	31
1827/28				14 - XI	2 - II	80
1828/29				6 - I	22 - III	75
1829/30				25 - XI	8 - III	103
1830/31				11 - I	4 - III	52
1831/32						
1832/33				17 - XII	24 - II	69
1833/34				10 - II	23 - II	13
1834/35				20 - XI	27 - I	68
1835/36				10 - XI	1 - III	112
1836/37				28 - XII	14 - III	76
1837/38				16 - XII	4 - III	78
1838/39				27 - XI	18 - III	111
1839/40				6 - XII	21 - I	46
1840/41				2 - XII	11 - III	99
1841/42				2 - I	3 - III	60
1842/43				6 - I	28 - I	22
1843/44				6 - XII	9 - XII	3
1844/45						
1845/46				—	—	—
1846/47				4 - II	18 - III	42
1847/48				19 - XII	25 - II	68
1848/49				22 - XII	23 - I	32
1849/50				26 - XI	19 - II	85
1850/51				3 - I	15 - I	2
1851/52				—	—	—
1852/53				7 - I	21 - I	14
1853/54				5 - XII	10 - III	95
1854/55				17 - I	8 - III	50
1855/56				23 - XI	9 - II	78
1856/57				28 - XI	17 - III	109
1857/58				5 - I	24 - III	78
1858/59				9 - XI	1 - II	84
1859/60				5 - XII	10 - III	96
1860/61						
1861/62						
1862/63						
1863/64						
1864/65						
1865/66						
1866/67		21 - III			30 - I	
1867/68	21 - XI	1 - III	101	5 - I	25 - II	51
1868/69	21 - XI	12 - II	83	18 - I	10 - II	23
1869/73	11 - XII	24 - III	103	29 - I	7 - III	37
1870/71	1 - XII	22 - II	83	4 - XII	20 - II	78
1871/72	1 - XII	1 - III	91	7 - XII	1 - III	85
1872/73	2 - II	25 - II	23	2 - II	25 - II	23
1873/74						
1874/75	18 - I	14 - III	55	1 - III	14 - III	13



Rok Année	Pierwszy sryż Première gla- ce flottante	Ostatnia kra Dernier glaçon	Okres złodzenia Période de congélation	Stabilizacja lodu Arrêt de la glace	Ruszenie lodu Débâcle	Okres pokrywy Période de la couverture
1875/76	1 - XII	24 - II	85	1 - XII	21 - II	82
1876/77	20 - I	1 - II	12	27 - I	1 - II	5
1877/78						
1878/79	11 - XII	28 - III	107	15 - XII	11 - II	58
1879/80	17 - XI	20 - III	124	4 - XII	1 - III	88
1880/81	4 - I	14 - III	69	10 - I	9 - III	58
1881/82	13 - XII	21 - I	39	-	-	-
1882/83	7 - I	17 - III	69	14 - I	1 - II	18
1883/84	6 - XII	1 - I	26	-	-	-
1884/85	21 - XI	20 - II	91	26 - XI	18 - II	84
1885/86	18 - XI	29 - III	131	14 - XII	26 - III	102
1886/87	1 - II	6 - III	33	1 - II	5 - III	32
1887/88	14 - XII	12 - III	89	25 - XII	11 - III	77
1888/89	8 - XI	17 - III	129	4 - I	12 - III	67
1889/90	1 - XII	11 - III	100	14 - XII	10 - III	86
1890/91	28 - XI	7 - III	99	16 - XII	5 - III	79
1891/92	12 - I	17 - III	65	22 - I	16 - III	54
1892/93	26 - XI	23 - II	89	27 - XI	19 - II	84
1893/94	1 - I	1 - III	59	4 - I	6 - III	39
1894/95	1 - I	20 - III	78	5 - II	19 - III	42
1895/96		6 - III		1 - I	8 - II	48
1896/97	2 - XII	25 - II	85	3 - XII	24 - II	83
1897/98	11 - XI	15 - II	96	29 - XII	9 - I	11
1898/99	26 - XII	2 - III	66	-	-	-
1899/900	8 - XII	11 - III	94	21 - XII	24 - I	34
1900/01	1 - I	7 - III	65	4 - I	4 - III	59
1901/02	30 - XI	16 - III	106	-	-	-
1902/03	18 - XI	20 - II	94	1 - XII	30 - I	60
1903/04	25 - XII	9 - III	75	6 - I	16 - I	10
1904/05	17 - XI	24 - II	99	3 - I	2 - II	30
1905/06	19 - XII	16 - II	59	4 - I	7 - I	3
1906/07	15 - XII	13 - III	88	25 - XII	7 - III	72
1907/08	23 - XI	13 - II	82	4 - I	28 - I	24
1908/09	9 - XI	14 - III	125	29 - XII	9 - III	70
1909/10	26 - XI	30 - I	65	-	-	-
1910/11	1 - XII	21 - II	82	16 - I	19 - II	34
1911/12	8 - I	11 - II	34	16 - I	11 - II	26
1912/13	12 - I	4 - III	51	16 - I	4 - III	47
1913/14	2 - I	1 - II	30	16 - I	1 - II	16
1914/15	21 - I	6 - III	44	-	-	-
1915/16	27 - XI	26 - II	91	-	-	-
1916/17	19 - I	10 - III	50	31 - I	10 - III	38
1917/18	18 - XII	21 - II	65	4 - I	18 - I	14
1918/19	27 - I	22 - II	26	31 - I	21 - II	21
1919/20	18 - XI	11 - I	54	-	-	-
1920/21	31 - X	27 - II	119	15 - XII	29 - XII	14
1921/22	11 - XI	1 - III	110	3 - XII	26 - II	85
1922/23	28 - XI	25 - II	89	-	-	-
1923/24	21 - XII	12 - III	82	31 - XII	23 - I	23
1924/25	14 - XII	30 - I	47	-	-	-
1925/26	1 - XII	29 - I	59	-	-	-
1926/27	24 - XII	26 - II	64	-	-	-
1927/28	20 - XI	20 - III	121	1 - I	14 - I	13
1928/29	19 - XII	25 - III	96	25 - XII	21 - III	86
1929/30	21 - XII	1 - III	70	-	-	-
1930/31	20 - XII	14 - III	84	-	-	-
1931/32	29 - XI	16 - III	108	11 - II	14 - III	32
1932/33	13 - XII	4 - III	81	14 - I	4 - II	21
1933/34	4 - XII	9 - II		6 - XII	11 - I	
1934/35	7 - I	12 - III		9 - I	17 - II	

Rok Année	Pierwszy şryż Première gla- ce flottante	Ostatnia kra Dernier glaçon	Okres złodzenia Période de congélation	Stabilizacja lodu Arrêt de la glace	Ruszenie lodu Débâcle	Okres pokrywy Période de la couverture
1815/16						
1816/17						
1817/18						
1818/19						
1819/20						
1820/21						
1821/22						
1822/23						
1823/24						
1824/25						
1825/26						
1826/27						
1827/28						
1828/29						
1829/30						
1830/31						
1831/32						
1832/33						
1833/34						
1834/35						
1835/36						
1836/37						
1837/38						
1838/39						
1839/40						
1840/41						
1841/42						
1842/43						
1843/44						
1844/45						
1845/46						
1846/47						
1847/48						
1848/49						
1849/50						
1850/51						
1851/52						
1852/53						
1853/54						
1854/55						
1855/56						
1856/57						
1857/58						
1858/59						
1859/60						
1860/61						
1861/62						
1862/63						
1863/64						
1864/65					12 – IV	
1865/66				7 – XII	24 – III	107
1866/67				14 – XII	7 – IV	114
1867/68				12 – XII	25 – III	104
1868/69				23 – XI	11 – III	108
1869/70				12 – XII	10 – IV	119
1870/71				11 – XII	29 – III	108
1871/72				8 – XII	30 – III	113
1872/73				21 – XII	20 – III	89
1873/74				24 – XI	26 – III	122
1874/75				5 – XII	8 – IV	124

Rok Année	Pierwszy sryż Première gla- ce flottante	Ostatnia kra Dernier glaçon	Okres złodzenia Période de congélation	Stabilizacja lodu Arrêt de la glace	Ruszenie lodu Débâcle	Okres pokrywy Période de la couverture
1875/76				29-XI	14-III	106
1876/77		31-III		19-XI	31-III	132
1877/78	9-XII	9-III	90	16-XII	25-III	71
1878/79	13-XII	20-III	97	27-I	15-III	19
1879/80	26-XI	9-IV	135	3-XII	3-III	90
1880/81	4-XII	8-IV	125	8-XII	26-III	108
1881/82	30-X	4-III	125	16-XII	10-III	25
1882/83	16-XI	13-IV	148	25-XII	8-IV	104
1883/84	6-XII	16-III	101	-	-	-
1884/85	20-XI	28-III	128	28-XI	21-III	113
1885/86	19-XI	7-IV	139	16-I	31-III	74
1886/87	6-XII	8-IV	123	16-I	9-III	24
1887/88	16-XI	6-IV	142	30-XII	30-III	91
1888/89	6-XI	10-IV	155	13-I	4-IV	81
1889/90	2-XII	20-III	108	27-XII	12-III	75
1890/91	25-XI	27-III	122	28-XI	12-III	104
1891/92	5-XI	30-III	146	23-I	24-III	61
1892/93	25-XI	31-III	126	27-XII	16-III	79
1893/94	24-XI	16-III	112	4-I	8-III	35
1894/95	28-XI	11-IV	134	8-III	1-IV	52
1895/96	28-XI	22-III	115	2-XII	13-III	73
1896/97	13-XI	17-III	124	3-XII	28-III	87
1897/98	10-XI	23-III	133	24-XII	22-I	29
1898/99	16-X	26-III	161	-	-	-
1899/900	22-XI	10-IV	140	14-XII	31-III	108
1900/01	2-XII	31-III	119	1-I	15-III	73
1901/02	25-XI	23-III	118	-	-	-
1902/03	17-XI	27-III	102	3-XII	31-I	59
1903/04	28-XI	26-III	119	28-XII	16-III	79
1904/05	14-XI	27-III	133	1-I	13-III	71
1905/06	1-XII	11-III	100	1-I	6-III	64
1906/07	7-XII	9-IV	123	20-XII	2-IV	103
1907/08	18-XI	30-III	133	20-XI	10-III	111
1908/09	7-XI	2-IV	146	9-XI	28-III	139
1909/10	17-XI	20-III	95	28-XI	4-XII	6
1910/11	26-XI					
1911/12						
1912/13						
1913/14						
1914/15						
1915/16						
1916/17						
1917/18						
1918/19						
1919/20						
1920/21						
1921/22						
1922/23	25-XI	24-III	119	28-XI	20-III	112
1923/24	26-XI	6-IV	132	1-I	28-III	86
1924/25	6-XII	17-III	101	11-XII	6-I	26
1925/26	28-XI	26-III	118	3-XII	31-XII	28
1926/27	3-XII	18-III	105	22-XII	7-III	75
1927/28	15-XI	4-IV	141	19-XII	24-III	96
1928/29	16-XII	17-IV	122	25-XII	14-IV	110
1929/30	21-XII	24-III	97	-	-	-
1930/31	22-XI	18-IV	147	1-I	30-III	88
1931/32	24-XI	10-IV	138	4-XII	1-IV	118
1932/33	20-XI	22-III	122	1-III	19-III	46
1933/34	21-XI	20-III		13-XII	25-III	
1934/35	6-XII	24-III		7-I	23-III	



Rok Année	Pierwszy sryz Première gla- ce flottante	Ostatnia kra Dernier glaçon	Okres złodzenia Période de congélation	Stabilizacja lodu Arrêt de la glace	Ruszenie lodu Débâcle	Okres pokrywy Période de la couverture
1815/16						
1816/17						
1817/18						
1818/19						
1819/20						
1820/21						
1821/22						
1822/23						
1823/24						
1824/25						
1825/26						
1826/27						
1827/28						
1828/29						
1829/30						
1830/31						
1831/32						
1832/33						
1833/34						
1834/35						
1835/36						
1836/37						
1837/38						
1838/39						
1839/40						
1840/41						
1841/42						
1842/43						
1843/44						
1844/45						
1845/46						
1846/47						
1847/48						
1848/49						
1849/50						
1850/51						
1851/52						
1852/53						
1853/54						
1854/55						
1855/56						
1856/57						
1857/58						
1858/59						
1859/60						
1860/61						
1861/62						
1862/63						
1863/64						
1864/65						
1865/66						
1866/67						
1867/68						
1868/69						
1869/70						
1870/71						
1871/72						
1872/73						
1873/74						
1874/75						

Rok Année	Pierwszy sryz Première gla- ce flottante	Ostatnia kra Dernier glaçon	Okres złozenia Période de congélation	Stabilizacja lodu Arrêt de la glace	Ruszenie lodu Débâcle	Okres pokrywy Période de la couverture
1875/76						
1876/77				(24 - XI)	31 - III)	127
1877/78				(20 - XII)	(16 - III)	86
1878/79	(15 - XII)	(3 - IV)	109	(18 - XII)	(2 - III)	74
1879/80	(24 - XI)	(4 - IV)	131	(5 - XII)	(28 - III)	114
1880/81	3 - XII	6 - IV	124	(6 - XII)	31 - III	115
1881/82	2 - XI	5 - III	123	14 - XII	3 - III	79
1882/83	15 - XI	14 - IV	150	19 - XI	11 - IV	143
1883/84	7 - XII	21 - III	105	9 - XII	18 - III	100
1884/85	21 - XI	23 - III	122	23 - XI	19 - III	116
1885/86	19 - XI	9 - IV	141	28 - XI	4 - IV	127
1886/87	30 - XI	7 - IV	128	25 - XII	3 - IV	99
1887/88	17 - XI	2 - IV	137	30 - XII	30 - III	90
1888/89	6 - XI	11 - IV	156	7 - XI	9 - III	122
1889/90	5 - XII	25 - III	110	29 - XII	16 - III	77
1890/91	25 - XI	(23 - III)	118	26 - XI	(19 - III)	113
1891/92	(7 - XI)	(4 - IV)	149	(15 - XI)	(29 - III)	135
1892/93	(24 - XI)	(1 - IV)	128	(27 - XI)	(25 - III)	118
1893/94	(28 - XI)	(15 - III)	107	(30 - XII)	(9 - III)	69
1894/95	(11 - XII)	(12 - IV)	122	(14 - XII)	(8 - IV)	115
1895/96	(28 - XI)	(28 - III)	121	(4 - XII)	(16 - III)	103
1896/97	(15 - XI)	(19 - III)	124	(17 - XI)	(9 - III)	112
1897/98	(10 - XI)			(9 - XII)		
1898/99						
1899/900						
1900/01		21 - III			20 - III	
1901/02	25 - XI	23 - III	118	30 - XI	21 - III	111
1902/03	13 - XI	14 - III	121	19 - XI	27 - III	100
1903/04	12 - XII	27 - III	106	14 - XII	24 - III	101
1904/05	14 - XI	31 - III	137	16 - XI	28 - III	132
1905/06	2 - XII	23 - III	111	21 - XII	19 - III	88
1906/07	8 - XII	12 - IV	125	13 - XII	6 - IV	114
1907/08	18 - XI	24 - III	127	20 - XI	19 - III	120
1908/09	8 - XI	7 - IV	150	16 - XI	4 - IV	139
1909/10	22 - XI	1 - III	99	28 - XI	27 - III	91
1910/11	26 - XI			1 - XII		
1911/12						
1912/13						
1913/14						
1914/15						
1915/16						
1916/17						
1917/18						
1918/19						
1919/20						
1920/21						
1921/22						
1922/23	22 - XI	26 - III	124	7 - III	17 - III	38
1923/24	20 - XII	2 - IV	104	26 - XII	1 - IV	97
1924/25	19 - XI	9 - III	82	6 - XII	6 - III	62
1925/26	28 - XI	6 - IV	129	30 - XI	1 - IV	122
1926/27	4 - XII	16 - III	102	25 - XII	15 - III	80
1927/28	22 - XII	16 - IV	116	27 - XII	1 - IV	96
1928/29	17 - XII	14 - IV	118	21 - XII	13 - IV	113
1929/30	20 - XII	24 - III	94	25 - XII	23 - III	88
1930/31	21 - XI	15 - IV	145	14 - XII	14 - IV	121
1931/32	23 - XI	12 - IV	141	29 - XI	10 - IV	132
1932/33	19 - XI	23 - III	124	5 - I	23 - III	77
1933/34	21 - XI	25 - III		10 - XII	15 - III	
1934/35	6 - XII	29 - III		24 - XII	21 - III	

Rok Année	Pierwszy sryz Première gla- ce flottante	Ostatnia kra Dernier glaçon	Okres złodzenia Période de congélation	Stabilizacja lodu Arrêt de la glace	Ruszenie lodu Débâcle	Okres pokrywy Période de la couverture
1815/16						
1816/17						
1817/18						
1818/19						
1819/20						
1820/21						
1821/22						
1822/23						
1823/24						
1824/25						
1825/26						
1826/27						
1827/28						
1828/29						
1829/30						
1830/31						
1831/32						
1832/33						
1833/34						
1834/35						
1835/36						
1836/37						
1837/38						
1838/39						
1839/40						
1840/41						
1841/42						
1842/43						
1843/44						
1844/45						
1845/46						
1846/47						
1847/48						
1848/49						
1849/50						
1850/51						
1851/52						
1852/53						
1853/54						
1854/55						
1855/56						
1856/57						
1857/58						
1858/59						
1859/60						
1860/61						
1861/62						
1862/63						
1863/64						
1864/65						
1865/66						
1866/67		17 – III			15 – I	
1867/68	22 – XI	7 – III	106	1 – XII	2 – III	92
1868/69	17 – XI	18 – II	93	21 – XI	17 – II	88
1869/70	9 – XII	11 – III	92	28 – I	8 – III	39
1870/71	9 – XII	1 – III	82	13 – XII	27 – II	76
1871/72	13 – XII	19 – III	97	13 – XII	14 – III	92
1872/73	16 – XII					
1873/74						
1874/75						



Rok Année	Pierwszy sryz Première glace flottante	Ostatnia kra Dernier glaçon	Okres złodzenia Période de congélation	Stabilizacja lodu Arrêt de la glace	Ruszenie lodu Débacle	Okres pokrywy Période de la couverture
1875/76						
1876/77						
1877/78						
1878/79						
1879/80						
1880/81						
1881/82						
1882/83						
1883/84	6 - XII			14 - XII		
1884/85	20 - XI	10 - III	110	1 - XII	9 - III	98
1885/86	22 - XI	1 - IV	130	16 - XII	25 - III	99
1886/87	1 - XII	6 - III	95	16 - I	5 - III	48
1887/88	15 - XII	16 - III	92	25 - XII	13 - III	79
1888/89	1 - II	27 - III	54	1 - II	26 - III	53
1889/90	1 - XII	18 - III	107	4 - XII	15 - III	101
1890/91	27 - XI	14 - III	107	12 - XII	11 - III	89
1891/92	7 - XI	23 - III	137	20 - XII	16 - III	87
1892/93	24 - XI	6 - III	102	28 - XI	2 - III	94
1893/94	5 - XII	5 - III	90	2 - I	2 - III	59
1894/95	10 - XII			16 - XII		
1895/96		9 - III			1 - III	
1896/97	1 - XII	1 - III	90	1 - XII	28 - II	89
1897/98	10 - XI	19 - III	129	26 - XII	3 - III	67
1898/99	21 - XII	25 - III	94	25 - XII	26 - I	32
1899/900	5 - XII	12 - III	98	11 - XII	11 - II	62
1900/01	22 - XII	15 - III	83	1 - I	14 - III	72
1901/02	30 - XI	18 - III	108	-	-	-
1902/03	18 - XI	24 - II	98	19 - XI	22 - II	95
1903/04	14 - XII	17 - III	94	24 - XII	15 - III	82
1904/05	16 - XI	18 - III	122	28 - XII	14 - III	76
1905/06	5 - XII	6 - III	91	21 - XII	3 - III	72
1906/07	9 - XII	1 - IV	113	21 - XII	1 - IV	101
1907/08	22 - XI	6 - III	105	4 - XII	3 - III	89
1908/09	8 - XI	29 - III	141	16 - XI	23 - III	127
1909/10	25 - XI	13 - II	80	29 - XI	13 - II	76
1910/11	23 - XI	4 - III	101	5 - XII	25 - II	82
1911/12	2 - XII	27 - II	87	11 - I	15 - II	35
1912/13	13 - XII	11 - III	88	17 - I	7 - III	49
1913/14	18 - XII	28 - II	72	13 - I	24 - II	42
1914/15						
1915/16						
1916/17						
1917/18						
1918/19	5 - XII	22 - II	79	10 - XII	22 - I	43
1919/20	17 - XI	6 - III	110	29 - XII	4 - III	66
1920/21	30 - X	14 - III	135	1 - XI	10 - III	129
1921/22	22 - XI	2 - III	100	28 - XI	1 - III	93
1922/23	29 - XI	7 - III	98	6 - XII	6 - III	90
1923/24	23 - XII	27 - III	95	26 - XII	26 - III	91
1924/25	13 - XI	11 - II	90	10 - XII	10 - II	62
1925/26	25 - XI	1 - IV	127	6 - XII	6 - II	62
1926/27	20 - XII	17 - III	87	25 - XII	5 - III	70
1927/28	22 - XI	30 - III	129	9 - XII	26 - III	108
1928/29	9 - XII	1 - IV	113	24 - XII	28 - III	94
1929/30	22 - XII	9 - III	77	25 - XII	7 - III	72
1930/31	14 - XII	5 - IV	112	22 - XII	20 - III	88
1931/32	28 - XI	7 - IV	131	1 - XII	2 - IV	123
1932/33	20 - XI	11 - III	111	11 - I	9 - III	57
1933/34	1 - XII	2 - III		5 - XII	27 - II	
1934/35	9 - XII	12 - III		2 - I	26 - II	

Case No.	Sex	Age	Occupation	Duration of Illness	Chief Complaints	Examination	Diagnosis	Prognosis	Remarks
1001	M	45	Farmer	10 years	Chronic cough, sputum	Normal	Chronic bronchitis	Good	
1002	F	35	Housewife	5 years	Intermittent fever, weight loss	Normal	Tuberculosis	Poor	
1003	M	55	Teacher	2 years	Shortness of breath, chest pain	Normal	Coronary artery disease	Fair	
1004	F	25	Student	1 year	Joint pain, fatigue	Normal	Rheumatoid arthritis	Good	
1005	M	60	Retired	3 years	Memory loss, mood swings	Normal	Alzheimer's disease	Poor	
1006	F	40	Nurse	8 years	Chronic diarrhea, abdominal pain	Normal	Inflammatory bowel disease	Fair	
1007	M	30	Engineer	4 years	Headaches, dizziness	Normal	Migraine	Good	
1008	F	50	Homemaker	6 years	Depression, loss of interest	Normal	Major depressive disorder	Fair	
1009	M	40	Doctor	1 year	High blood pressure, chest pain	Normal	Hypertension	Good	
1010	F	30	Artist	2 years	Joint pain, skin rash	Normal	Gout	Good	
1011	M	50	Businessman	3 years	Diabetes, weight gain	Normal	Diabetes mellitus	Fair	
1012	F	40	Teacher	5 years	Chronic pain, fatigue	Normal	Fibromyalgia	Fair	
1013	M	65	Retired	1 year	Stroke, weakness	Normal	Ischemic stroke	Poor	
1014	F	35	Student	6 months	Weight gain, fatigue	Normal	Hypothyroidism	Good	
1015	M	45	Farmer	10 years	Chronic cough, sputum	Normal	Chronic bronchitis	Good	
1016	F	55	Housewife	5 years	Intermittent fever, weight loss	Normal	Tuberculosis	Poor	
1017	M	55	Teacher	2 years	Shortness of breath, chest pain	Normal	Coronary artery disease	Fair	
1018	F	25	Student	1 year	Joint pain, fatigue	Normal	Rheumatoid arthritis	Good	
1019	M	60	Retired	3 years	Memory loss, mood swings	Normal	Alzheimer's disease	Poor	
1020	F	40	Nurse	8 years	Chronic diarrhea, abdominal pain	Normal	Inflammatory bowel disease	Fair	
1021	M	30	Engineer	4 years	Headaches, dizziness	Normal	Migraine	Good	
1022	F	50	Homemaker	6 years	Depression, loss of interest	Normal	Major depressive disorder	Fair	
1023	M	40	Doctor	1 year	High blood pressure, chest pain	Normal	Hypertension	Good	
1024	F	30	Artist	2 years	Joint pain, skin rash	Normal	Gout	Good	
1025	M	50	Businessman	3 years	Diabetes, weight gain	Normal	Diabetes mellitus	Fair	
1026	F	40	Teacher	5 years	Chronic pain, fatigue	Normal	Fibromyalgia	Fair	
1027	M	65	Retired	1 year	Stroke, weakness	Normal	Ischemic stroke	Poor	
1028	F	35	Student	6 months	Weight gain, fatigue	Normal	Hypothyroidism	Good	
1029	M	45	Farmer	10 years	Chronic cough, sputum	Normal	Chronic bronchitis	Good	
1030	F	55	Housewife	5 years	Intermittent fever, weight loss	Normal	Tuberculosis	Poor	
1031	M	55	Teacher	2 years	Shortness of breath, chest pain	Normal	Coronary artery disease	Fair	
1032	F	25	Student	1 year	Joint pain, fatigue	Normal	Rheumatoid arthritis	Good	
1033	M	60	Retired	3 years	Memory loss, mood swings	Normal	Alzheimer's disease	Poor	
1034	F	40	Nurse	8 years	Chronic diarrhea, abdominal pain	Normal	Inflammatory bowel disease	Fair	
1035	M	30	Engineer	4 years	Headaches, dizziness	Normal	Migraine	Good	
1036	F	50	Homemaker	6 years	Depression, loss of interest	Normal	Major depressive disorder	Fair	
1037	M	40	Doctor	1 year	High blood pressure, chest pain	Normal	Hypertension	Good	
1038	F	30	Artist	2 years	Joint pain, skin rash	Normal	Gout	Good	
1039	M	50	Businessman	3 years	Diabetes, weight gain	Normal	Diabetes mellitus	Fair	
1040	F	40	Teacher	5 years	Chronic pain, fatigue	Normal	Fibromyalgia	Fair	
1041	M	65	Retired	1 year	Stroke, weakness	Normal	Ischemic stroke	Poor	
1042	F	35	Student	6 months	Weight gain, fatigue	Normal	Hypothyroidism	Good	
1043	M	45	Farmer	10 years	Chronic cough, sputum	Normal	Chronic bronchitis	Good	
1044	F	55	Housewife	5 years	Intermittent fever, weight loss	Normal	Tuberculosis	Poor	
1045	M	55	Teacher	2 years	Shortness of breath, chest pain	Normal	Coronary artery disease	Fair	
1046	F	25	Student	1 year	Joint pain, fatigue	Normal	Rheumatoid arthritis	Good	
1047	M	60	Retired	3 years	Memory loss, mood swings	Normal	Alzheimer's disease	Poor	
1048	F	40	Nurse	8 years	Chronic diarrhea, abdominal pain	Normal	Inflammatory bowel disease	Fair	
1049	M	30	Engineer	4 years	Headaches, dizziness	Normal	Migraine	Good	
1050	F	50	Homemaker	6 years	Depression, loss of interest	Normal	Major depressive disorder	Fair	

Karol Paulo

## Zjawiska glacialne i periglacialne w Małej Fatrze.

### I. WIADOMOŚCI OGÓLNE.

#### 1. Położenie i budowa Małej Fatry.

Mała Fatra jest tektonicznie jednolitym pasmem górskim, należącym do strefy wewnętrznej Karpat Zachodnich i ciągnie się w przedłużeniu Tatr z jednej, a Małych Karpat z drugiej strony. Brak jest jednolitego określenia granic Małej Fatry a i sama jej nazwa bywa nieraz bardzo dowolnie zmieniana i przesuwana (Rehman 19, Uhlig 33, Sawicki 22, Matejka i Andrusov 14, Kolaček 7, Král 8).

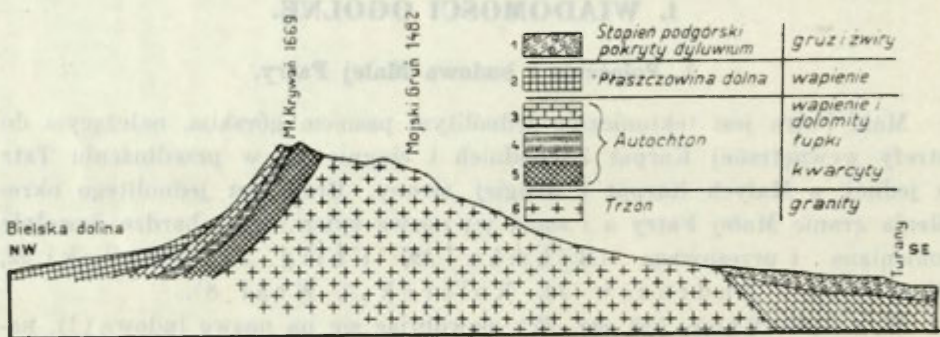
W r. 1860 Stur (30, str. 32), powołując się na nazwę ludową (!), nazywał góry położone na prawym brzegu Streczniańskiego przełomu Wagu — „Klein-Krivan-Gebirge“, uważając je za dalszy ciąg, położonych na lewym brzegu przełomu, „Wiaternych Hał“. Nazwa „Fatra“ jest mu znana, ale stosuje ją do Wielkiej Fatry („Fatra-Gebirge“). Paul<sup>1</sup> w r. 1867 zna nazwę „Klein Krivan“. Uhlig (32, 33) w r. 1902 i 1903 używał nadal nazwy „Klein-Krivangebirge“ lub „Fatrakrivangebirge“, przy czym wyróżnia je od „gesamten Kleinen Fatra“, obejmując, tą ostatnią nazwą także góry położone na lewym brzegu Wagu, które za innymi nazywa „Mincowgebirge“. Sawicki (22) stosuje nazwę „górotwór Fatra-Minczoł“, nazywając równocześnie pasmo prawobrzeżne Małą Fatrą. W r. 1931 Kolaček (7) łączy w jedno pasmo Małej Fatry grupę Minczolską i Krywańską, nazywając tę ostatnią właściwą Małą Fatrą. Mimo to sam w dalszym ciągu pracy używa nazwy Mała Fatra jedynie w odniesieniu do grupy Krywańskiej. Vitásek (34) przyjmuje podział Kolačka, wymieniając ponadto osobno grupę Rosudea. Matejka i Andrusov (14) z okazji nowego podziału tektonicznego Karpat Zachodnich w r. 1931, łączą ze względów tektonicznych, lewobrzeżną Małą Fatrę i prawobrzeżny Minczoł w „masiv

<sup>1</sup> K. Paul: *Zazriva in der Arva und Klein Krivan*. Verhandl. der k. u. k. geolog. Reichsanstalt. Wien 1867, str. 266—267.



Mała Fatra—Minčol“. Natomiast względy natury geograficznej, każą Královi (8) ograniczyć stosowanie nazwy Mała Fatra, jedynie do pasma, ciągnącego się na prawym brzegu przełomu Streczniańskiego. Pogląd ten przyjmujemy w niniejszej pracy, mimo że nie potwierdza go mapa specjalna 1:75.000 Czechosłowackiego Wojskowego Instytutu Geograficznego, wydana w Pradze w r. 1930, bowiem krajobraz morfologiczny pasma prawobrzeżnego różni się wielce od krajobrazu pasma lewobrzeżnego.

Według Krála (8, str. 21) granice M. Fatry stanowią: kotlina Turczańska, dolina Warinki i dolina Zazriwy. Także Kolaček (7) uważa Zazriwę za wschodnią granicę M. Fatry, podczas gdy Matejka (13, str. 303), ze względów geologicznych, prowadzi granicę doliną Istebny, po której wschodnim stoku przebiega pasmo skałek, oddzielające M. Fatrę od fli-



Ryc. 1. Przekrój poprzeczny Małej Fatry. Querprofil der Kl. Fatra: 1. Diluviale Schotter am Bergfusse. 2. Kalksteine der unteren subtatrischen Decke. 3. Kalksteine und Dolomite (autochthon). 4. Schiefer (autochthon). 5. Quarzit (autochthon). 6. Granite der Kl. Fatra.

szowej Orawskiej Magury. Jest to granica mniej wyraźna niż głęboki przełom Zazriwy, lecz pozwala na włączenie szczytów Keczka i Łysica do M. Fatry. Szczyty te posiadają formy fatrzańskie i ze względów morfologicznych nie mogłyby być włączone do Orawskiej Magury. W pracy niniejszej rozpatrywać będziemy M. Fatrę w granicach od przełomu Streczniańskiego do doliny Istebny. Zatem grzbiet Małej Fatry zaczyna się na zachodzie szczytem Panoszyna (1022 m), a kończy się na wschodzie szczytem Keczka (1224 m), ciągnąc się na przestrzeni 30 km.

Mała Fatra jest pod względem geologicznym pasmem trzonowym o asymetrycznie rozwiniętych skrzydłach (ryc. 1). W tektonicznym podziale Karpat Zachodnich Matejki i Andrusova, M. Fatra ze względu na swój krystaliczny trzon, znalazła się w pasie Wysoko-Tatrzańskim strefy tektonicznej Tatridów, podczas gdy nasunięte od południa płaszczowiny zaliczone zostały do serii płaszczowin subtatrzańskich Granidów. Trzon M. Fatry zbudowany jest z granitu biotytowego (14, str. 43) zewnętrznie bardzo podo-

bnego do granitu tatrzańskiego. Trzon przykryty jest zgodnie cienką autochtoniczną osłoną mezozoiczną (14, str. 46), złożoną z piaskowców kwarcytowych, kwarcytów i zlepieńców krzemionkowych, łupków czerwonych, żółtych i zielonych (te trzy utwory zostały zaliczone do triasu dolnego),<sup>2</sup> oraz wapieni czarnych krinoidowych (przynależnych do triasu środkowego).

Pokrywa płaszczowinowa M. Fatry jest zredukowana do dużego płata spoczywającego na północnych stokach.<sup>3</sup> Jej skład stratygraficzny przedstawia się następująco: wapienie i dolomity środkowo- i górno-triasowe, łupki retyckie, wapienie jurajskie oraz wapienie i margle kredowe.

Twórcza rola w morfologii Małej Fatry przypada dolomitom i wapieniom triasowym, gdyż właśnie w nich przebiega główna grań pasma.<sup>4</sup>

Związki morfologiczno-petrograficzne w M. Fatrze są tak ścisłe, że dla ich zrozumienia zapoznać się musimy z budową geologiczną stoków (por. ryc. 1 i dalsze). Stok północny jest całkowicie pokryty wapieniami i dolomitami, a trzon granitowy widoczny jest tylko w dwu niewielkich oknach tektonicznych, pochodzenia erozyjnego. Stok południowy posiada strukturę pasową, co szczególnie dobrze widać na odcinku między Małym Krywaniem a Suchym lub między Stohem a Hromowem. Grań pasma przebiega, jak już wspominałem, w wapieniach i dolomitach, oprócz odcinka grzbietu między Wielkim a Małym Krywaniem, na którym wapienie zostały zdenudowane, a grań pasma biegnie w łupkach, podpartych wystąpieniami kwarcytów. Pas łupków posiada zmienną szerokość od 30 m (na stokach Małego Krywania) do 2 km (pomiędzy Wielkim Krywaniem a szczytem 1572 m, gdzie przechodzi na stronę północną). Poniżej pasa łupków ciągnie się pas kwarcytów i piaskowców kwarcytowych, średnio 300 m szeroki, spoczywający na granitach trzonowych. Pas granitowy jest najszerszy, bo dochodzi do 4,5 km szerokości. W poziomie około 600 m granity zanurzają się pod paleogeński stopień podgórski, pokryty dyluwialnymi nanosami, w postaci dużych głazów, gruzu i żwirów. Ewentualny fluwioglacialny charakter owych nanosów jest kwestią otwartą

<sup>2</sup> Jak widzimy, Małéjka i Andrusov zdeklarowali wątpliwy dotychczas wiek tzw. kwarcytów permotriasowych jako dolno-triasowy.

<sup>3</sup> Małéjka (13, str. 305) rozróżnia tu dwie płaszczowiny, dolną i górną, przy czym dolna posiada dwie dygitaacje. Tektonika strefy Granidów jest mało znana. Jak się wydaje, tektoniczna analogia M. Fatry i Tatr jest bliska.

<sup>4</sup> Zdanie powyższe modyfikuje powszechnie przyjęty pogląd, jakoby najwyższe szczyty M. Fatry zbudowane były z tzw. kwarcytów permotriasowych. Na podstawie jednak spostrzeżeń własnych, przypisuję im rolę drugorzędą, niemniej wybitną, podobnie jak to uczynił Młodziejowski: „Rola kwarcytów permotriasowych w krajobrazie tatrzańskim“. Kosmos, tom LVII, ser. A, Lwów 1934, str. 355—377. Faktycznie stanowią one podstawę każdego niemal szczytu, są jednak jeszcze przykryte mniej lub więcej zniszczoną czapą wapieni i dolomitów, tworzących zakończenie szczytu. Szczyty są uwarunkowane tektonicznie i odpowiadają poprzecznym elewacjom kwarcytów i trzonu. Ze szczytów pierwszego rzędu jedynie M. Krywań (1669 m) zbudowany jest z kwarcytów.



i dotychczas nie rozstrzygniętą (por. literaturę: 30, str. 117, 32, str. 730, 22, str. 83, 24, str. 250, 1, str. 165—176, oraz mapy geologiczne podane w spisie przy końcu pracy).

Mała Fatra przedstawia się jako jednolite, lecz niezbyt masywne pasmo górskie, przebiegające prawie równoleżnikowo (wsch. pn. — zach. pd. zach.) i osiągające swą kulminację w szczycie Wielki Krywań (1711 m). Wysokogórski charakter pasma podkreśla okoliczność, że wznosi się ono bezpośrednio ponad niskie (400 m n. p. m.) i płaskie dna otaczających je kotlin. Niskie położenie i mała odległość bazy erozyjnej (Wag z Orawą i Warinka) wywarły decydujący wpływ na morfologię pasma, powodując ogromną stromość stoków dochodzącą do 30—40°. Ogólne nachylenie północnego skłonu pasma jest co prawda mniejsze od ogólnego nachylenia skłonu południowego, lecz równocześnie stoki północne są trudniej dostępne z powodu obfitości ostrych form wapiennych oraz stromości ścian lejków źródłowych, dochodzącej do 45°. Granitowy skłon południowy, jest ze względów natury petrograficznej łagodniej wymodelowany i dostępniejszy. Rycina 1 informuje w tym względzie o tyle mylnie, że, jako profil wzdłuż linii prostej, przebiega po stronie północnej przez głęboką dolinę a po stronie południowej przez odnogę grzbietu głównego.

Bardzo ożywiona działalność dopływów Wagu i Warinki zdecydowała o rozwoju i przebiegu linii grzbietowej. Główna grań grzbietowa pasma przebiega urozmaiconym zygzakami a w kierunku pionowym wykazuje wahania, dochodzące do 450 m wysokości względnej. Grań zbudowana z wapieni lub dolomitów jest wąska i stroma, lecz tuż poniżej grani, gdzie występują łupki, kwarcyty i granity, pojawiają się formy łagodne.

Po stronie północnej, równoległe do grzbietu głównego, występuje grzbiet drugorzędny Sokolje-Boboty (1172 m), łączący się z głównym przez Wielki Rosudec (1606 m) i przez przełęcz Medzihole (1185 m). Grzbiet ten odpowiada zasięgowi górnej płaszczowiny subtatrzańskiej i wypreparowany został przez potok Wratnie, dopływ Warinki.

Specjalny rys nadaje grzbietowi M. Fatry proces niszczenia grani głównej. Dzisiejszy przebieg linii grzbietowej przedstawia wypadkową z działania trzech czynników: erozji, petrograficznej jakości skał i ich układu. Pomijamy tu wietrzenie, jako wpływające w sposób powierzchniowy na kształty form oraz dyluwalne zlodowacenie, którego skromne rozmiary mam zamiar przedstawić w niniejszej pracy. Tedy na proces niszczenia grani składają się głównie proces niszczenia erozyjnego i zjawiska obsuwiskowe w ścisłym związku z sobą występujące. Wynikające stąd powszechne zjawiska obsuwisk i obrywów mają po obu stronach grani przebieg odmienny, uwarunkowany układem warstw. Jak już wyżej nadmieniałem, północny skłon M. Fatry zbudowany jest z wapieni i dolomitów, przy czym nachylenie jego dochodzi do 30°, a nawet 40°. Silna erozja dopływów Warinki podcina stoki



i powoduje przewiększenie ich nachylenia w takim stopniu, że częstokroć przewyższa ono zapad warstw o kilkanaście stopni (np. północny stok Hlebu). Wskutek przekroczenia nachylenia krytycznego warstwy, pozbawione oparcia, obsuwają się w dół po powierzchniach warstwowych. Zjawisko to przebiega zazwyczaj spokojnie, drogą powolnego obsuwania się warstw i przy towarzyszącym mu normalnym procesie wietrzenia. Do powstania piargów zazwyczaj nie dochodzi (wyjątek W. Rosudec) z powodu wielkiej siły transportowej bystro płynących potoków.

Odmienne przebiega proces przemieszczania się mas na stoku południowym. Zapad warstw jest tu często niezgodny z nachyleniem stoku (ryc. 1 i inne), toteż dochodzi tu do głosu głównie różna odporność skał na erozję i wietrzenie. Wzdłuż kontaktu granitów i kwarcytów, kwarcytów i łupków oraz łupków i wapieni odbywają się wysięki wody, często w postaci źródeł (np. na płd. stoku Hlebu). Wody te podmywają głowice warstw i powodują obrywanie się głazów (zsuw między Hromowem a Upłazem). Ale głównie selekcyjna erozja potoków rozwijająca się w miękkich łupkach, powoduje podeięcia głowic warstw, obrywanie się ich i ześlizgiwanie po przemokniętych łupkach.

Także i strefa granitów nie jest wolna od obrywów, spowodowanych przez niesłychanie silną erozję potoków, podeinających stoki głębokich dolin. Do tej kategorii należy obryw z wiosny 1933 r., obserwowany na lewym stoku doliny Sutówki w lipcu 1933 r., przez wycieczkę Koła Geografów Studentów Uniwersytetu Poznańskiego.

I w tym wypadku ogromnie żywa działalność transportowa wód szybko usuwa nagromadzenia obsuniętych mas skalnych. Działalność ta była również przeszkodą przy tworzeniu się i zachowaniu moren lodowcowych.

## 2. Stan studiów nad zlodowaceniem Małej Fatry.

Jakimś zbiegiem okoliczności M. Fatra nie zwróciła na siebie w ubiegłych dziesiątkach lat większej uwagi nauki, tak jak i dziś jeszcze nie doczekała się należytego w niej uwzględnienia. Nieliczne badania w M. Fatrze poczynione mają charakter przypadkowy i zostały wykonane przy okazji badań obszarów sąsiednich. A jednak góry te budzić mogą żywe zainteresowanie naukowe. Ich, do ostatnich czasów prawie zupełnie nieznaną tektoniką, ze względu na swą analogię z Tatrami jak i nieco jaśniejsze stosunki, mogłaby być kluczem do poznania tektoniki Tatr. Niebadana dotąd morfologia tych gór nastrocza wiele sposobności do obserwacji z pogranicza geologii, petrografii i morfologii, oraz z zakresu zjawisk erozji, denudacji, wietrzenia i ruchu mas. Na koniec ważne są tutejsze studia glaciologiczne ze względu na rekonstrukcję stosunków dyluwialnych we wnętrzu Karpat.

Pierwszym badaczem geologii M. Fatry był Stur (30), który w lecie

1859 roku dokonał pierwszego zdjęcia geologicznego. Między innymi zwrócił on uwagę na związki morfologiczno - petrograficzne. Drugim pracującym w M. Fatrze geologiem był Paul (op. cit.) w roku 1867. Fizjografią i morfologią M. Fatry zajmuje się pierwszy Rehman (19), przy okazji fizjograficznej monografii Karpat z r. 1895. Pierwsza jednak monografia geologiczna M. Fatry wyszła w r. 1902 spod pióra Uhliga (32), który też położył dla poznania M. Fatry największe zasługi. Raz jeszcze uwzględnił Uhlig M. Fatrę w swym głównym dziele z r. 1903 (38). W obu pracach zwrócił on uwagę także na morfologię M. Fatry, a co do jej ewentualnego zlodowacenia dyluwialnego doszedł do następującego wniosku: „Góry te nie były w dyluwium zlodowacone, toteż brak tu przez zlodowacenie utworzonych form skalnych i dolinnych“ (33, str. 728—729). Błędne to przekonanie jest wynikiem zastosowania, ogólnie podówczas przyjętej w badaniach glaciologicznych, metody geologicznej.

Pierwszy dopuścił możliwość zlodowacenia M. Fatry Sawicki (22), pisząc (na str. 64): „Nie tak typowe, prawdopodobnie tylko pseudoglacjalne są pewne formy podobne do karów w M. Fatrze, które odnalazłem w lecie 1906 r. na stoku wschodnim Wk. Rossudźca 1606 m w wysokości 1450 m, oraz na północnym stoku Kriwania 1711 m w tej samej wysokości“. Raz jeszcze wspomina Sawicki o zlodowaceniu M. Fatry w r. 1912, omawiając stan studiów glacialnych w Karpatach (24). Nie czyni tego przy podobnej okazji Székány (29) oraz Kolaček (7). Tymczasem Partsch (15, str. 141) stwierdza, że tak Uhlig jak i on sam nadaremno szukali śladów lodowcowych w M. Fatrze.

Dopiero Vitásek (34) w swojej glaciologii Karpat Czeskich stwierdza niewątpliwe zlodowacenie M. Fatry. Nie doszło tu co prawda — jego zdaniem — do rozwoju większych lodowców dolinnych, natomiast były nie-liczne lodowce kotłowe (cyrkowe). Małe rozmiary zlodowacenia Małej Fatry dziwią jednak Vitásk a ze względu na bliskość Beskidów Wysokich i Śląskich, z granicą wiecznego śniegu schodzącą — jego zdaniem — na północy do 1250 m, a na południu do 1550 m, oraz ze względu na obecność wielkich mas żwirów dyluwialnych w dolinach dopływów fatrzańskich Wagu. Omawiając przyczyny takiego stanu pisze dalej (str. 92): „Mała masywność i wysokość gór jest przyczyną małego zlodowacenia. Grań M. Fatry jest wąska, nie mogły się tu rozwinąć fiardy żywiące lodowce stokowe, jak w Karkonoszach i Beskidach, a dla powstania lodowców kotłowych było za mało opadów w deszczowym cieniu Beskidów“.

Wyrazem ugruntowującego się ostatnio przekonania o zlodowaceniu M. Fatry jest wzmianka Krála (8, str. 22). Wielkie znaczenie dla dalszych badań morfologicznych w M. Fatrze mają prace geologiczne Matějki i Andrusova (1, 13, 14). Ich specjalne zdjęcia geologiczne 1:25.000, do-



konane niestety tylko dla wschodniego skrawka M. Fatry, uwzględniają czwartorzęd w sposób genetyczny, a więc obsuwiska, obrywy, terasy itp.

Pierwsze spostrzeżenia autora z zakresu zlodowacenia Małej Fatry datują się z roku 1933 (16, str. 126). W czerwiec 1935 r. wyniki badań autora zostały przedstawione na posiedzeniu Komisji Geograficznej Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk (17). W międzyczasie stosunki dyluwialne Małej Fatry uwzględnił Pa w ł o w s k i w referacie pt.: „Les Karpates a l'epoque glaciaire“, zgłoszonym na Międzynarodowy Kongres Geografów w Warszawie 1934 r. (Comptes Rendus du Congrès Internationale de Géographie Varsovie 1934, tom II — Warszawa 1936).

### 3. Metoda i cel pracy.

Pamiętając o ujemnych wynikach, jakie otrzymał U h l i g, stosując przy badaniu zlodowacenia M. Fatry metodę geologiczną i porównując znakomite wyniki uzyskane metodą morfologiczną przez De M a r t o n n e'a (12) w Karpatach Południowych, R o m e r a (20) na Świdowcu, S a w i e k i e g o (23) w Alpach Rodniańskich i P a w ł o w s k i e g o (18) w Czarnohorze, ucieknęłam się do tejże metody. Okazuje się ona odpowiednią w M. Fatrze ze względu na niewielkie rozprzestrzenienie utworów morenowych oraz ze względu na trudność odróżnienia ich od materiału obsuwiskowego. Tedy przedmiotem studiów uczyniłam przede wszystkim formę, odcyfrowując jej treść geologiczną wszędzie tam, gdzie się to uczynić dało. W tym też celu, w nadziei wykrycia pewnych związków z petrografią, wykonałam równocześnie zdjęcie geologiczne grzbietu M. Fatry w skali 1:25,000. Zdjęcie to nie oddaje wprawdzie wszystkich szczegółów stratygraficznych lecz ujmuje skały w kompleksy według stopnia petrograficznej odporności. Wyróżniłam w nim: strefę granitów, pas kwarcytów, pas łupków i strefę wapieni i dolomitów.

Moje poszukiwania odbywały się w następujący sposób: Posuwając się granią, wyszukiwałam formy podobne do lodowcowych, po czym po szczegółowej analizie rozstrzygałam o ich przynależności. Przeszukując zaś doliny posiłkowałam się profilami ich spadku, przy czym wystrzegałam się pomieszczenia załamania spadku natury petrograficznej z załamaniami innego pochodzenia. R o m e r (20, str. 43), stosując w podobnych okolicznościach na Świdowcu metodę morfologiczną, wychodzi z założenia, że małe lodowce mimo silnej erozji nie osadzają moreny czołowej w normalnym wykształceniu. Pogląd ten, jak to później zobaczymy, znajduje potwierdzenie w M. Fatrze.

Badania terenowe, których owocem jest niniejsza praca, przeprowadziłam przy okazji trzykrotnej bytności w M. Fatrze. Po raz pierwszy było to w lipcu 1933 z wycieczką Koła Geografów S. U. P., drugi raz w sierpniu



1934, trzeci raz w lipcu 1935 r. z d r e m Z. K a c z m a r c z y k i e m, któremu na tym miejscu, za okazaną mi pomoc, gorąco dziękuję.

Przy pracy posługiwałem się mapą austriacką 1:25.000 (arkusze: 4632/1 i 4632/2), która informuje o formach terenu w sposób zadowalający. Do oznaczania wysokości służył mi aneroid syst. Goulier'a z dokładnością do 1 m oraz termometr z podziałką Celsiusa, a do oznaczania spadków, klizymetr stopniowy Wichmanna. Sieć punktów wysokościowych zagęściłem, ustalając wysokość bezwzględną kilku punktów wyjściowych przy pomocy wzoru Liznar'a. Do ogólnej orientacji służyła mi mapa specjalna 1:75.000 Wojakowskiego Instytutu Geograficznego w Pradze, wydana w r. 1930 (arkusze: Ružomberok a Turč. Sv. Martin i Stara Bistrica). Z tej też mapy wzięłem nazwy szczytów i dolin, a o nazwach niepodanych na mapie informowałem się u pasterzy.

Parę słów objaśnienia należy się załączonym profilom. Wykonane są one na podstawie mapy 1:25.000, przy czym charakterystyczne punkty profilów mierzone były aneroidem. Dla kontroli były mierzone także spadki. Na profilach spadki są prawie wiernie oddane, gdyż stosunek skali odległościowej profilu do skali wysokościowej wynosi 1:1,25. Treść geologiczna profilów jest wynikiem moich własnych badań terenowych, a znaczenie znaków geologicznych jest takie same jak na załączonej do pracy mapce. (Por. mapkę na str. 79).

Zachętą do niniejszego opracowania była mi praca V i t á s k a (34, str. 279), w której autor, omawiając przebieg granicy wiecznego śniegu w Sudetach i Karpatach, mówi o Małej Fatrze, jako o brakującym członie w łańcuchu znanych już obserwacyj i nakłania młodych adeptów geografii do zbadania pozostałych jeszcze w Karpatach zagadnień glaciologicznych.

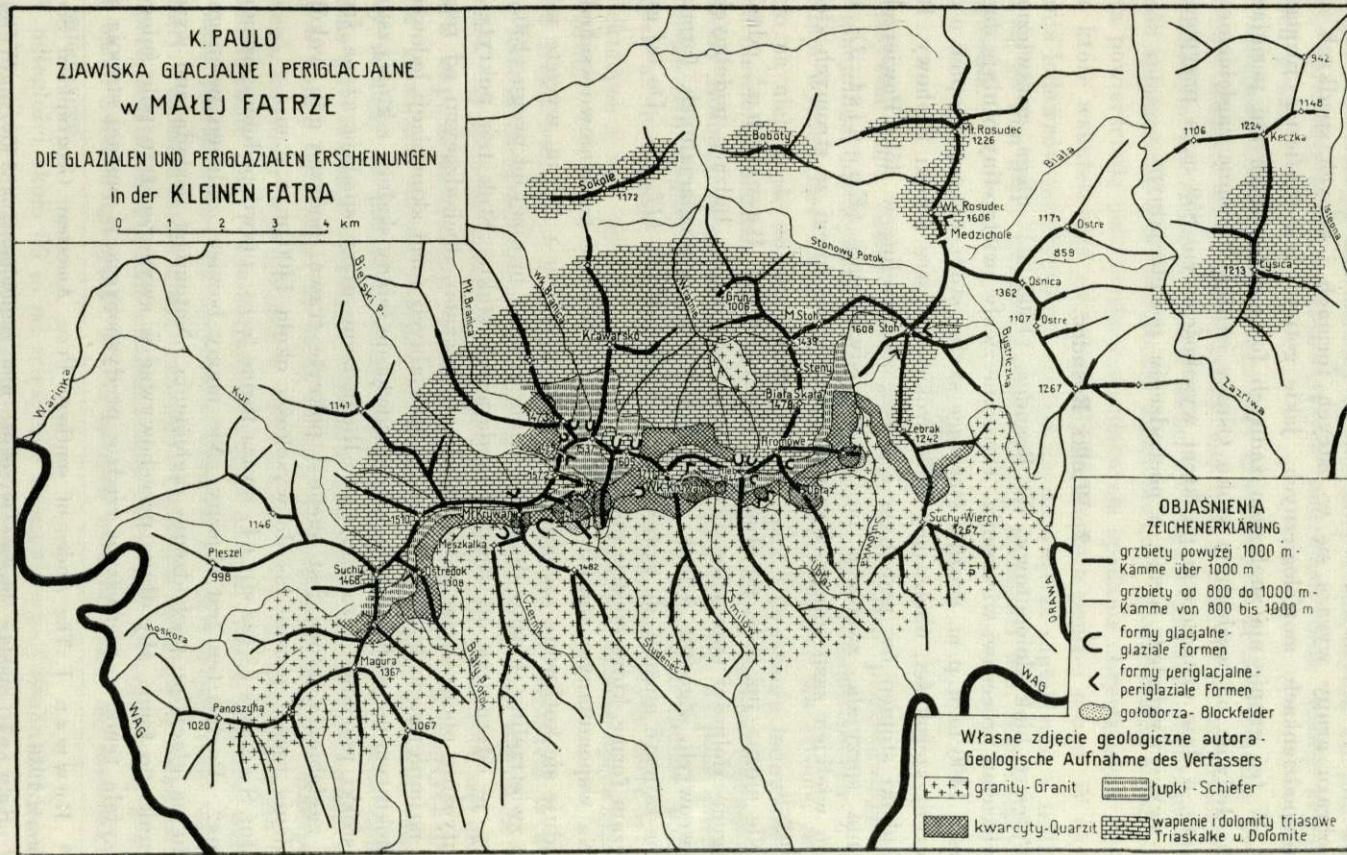
W pracy tej postawiłem sobie za cel stwierdzenie zlodowacenia M. Fatry, oznaczenie jego rozmiarów i zbadanie związku zjawisk glacialnych z periglacialnymi a przez to wypełnienie luki w karpackich badaniach glaciologicznych.

Ze względów porządkowych, interesujące nas zjawiska omawiać będą kolejno, w miarę posuwania się grzbietem Małej Fatry ku zachodowi.

## II. OPIS FORM.

### 1. Łysica, Keczka i Ośnica.

Łysica (1213 m), Keczka (1224 m) i Ośnica (1362 m) tworzą najbardziej na wschód wysuniętą grupę szczytów fatrzańskich, głęboko rozciętą przełomem Zazriwy. Grupa ta łączy się z grzbietem głównym za pośrednictwem przełęczy Medzihole i jest zbudowana głównie z wapieni, łupków i margłów, przynależnych do dwóch płaszczowin subfatrzańskich, pod które





kryje się, ku wschodowi, krystaliczny trzon M. Patry. Patrzański charakter krajobrazu grupy wyraża się w ostrych formach i silnych spadkach, oraz w niespodziankach morfologicznych, jakie gotuje petrograficzna różnorodność skał. W tej grupie nie znalazłem żadnych form glacialnych ani periglacialnych. Jedyne na wschodnim stoku Ośnicy istnieje formenne zagłębienie kotłowe, o dnie oznaczonym punktem wysokościowym 859 m, a przypominające swym wyglądem formy o pochodzeniu periglacialnym.

## 2. Wielki Rosudec.

Potężny blok dolomitowy W. Rosudeca (1606 m) ulega ustawicznemu i szybkiemu procesowi wietrzenia. Ogromne zwały zwietrzliny otulają do wysokości 1400 m n. p. m. groźnie sterczące skalne stoki, tworząc stopień o dość znacznej szerokości, obiegający górę wokół. Bystre potoki Stohowy, Biała i Hłuboki stopień ów podeinają i znoszą zwietrzelinę w dół. Powierzchnia stopnia sprzyjała, zwłaszcza po stronie odwietrznej (Enquist 3), osiadaniu wielkich zasp śniegu. Ponadto zsuwały się śniegi ze stromych żlebów skalnych.

Nie można już dziś, po studiach Mathesa i Bowmana,<sup>5</sup> odmówić śniegom zdolności tworzenia form pseudoglacialnych, łudząco podobnych do lodowcowych. Zgodnie jednak z definicją form pseudoglacialnych, formy niwalne zaliczyć musimy do grupy form periglacialnych (11, 35). Do tej grupy zaliczam formę, którą opisuję poniżej.

Na wspomnianym stopniu W. Rosudeca po stronie południowo-wschodniej znajduje się kotłowe zagłębienie rozmiarów 200 m × 150 m, wycięte w masach zwietrzliny. Płaskie dno zagłębienia leży o 1 m niżej od progu (1302 m), który je odgranicza od stromo opadającego stoku. Stok ten pokryty jest chaotycznie oberwanymi ze ścian szczytu głazami, dochodzącymi od rozmiarów najmniejszych do 20 m średnicy. Specjalnych form akumulacji lodowcowej na stoku tym nie widać. Zagłębienie przytyka do ściany skalnej, z której zsuwają się stożki piargowe i zasypują je. Rozpędzone głazy spadają aż na środek dna zagłębienia, które jest suche i pokryte trawą, podczas gdy wokół zagłębienia rośnie jeszcze las do wysokości około 1400 m n. p. m.

Już Sawicki<sup>6</sup> (22 str. 64) uważa formę tę za „prawdopodobnie pseudoglacialną”. Pogląd ten jest słuszny. Nie mamy bowiem żadnego pewnego dowodu na glacialne pochodzenie zagłębienia. Natomiast posiada ono wszelkie warunki po temu, aby długo przechowywać w swym wnętrzu pole śniegowe. Sprzyjała temu w pierwszym rzędzie predyspozycja w postaci „stopnia piar-

<sup>5</sup> Bowman I. The Andes of southern Peru. American Geographical Society. N. York 1916.

<sup>6</sup> Sawicki podaje błędnie wysokość dna zagłębienia na 1450 m. W tej wysokości na wschodnich stokach Rosudeca nie istnieje podobna forma.



gowego, położenie po odwiertnej stronie góry i ekspozycja ku płd.-wschodowi, sprawiająca, że w najgorętszych godzinach dnia kocioł kryje się w cień grani.

Działalność transportowa owego pola śniegowego była dość znaczna. Jednak budujące stopień głązy przewyższały siłę nośną pola, toteż zasypywało ono drobniejszym materiałem wielkie szczeliny między głązami, tworząc w ten sposób spłaszczenie dna nieznacznie wgłębionego w powierzchnię stopnia. Pochyła powierzchnia pola śniegowego ułatwiała spadanie obrywającym się głązom, które wskutek tego zatrzymywały się dopiero poniżej progu. W okresie tajania lodowców pole śniegowe cofnęło się do wnętrza zagłębienia, a zeslizgujące się po nim głązy usypały jednometrowej wysokości wał, zamykający dno zagłębienia.

### 3. Stoh.

Masywna kopa Stohu (1608 m), tak zachęcająco przedstawiająca się oku glaciologa, nie wykazuje spodziewanych śladów polodowcowych. Z dala łagodnie wyglądające stoki okazują się w rzeczywistości tak strome, że nie mogło na nich dojść do nagromadzenia się firnu i powstania lodowców. Jedynie niewielka platforma na samym szczycie i połogi grzbiet ciągnący się w stronę Rosudea mogą uchodzić za tereny nadające się na pole śniegowe, z którego firn mogłyby spływać za pośrednictwem stromych żlebów, podchodzących aż do samego szczytu. Ale żleby te posiadają zarysy ostre i tylko w niektórych z nich przypuszczać można modelujące działanie spływających mas firnu.

Na stoku wschodnim i południowo-zachodnim tuż pod szczytem w wysokości 1500 m zaczynają się dwie nisze skalne. Pochodzenie ich nie ulega wątpliwości. Są to nisze obsuwiskowe, powstałe wskutek obsunięcia się głowic warstw wapieni kredowych i jurajskich po zwietrzałych i podmytych przez źródła głowicach warstw łupków noryckich i retyckich. Materiał obsuwiskowy w niszy na płd.-zach. stoku Stohu zachował się jeszcze dość dobrze, podczas gdy w niszy wschodniej materiał ten został prawie całkowicie zniesiony w dolinę Bystriczki. Że żleby te były w dyluwium drogami transportu skalnego, świadczy występująca w nich terasa (1—2 m) akumulacyjna oraz wymodelowanie nisz i wychodzących z nich żlebów. Ostre kontury wcięcia nisz każą powątpiewać, by spływanie śniegów ze szczytu posiadało większe rozmiary. Pozostaje zatem droga transportu materiału skalnego na zasadach zjawisk periglacialnych. Ponadto załamanie spadku natury petrograficznej w wysokości około 1400 m sprzyjało w obu niszach utrzymywaniu się niewielkiego pola śniegowego.

W odległości około 50 m od wieżyczki triangulacyjnej Stohu w kierunku pn.-zach. zaczyna się stromy i szeroki żleb. Graniasty kształt tego żlebu jest pochodzenia tektonicznego, a przebieg jego uwarunkowany jest przez zapad

warstw i przez poprzeczny do niego kierunek spękań (16, str. 126). W żlebie tym, ani u jego ujścia, nie spotyka się żadnych śladów transportu periglacialnego ani działalności glacialno-niwalnej (34, str. 92). A ponieważ żleb ten dociera aż do platformy szczytowej i w pierwszym rzędzie stanowić powinien rynnę odprowadzającą dla ewentualnego pola firnowego, przeto kwestia zlodowacenia Stohu staje się ostatecznie przesądzona. Bezpośrednią przyczyną były niewątpliwie wiatry zwiewające śnieg z grzbietu na stoki, pozbawione form predysponowanych dla jego przechowywania.

#### 4. Grzbiet między Stohem a Hromowem.

Między Stohem a Hromowem ciągnie się odcinek grzbietu głównego, na którym stosunki geologiczne i morfologiczne układają się w sposób charakterystyczny dla Małej Fatry. Przebiega on w kierunku południkowym, a składają się nań szczyty: Mały Stoh (1411 m), szczyt 1459 m, Steny (1515 m) i Biała Skała (1478 m). Zachodni stok odcinka opada ku głębokiej dolinie Wratnie a wschodni — ku równie głębokiej dolinie Sutówki. Grzbiet przykryty jest czapą wapienną, przechyloną ku północnemu-zachodowi i okrywającą stok zachodni. Natomiast na stoku wschodnim uwidacznia się wyraźnie jego pasowa budowa. Najwyżej przebiega pas wapieni, niżej — pas łupków, a jeszcze niżej pas kwarcytów. Granity występują w dolinie Sutówki dopiero w wysokości 960 m n. p. m.

Morfologicznie odcinek ten odznacza się stromością stoków (30°—40°) i równoczesnym gładkim wymodelowaniem zboczy. Ta ostatnia właściwość, która sprawia wrażenie, że szczyty zostały wytoczone na jakiejś ogromnej tokarni, jest bardzo charakterystyczną cechą dla wymienionego odcinka i niektórych innych szczytów. Zbocza są pokryte piękną łąką, wśród której gdzieś tylko wyzierają białe wapienne skały. Odcinek ten ograniczają od wschodu i zachodu bardzo głębokie doliny Sutówki<sup>7</sup> i Wratnie.

Mała wysokość bezwzględna szczytów i stromość stoków na opisywanym odcinku wyklucza możliwość zlodowacenia. Potwierdza to też brak jakiegokolwiek zakłócenia w profilu erozyjnym żlebow. Przypuszczalnie jednak gładkie wymodelowanie stoków przypisać można dyluwialnym lawinom śnieżnym oraz periglacialnemu wietrzeniu w połączeniu z soliflukcją, przy czym nie były obojętne petrograficzne właściwości wapieni budujących stoki. Dzisiejsze śniegi oraz soliflukcja, wskutek pokrycia zwartą trawą, działają w bardzo małej mierze.

<sup>7</sup> Niewyrównany bieg Sutówki wykazuje wiele analogii z biegiem Zazriwy. Analogia ta mogłaby być kluczem do zagadnienia przełomu Zazriwy, której wejście w wapienie dokonywuje się szybciej niż wejście Sutówki w granity.



### 5. Hromowe i Hleb.<sup>8</sup>

Hleb (1644 m) i Hromowe (1624 m) tworzą wspólnie dość masywną górę, na której stokach spotykamy się po raz pierwszy ze zjawiskami glacialnymi w typowym dla M. Fatry wykształceniu.

Na uwagę zasługuje zwłaszcza ogromna nisza wżerająca się w północny stok Hlebu i docierająca aż do wieżyczki triangulacyjnej (ryc. 2). Już V i t á s e k (34, str. 92) wymienia ją jako najlepiej zachowany kocioł lodowcowy w Małej Fatrze. Ale geneza tego kotła nie jest prosta. Dla jej wyjaśnienia wnuknijmy w stosunki geologiczne oraz dokładnie zanalizujmy morfologię niszy, a jasnym się stanie, że predyspozycję dla rozwoju lodowca stworzył preglacialny obryw. Formy glacialne mamy tu nasadzone na formy obrywowe. Pozostaje zatem ustalić jak daleko sięga ich wzajemna zależność, czyli innymi słowy, w jakim stopniu nisza obsuwiskowa i język obsuwiskowy uległy modyfikacji przez lodowiec.

Dowodów na pobyt lodowca w niszy mamy niewiele. Są nimi: 1) duża wysokość bezwzględna niszy, 2) glacialne wymodelowanie najniższego stopnia, 3) niewielkie przegłębienie tegoż stopnia, 4) charakter zmian na powierzchni języka obsuwiskowego.

Obryw został uwarunkowany wysoce sprzyjającymi warunkami geologicznymi, a więc silnym pochyleniem warstw ku północy i obecnością łupków przegradzających nadległe wapienie od kwarcytów (ryc. 3). Katastrofę wywołało podcięcie stoku przez potok Wratnie w wysokości około 1100—1200 m. Pozbawione oparcia warstwy obsunęły się w sposób gwałtowny, na co wskazuje bardzo nierówna powierzchnia języka obsuwiskowego, zbudowana z olbrzy-

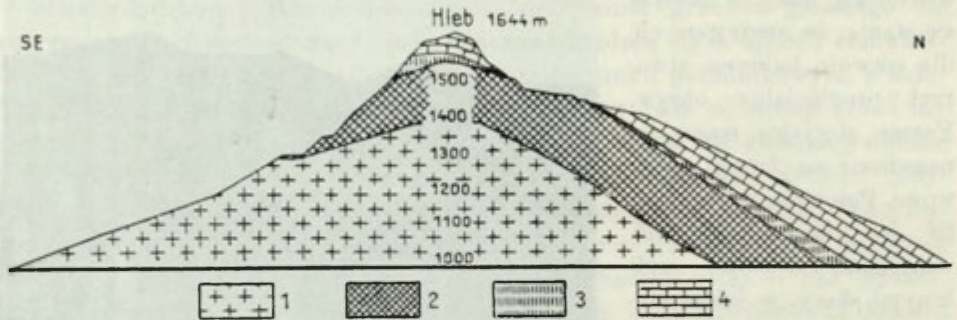


Ryc. 2. Północny stok Hlebu. Widać niszę i język obsuwiskowy w górnej swej części, wymodelowane przez lodowiec. Nördlicher Abhang des Hleb. Man sieht die Bergsturzrisse und Bergsturzmasse, deren oberer Teil glazial umgeformt ist.

<sup>8</sup> Nazwa Hlebu stoi w rażącej niezgodności z jego stromymi kształtami. Na tę niezgodność zwraca uwagę Čagan E. „Hrebenom Malej Fatry“. Krasý Slovenska. Ročník XI. Zvolen — St. Smokovec 1932, str. 174—178 i proponuje przeprowadzenie na ten temat wywiadu wśród okolicznej ludności. Zapytywani przeze mnie pasterze nie umieli nazwy wyjaśnić.



mich, chaotycznie porzucanych na siebie, bloków skalnych oraz bardzo ostre krawędzie niszy obsuwiskowej. Wśród bloków wije się parę żłobowo wymodelowanych łożysk, wmoszczonych drobniejszym materiałem, a którymi przypuszczalnie spływały wątle języki lodowca. Najdalsze z łożysk kończy się w wysokości 1441 m, gdzie ścięte jest przez erozję. Łóżyska nie odprowadzały wód roztopowych lodowca, gdyż wody te wsiąkały w luźny materiał obsuwiskowy, przeto dobrze zachowały swą wymodelowaną formę. Język obsuwiskowy kończy się dopiero w wysokości 1200 m. Na jego powierzchni w poziomie 1473—1462 m przebiega w poprzek niezbyt wyraźny wał morenowy zbudowany z drobniejszego materiału wapiennego i kwarcytowego.



Ryc. 3. Łamany profil Hlebu. Teilweise nördlich, teilweise südöstlich gerichtetes Profil des Hleb: 1. granity (Granit), 2. kwarcyty (Quarzit), 3. łupki (Schiefer), 4. wapień i dolomity (Kalksteine und Dolomite).

Wnętrze niszy, podobnie jak powierzchnia języka obsuwiskowego, przedstawia się dziko i bezładnie. Dno jej opada trzema pochyłymi stopniami: 1580—1530 m, 1518—1513 m i 1494—1475 (ryc. 3). Stopień najniższy jest najlepiej wymodelowany i w pobliżu lewego brzegu posiada nieznaczne przegłębienie w litej skale kwarcytowej, w którym utrzymuje się maleńkie lecz stałe (roślinność wodna) jeziorko, kształtu owalnego o wymiarach  $9 \times 19$  kroków i głębokości 20 cm. Niegdyś było ono większe i łączyło się z drugim zagłębieniem (dziś zabagnionym), tworząc wówczas jeziorko kształtu nerkowatego o rozmiarach  $30 \times 50$  kroków. Stopień najniższy zbudowany jest z litej skały kwarcytowej; kwarcytowy też jest stopień następny 1513—1518 m. Oba wyższe progi zasłane są chaotycznie dużymi odłamami skalnymi. Tylna ściana niszy jest bardzo stromo podejęta i skalista, oraz zbudowana z dolomitów, wykazujących w lewej ścianie niszy zapad  $50^\circ$  ku pn.-wsch. Prawa ściana niszy przedłuża się ku północy w wąską i ostrą grań. Między tą granią a Hromowem mieści się w poziomie około 1480 m niewielki kociołek, weale pięknie wymodelowany w łupkach i wapieniach. Kociołek ten o ekspozycji na półn.-wschód posiada samodzielne ujście do doliny Wrata-

nie. Erozja, wyptywajacego z kociołka, potoku poczynila na dnie kociołka takie spustoszenie, że nie zachował się tu ani materiał, ani formy glacialne.

Co się tyczy zasięgu lodowca, przypuszczam, że lodowiec, a raczej jego słabe języki, schodziły niewiele poniżej 1400 m, głównie dla bardzo szczupłych zapasów śniegu. Granica wiecznego śniegu obliczona dla lodowca Hlebu metodą Höfera przypada w poziomie 1390 m. Nisza nie posiada obszaru zasilającego, a jej położenie po stronie dowietrznej również nie sprzyjało gromadzeniu się śniegu. Natomiast w grę wchodziło przewiewanie śniegu ze stoku przylegającego do niszy od zachodu, co — między innymi — powodowało asymetrię lodowca. Na tych podstawach oceniam rozmiary lodowca następująco: optymalna długość 300—500 m, a szerokość 150—200 m.

Wyprzątnięcie niszy przez lodowiec posiada skromne rozmiary. Dwom górnym stopniom niszy nie należy przypisywać pochodzenia glacialnego, odpowiadają one bowiem raczej różnej odporności petrograficznej wapieni i kwarcytów. Wyprzątnięcie i wymodelowanie tylko stopnia najniższego świadczy, że był on właściwym dnem kotła, tak w czasie maximum lodowca jak i w czasie jego tajania. W tym ostatnim okresie na wyższych dwu stopniach utrzymywały się prawdopodobnie tylko płyty firnu pozbawione dostatecznej siły transportowej.

Łamany profil Hlebu (ryc. 3) wykazuje, jak dalece różnią się oba jego stoki. Kiedy na stoku północnym poziom kotła, uwarunkowany zresztą wysokością niszy obsuwiskowej, znajduje się w wysokości 1475—1494 m, to po stronie południowo-wschodniej załamania spadku następują już w wysokości 1300—1400 m. Nasuwa się pytanie, wobec nikłych śladów działalności lodowca w poziomie 1500 m na stoku północnym, czy i formy na stoku południowym w mniejszej wysokości można przypisać działalności lodowca.

Formy, które chcę opisać, mieszczą się na wschodnim stoku Hlebu, w leжку źródłowym potoku Uplaz, ograniczonym przez trzy szczyty: Hleb, Hromowe i Uplaz. Załamanie spadku i w związku z tym kotłowate rozszerzenie istnieje w dwóch sąsiadujących ze sobą żlebach, wiodących ze szczytu Hlebu, a skierowanych ku płd.-wschodowi. Pozostałe żleby o ekspozycjach południowej i południowo-zachodniej nie wykazują załamania spadku. Żleb północny rozpoczyna się tuż pod szczytem Hlebu w wysokości 1580 m, niewielkim zagłębieniem kotłowym o petrograficznej predyspozycji (łupki), które za pośrednictwem stromej lecz wymodelowanej szyi, łączy się z niższym kotłowatym rozszerzeniem żlebu. Dno rozszerzenia 1308 m przypomina swymi mikroformami polodowcowy „kraj garbaty“. W pobliżu na 1 m wysokiego akumulacyjnego progu istnieje nawet zagłębienie (0,5 m głęb.), wykazujące ślady przetrzymywania wód. Linie ściekowe, jak gdyby zgodnie z definicją kotła lodowcowego de Martonne'a, zbiegają się w jednym punkcie dopiero poniżej progu. Ponad dnem w wysokości 1372.—1361 m leży kwarcytowy stopień



silnie pochylony w jego stronę. W ogóle podobieństwo opisywanej formy do kotła lodowcowego jest łudzące. Ale mała wysokość bezwzględna każe szukać innych przyczyn.

Rozszerzenie dna w sąsiednim południowym żlebie przypada w tej samej wysokości co w żlebie północnym i tworzy wspólnie wąską platformę, stromo opadającą ku potokowi. W stromym stoku platformy w poziomie 1290 m występują granity, na których spoczywa warstwa gruzu wapienno-kwarcytowego. Jak widać z profilu, mamy tu do czynienia z platformą, zbudowaną z gruzu, podpartego wystąpieniem granitów. We wstępie opisałem już, w jaki sposób głowice warstw wapieni, tworzących czapę szczytów, usuwają się w dół wskutek zwietrzenia podległych łupków.

Na ostateczne ukształtowanie powierzchni platformy wpłynęły zewnętrzne czynniki rzeźbiące. Wykluczając z powodu małej wysokości bezwzględnej działalność lodowca, przyjąć musimy działanie czynników periglacialnych. Wyobrażam sobie, że na platformie usadowiło się pole śniegowe, zasilane śniegami zsuwającymi się ze szczytu za pośrednictwem żlebów. Pole to, szczególnie dobrze rozwinięte w żlebie północnym, korzystając z ekspozycji płd.-wsch., sprzyjającej rozwojowi zjawisk periglacialnych (5, str. 87), pośredniczyło w transporcie powierzchniowym i dennym zwietrzliny, tworząc formy łudząco podobne do lodowcowych. Wał zamykający dno jest w takim razie „moreną śniegową“ (R o m e r 21, str. 90), powstałą na drodze zsuwania się głazów po polu śniegowym. Ekspozycja płd.-wsch. sprzyja zachowaniu się pól śniegowych, o tyle, że chroni je od najgorętszych godzin dnia, jednocześnie zaś zmiany temperatury są tu częstsze i większe niż po stronie północnej. Pociąga to za sobą częste tajanie i zamarzanie firnu oraz przesiąkającej podłoże wody, co jest podstawowym warunkiem transportu periglacialnego. Kessler (5, str. 109), wyjaśniając mechanizm transportu periglacialnego, przekonywująco wykazał, w jakim stopniu formy powstałe na tej drodze są podobne do form glacialnych.

Bardzo podobny cykl rozwojowy wykazuje zagłębienie kotłowe położone na wschodnim stoku Hromowego. Jest to zagłębienie o rozmiarach dna 80 m × 30 m, sięgające swym podejściem prawie aż do szczytu. Jego płaskie dno leży w poziomie 1453 m a nad nim, odgradzony 3-metrowym progim leży drugi stopień wznoszący się do 1461 m. Od poziomu 1453 m dno opada łagodnie po wysuwającym się z ujścia niszy stożku nasypowo-morenowym aż do wysokości 1430 m, skąd zaczyna się już gwałtowny spadek ku potokowi. Nisza wcięta jest wprost w stok a nie wykorzystuje bliskiego, lecz nieco niżej leżącego, lejka źródłowego potoku. Wzera się ona w głowice warstw na kontakcie wapieni i łupków w ten sposób, że niższy stopień zbudowany jest z łupków, a wyższy z wapieni. Z kontaktu sączy się źródółko, które wąską strużką odprowadza wodę do kałuży, znajdującej się pośrodku stopnia niższego. Stroma tylna ściana niszy, zbudowana z wapieni, przechodzi



w okalające zagłębienie stoki boczne, również z wapieni zbudowane, a przedłużające się ku wylotowi niszy w niskie (5 m wys.) wały, składające się z gruzu wapiennego. Kiedy z wnętrza niszy patrzymy ku jej wylotowi, widzimy, że jej profil oraz profil wylotu posiada kształt rozwartego U.

Jeżeli chodzi o genezę formy, to przede wszystkim zauważyć musimy niezależność jej od układu warstw i dwu sąsiednich lejków zbiorczych. Zagłębienie ulokowało się na górnym skraju największego w M. Fatrze obsuwiska jakie istnieje na wschodnim stoku Hromowego. Na powierzchni obsuwiska spotyka się kilkakrotnie muszlowate zagłębienia, nadające się do przechowywania pola śniegowego. Przypuszczać można, że i opisywana forma predysponowana była przez tego rodzaju zagłębienie. Znaczna wysokość, wschodnia ekspozycja, wżarcie się w skały i niezależność od ich układu oraz opisane efekty erozyjne i akumulacyjne — świadczyłyby o działalności jeśli nie małego stokowego lodowca, to co najmniej silnie sfirnowanego pola śniegowego. Lodowiec ten schodził do poziomu 1430 m, usypując materiał morenowy nie w kształcie wału, lecz w kształcie stożka nasypowo-morenowego.<sup>9</sup> Był to bowiem lodowczyk niewielki i jako taki wrażliwy na drobne nawet wahania klimatyczne, a zatem bardzo ruchliwy (20, str. 28).

## 6. Grupa wielkiego Krywania.

Patrząc z Hlebu na stoki Wielkiego Krywania i obszerną przełęcz, dzielącą te dwa szczyty, a schodzącą zaledwie do wysokości 1530 m, przypuszczać możnaby, że rozpościerający się po południowej stronie przełęczy lej źródłowy potoku Smilow powinien był w dyluwium posiadać dość znacznych rozmiarów lodowiec (ryc. 4). W rzeczywistości brak tu zupełnie śladów glacialnych a załamanie spadku, jakie występuje w wysokości 1430 m, ma charakter petrograficzny, gdyż jest związane z przejściem doliny z łupków w kwarcyty. Jedynie górna część doliny ponad 1430 m jest nieco wymodelowana a dno jej rozszerza się do 10—15 m, po czym przechodzi w szeroko rozwarty lejek. Ekspozycja lejka jest południowo-wschodnia, a więc jak na poprzednich przykładach poznaliśmy, sprzyjająca powstawaniu form periglacialnych. Jednakowoż tylna ściana lejka była za niska i jako łagodnie nachylona, tworzyła z dnem doliny za mały kąt, ażeby w nim śniegi nawiane przez wiatry mogły się spokojnie i w większej ilości gromadzić. Na tę okoliczność zwrócił uwagę T h u r n e r (31), stwierdzając, że w Alpach Gürktaleskich lodowce powstały tylko

<sup>9</sup> Wykształcenie moreny w kształcie stożka o urozmaiconej powierzchni, lecz pozbawionej charakterystycznych wałów morenowych obserwował autor także w Szumawie w terenie typowego zlodowacenia stokowego. (Sprawozd. z wyc. stud. geogr. Uniw. Pozn. do Czech i Moraw. Czasopismo Geograficzne, t. XIII, Lwów 1935). Ta cecha lodowców szumawskich jest już znana — por. J. K u n s k y: Zaledneni Sumavy: ...Sbornik Čsl. Spol. Zemep. Rocznik 1933.

w tych lejkach źródłowych, które znajdowały się po stronie odwietrznej i posiadały dostatecznie wysoką ścianę tylną (Rückwand), chroniącą śnieg nagromadzony w lejku od wywiania przez wiatry. Za tym mimo sprzyjających



Ryc. 4. Wschodni stok Wielkiego Krywania z lejkiem źródłowym Smilowu. Östlicher Abhang des Wielki Krywaň des höchsten Gipfels der Kleinen Fatra mit dem auf dem ersten Plan befindlichen Quellgebiete der Smilow-Flusses.

warunków morfologicznych nie doszło w lejku źródłowym Smilowu do rozwoju lodowca. Natomiast wymodelowanie lejka i odwadniającego go żlebu stało się zasługą działalności pola śniegowego i transportu materiału skalnego na zasadach zjawisk periglacialnych.

Z drugiej strony W. Krywania, na skalistym stoku zachodnim, kryje się w głębokim lejku źródłowym lewego ramienia Studenea, niewielki kociołek, sygnalizowany już przez V i t á s k a (34,

str. 92). Jest to forma mało charakterystyczna, którą raczej kotłowatym rozszerzeniem żlebu nazwaćby należało. Wcałe wyraźnie zaznaczające się dno kotła wznosi się w poziomie około 1530 m. Ekspozycja jest zachodnia. Śladów moren brak.

Między szczytem W. Krywania a przełęczą 1425 m oddzielającą go od M. Krywania, ciągnie się odcinek bardzo przez erozję wodną zniszczonego grzbietu, zbudowany przeważnie z łupków; składa się on ze szczytów: 1605 m, 1537 m i 1473 m. Pas łupków dochodzi w tym miejscu do dwóch kilometrów szerokości i tylko w kilku miejscach utrzymały się na nim jeszcze niezniszczone czapy dolomitowo-wapienne, z wolna zsuwające się w dół. Cały ten odcinek jest terenem zjawisk obsuwiskowych i soliflukcyjnych, toteż przypomina wielkie rumowisko czy ementarzysko pokryte, niby nagrobkami, białymi odłamkami zdenudowanej pokrywy wapiennej. Zagłębienia jakie tu powstały w wyniku cyklu denudacyjnego, wykorzystane zostały w znacznej mierze przez zjawiska glacialne.

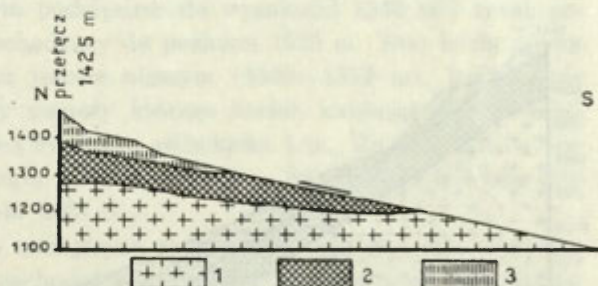
Na południowym stoku grupy Wielkiego Krywania i przełęczy 1425 m, oddzielającej go od M. Krywania, w obszernym i łagodnym leju recepcyjnym sączą się źródła środkowego ramienia Studenea. Powtarzają się tu stosunki identyczne z opisaniami u źródeł Smilowu, wskutek czego korzystna predyspo-



zycja morfologiczna nie została przez lodowce wykorzystana. Co najwyżej mamy tu słabe ślady działalności śniegów w postaci wymodelowania doliny, co zresztą w miękkich łupkach nie natrafiało na większe przeszkody. Nieco poniżej w dolinie spotykamy się po raz pierwszy z tak wysoko położonymi dowodami transportu i akumulacji potoku, w postaci szczątka terasy w wysokości około 1320 m. Terasa ta znajdzie uwzględnienie przy omawianiu zlodowacenia M. Krywania (ryc. 5).

Natomiast na stoku północnym omawianego odcinka grzbietu Małej Fatry ślady zlodowacenia występują zupełnie wyraźnie.

Na zachód od wzniesienia 1537 m, a na południe od wzniesienia 1473 m znajduje się kociołek o ekspozycji północnej z drugim w M. Fatrze jeziorkiem. Jeziorko znajduje się w poziomie 1402 m, a rozmiary jego są następujące: długość 17 kroków, szerokość 9 kroków, głębokość 30 cm. Jeziorko ma kształt podkowy i wykazuje zmiany poziomu wody. Roślinność wodna świadczy, że jeziorko utrzymuje się stale dzięki nieprzepuszczalności podłoża (kwarcyty). Kociołek jest stromo wycięty w łupkach do głębokości 80 cm. Szerokość dna wynosi 30—40 m, a długość około 100 m. Dno składa się z dwu stopni; wyższy w poziomie 1405 m odgranicza się 1,5 metrowym stopniem od stopnia niższego 1402 do 1403 m. Mała różnica w wysokości stopni nie pozwala przypisać im znaczenia klimatycznego. Jest to raczej stopień powstały wskutek nagromadzenia się większej ilości głązów wapiennych, spadłych z prawej ściany kotła, w tyle kotła niż z przodu. Kociołek zamknięty jest przez miniaturowych rozmiarów wał morenowy, zatamowujący również jeziorko. Wysokość jego wynosi około 0,5 m. Przeciwna go sucha rynienka, odprowadzająca wodę jeziorka w czasie wyższego stanu wody. Kociołek przedłuża się w płytką i płaską rynnę, która w odległości 150 m od wału kończy się na stromej krawędzi Bielskiej doliny. Brak jest dowodów ruchu lodowczyka; zapewne spoczywał on w głębi kociołka, karmiony śniegami z łagodnych stoków wzniesienia 1537 m i 1473 m.

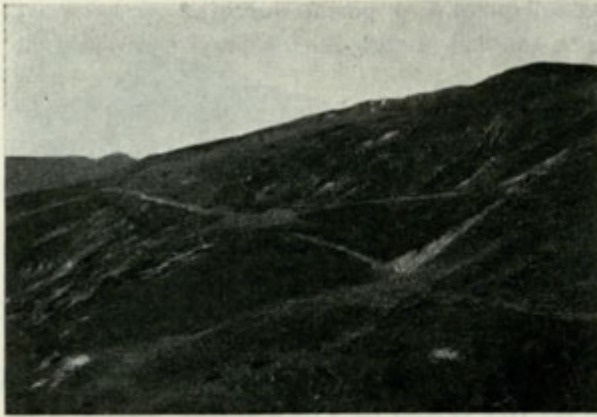


Ryc. 5. Profil podłużny środkowego ramienia Studenca. W wysokości 1260—1320 m zaznaczony jest profil szczątka terasy dyluwialnej. Längsprofil des mittleren Studenec-Armes mit Überresten einer Terrassenfläche): 1. granity (Granit), 2. kwarcyty (Quarzit), 3. łupki (Schiefer).

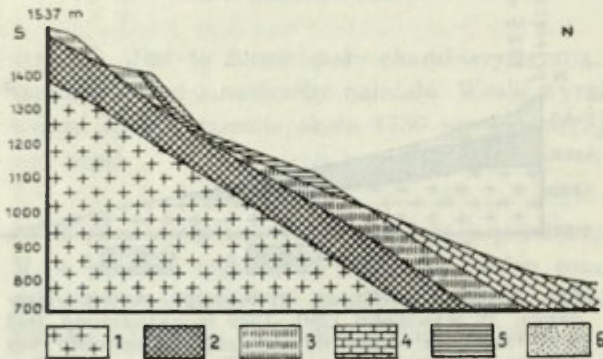
Z kolei rozpatrzmy północne stoki grupy W. Krywania, odwadniane przez Wielką Branię i Wratnie. Dział wodny między dorzeciami tych potoków biegnie grzbietem Krawarsko, który odchodzi ku północy od wzniesienia 1537 m. Stoki te, podobnie jak południowe, są pokryte łupkami i stanowią teren powszechnych zjawisk obsuwiskowych i soliflukcyjnych.



W leжку recepcyjnym W. Branicy widzimy dwa równoległe do siebie kotły, wymodelowane w łupkowo-wapiennym rumowisku i wykazujące duży stopień przekształcenia pierwotnej formy niszy obsuwiskowej (ryc. 6). O nich



Ryc. 6. Dwa kotły w leжку źródłowym Wielkiej Branicy. Bliższym jest kocioł zachodni. Zwei Kare im Quellgebiete der Wielka Branica.



Ryc. 7. Profil podłużny wschodniego kotła W. Branicy. Bliższym jest kocioł zachodni. — Längsprofil des östlichen Wielka Branica — Kar.: 1. granity (Granit), 2. kwarcyty (Quarzit), 3. łupki (Schiefer), 4. wapień (Kalksteine), 5. materiał obsuwiskowy (Bergsturzmaterial), 6. stożek nasypowo-morenowy (Schuttmoränenkegel).

to prawdopodobnie myśli Sawicki (22, str. 64).

Większy i piękniejszy jest kocioł wschodni. Zaczyna się on podcięciem w wysokości 1500 m. Dno jego opada z wysokości 1423 m do 1399 m, podczas gdy dno kotła zachodniego leży w wysokości średnio 1380 m. Kotły oddziela obły wał wysokości 30 m względem dna kotła zachodniego i 10 m względem dna kotła wschodniego, zbudowany dołem z grubych odłamów wapiennych, a po wierzchu przykryty drobniejszym materiałem moreny środkowej. U nasady wału środkowego znajduje się rynnowate obniżenie, wskazujące na możliwość transfluencji lodowczyka wschodniego do niższego lodowczyka zachodniego. Nad nasadą wału, w wysokości 1460 m mieści się małe wgłębienie opadające ku dołowi zachodni., mogące uchodzić za siedzibę małego lodowczyka wiszącego, jednak najprawdopodobniej jest to nisza obsuwiskowa

niewielkiego i już postglacjalnego obsuwiska. U wylotu kotłów rozpościera się stożek nasypowo-morenowy usypany z materiału wapiennego (bardzo rzadko kwarcytowego), tkwiącego w ilastej zwietrzelinie łupkowej. Stożek obfituje w materiał grubo, którego natomiast brak na dnie kotłów. Kończy się on w wysokości

1220 m na stopniu dość łagodnie pochyłonym ku dolinie. Stopień zaś urywa się stromo w wysokości 1100 m. Najprawdopodobniej przynależy on do preglacialnej powierzchni obsuwiska. Ryc. 7 przedstawia stosunek późniejszej formy glacialnej do formy preglacialnego obsuwiska.

Kessler, opisując formy podobne do powyższej, przestrzega przed zbyt pochopnym przypisywaniem im pochodzenia lodowcowego i wykazuje, że dają się one wy tłumaczyć pochodzeniem periglacialnym, na zasadzie zjawiska spełzwywania mas ziemnych i regelacji. Wypadek opisywany komplikuje się jednak o tyle, że zachodzi na obsuwisku, które w klimacie periglacialnym odbywało się na zasadach prawa ciężkości ale przy współdziałaniu periglacialnego transportu mas. Formę periglacialną, która w ten sposób powstała w okresie poprzedzającym maximum zlodowacenia Małej Fatry, widzimy na rycinie 7 w postaci niszy i stożka obsuwiskowego. Natomiast rozmiary następczo wykonanej pracy i jej formy pozwalają przypuszczać, że czynnikiem, który ją wykonał był lodowiec stokowy, który usadowił się w górnej części obsuwiska. Konserwacji jego sprzyjała ekspozycja ku północy.<sup>10</sup> Dyluwialna granica wiecznego śniegu, obliczona metodą Höfera, biegła w poziomie 1365 m.

Na północnym stoku wzniesienia 1605 m występują dwa kociołki wyraźnie wycięte w wapieniach i podległych łupkach a odwadniające się przy pomocy charakterystycznie wyciętych w łupkach parowów w stronę doliny Wratnie.

Kocioł zachodni sięga swym podejściem do wysokości 1540 m i zaraz poniżej wykazuje mały stopień schodzący do poziomu 1529 m. Dno kotła opiera się jednak głównie na stopniu jeszcze niższym (1509—1512 m), kończąc się nieznacznym załamaniem, przy pomocy którego kocioł, zwężając się, przechodzi w żłobowato wymodelowaną rynienkę głębokości 1 m. Rynienka ta w wysokości 1494 m przechodzi nagle w stromy parów. Aż do tego miejsca długość całej formy wynosi około 300 m.

Kocioł wschodni jest nieco mniejszych rozmiarów i jest zupełnie podobnie wykształcony. Jak w kotle zachodnim brak tu jakiegokolwiek wykształcenia form akumulacyjnych. Ekspozycja obu kotłów jest północna. Predyspozycja nisz jest erozyjno-obsuwiskowa, gdyż obsunięcie wapieni po łupkach nastąpiło wskutek intensywnej akcji erozyjnej potoku Wratnie. Zaciekawia natomiast okoliczność, że obie nisze mimo sprzyjających, zdawałoby się warunków, posiadają tak skromne rozmiary i schodzą zaledwie do poziomu 1500 m. Rozciągający się wokoło stok jest łagodny (20° nachylenia), lecz nachylenie jego prowadzi zdecydowanie w dół, a brak jest rynien i żłobów odprowadzających śniegi w stronę kotłów. Ponadto stok ten jest prawie równoległy do kierunku przeważających wiatrów zachodnich i jest przez nie zwie-

<sup>10</sup> Kessler (5, str. 88) pisze: „kierunek NO do powstania, a kierunek N do konserwacji pola śniegowego wydaje się być szczególnie odpowiednim“. Pogląd ten, aczkolwiek ogólnie znany, przytaczam, gdyż spotkamy się w nim z rozróżnieniem kierunków sprzyjających powstawaniu względnie konserwacji pól śniegowych.



wany, co naturalnie nie sprzyjało tworzeniu się grubszej warstwy śniegu. Zatem wskutek braku dostatecznej ilości śniegu lodowczyki ograniczyły się do nisz obsuwiskowych, żywiąc się śniegiem sporadycznie nawiewanym przez wiatry.

### 7. Mały Krywań.<sup>11</sup>

Masywniejszy od swego wyższego imiennika, M. Krywań (1669 m) kryje na swoich stokach najpiękniejsze ślady zlodowacenia, tym dziwniejsze, że na zachód od niego ślady te nagle się urywają. Mimo to nie były one dotychczas przez nikogo opisywane. Jedynie V i t á s e k (33, str. 92) wspomina o negatywnych wynikach poszukiwań na północnym stoku M. Krywania.

Również i ja nie wykryłem na północnym stoku M. Krywania form zdecydowanie lodowcowego pochodzenia. Wapienny ten stok jest niezwykle stromy, a nachylenie jego dochodzi do 44°. Stok ten, jako tylna ściana głębokiego na 700 m lejka zbiorczego potoku Bielskiego, jest pokarbowany przez strome i ostre żleby promienisto zbiegające się w dolinie.

Żleby te, o wypukłej krzywej erozyjnej, dowodzącej niezwykle silnej erozji Bielskiego potoku, w najwyższej swej części wykazują (tylko niektóre) mniejsze lub większe wymodelowanie profilu poprzecznego. Szczególnie wyraźnie widzi się to w żlebie, spadającym spod szczytu M. Krywania w kierunku północnym. Żleb ten wykazuje w wysokości 1455—1380 m złagodzenie spadku z 44° na 23° nachylenia, z czym w parze idzie rozszerzenie dna żlebu. W wysokości 1380 m łagodne dno urywa się nagle w przepaść najeżoną wapiennymi skalicami a brzegi żlebu zbliżają się, tworząc bramę w kształcie zaokrąglonej w dole litery V. Nie ulega wątpliwości, że kształty takie nawet w wapieniach, przypisać można tylko działalności śniegów zsuwających się żlebem, a może nawet w nim zalegających, oraz w związku z tym zachodzącym procesom regelacyjnym i soliflukcyjnym.

Na południowo-wschodnim stoku M. Krywania mieści się najpiękniejszy w M. Fatrze kocioł lodowcowy (ryc. 8 i 9). Jest to zarazem jedyny kocioł zajmujący całkowicie lejek źródłowy potoku (prawe ramię Studenca). Kocioł wżera się w głowice warstw kwarcytowych, a w dnie jego występują granity. Południowo-wschodnia ekspozycja kotła sprzyja zaleganiu śniegów nawet przez lato. Turysta K o e s i s (6, str. 238) obserwował tu w lecie 1930 r. pole dość głębokiego śniegu.

Dno kotła leży w wysokości 1389 m—1395 m i kończy się stromym progiem. Próg posiada w poziomie 1375 m wąską listwę, uwarunkowaną wystą-

<sup>11</sup> Mapa specjalna 1: 75.000 Wojskowego Instytutu Geograficznego w Pradze nazywa ten szczyt Fatrzańskim Krywaniem, jednak w literaturze (7, 33), oraz w turystyce przyjęła się nazwa Mały Krywań. To samo odnosi się do nazwy Wielkiego Rosudea, który na wymienionej mapie, nosi nazwę Wielki Rozsutec.



pieniem granitów. Poniżej progu rozpościera się stożek nasypowo-morenowy o powierzchni chaotycznie pokrytej kwarcytowymi głazami. Stożek kończy się zaokrągloną krawędzią w wysokości 1280—1313 m, zaś ku dołowi zwęża się z powodu ciasnoty doliny. Dolina posiada poniżej stożka dość łagodny spadek i obszerne dno, które kończy się w poziomie 1200 m (ryc. 9).

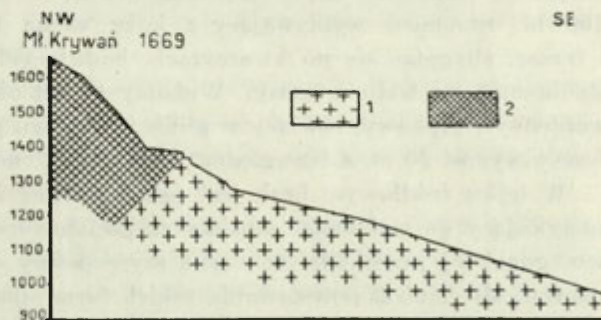
Na lewym stoku kotła, a 20—30 m nad stożkiem, ciągnie się podłużne nabrzmienie, zbudowane z gruzu kwarcytowego. Gruz ten tkwi w glinie i w charakterystycznym „żwirku“, powstającym wskutek chemicznego wietrzenia granitu. Nabrzmienie zaczyna się przy progu i opada zgodnie z nachyleniem stożka. Prawdopodobnie jest to morena boczna, co by przemawiało za tym, że lodowiec w swym maksymalnym zasięgu schodził poniżej progu. Obecność moreny bocznej pozwala nam oszacować miąższość lodowca poniżej progu na co najwyżej 30 m.

W rozwoju kotła widać dość znaczną asymetrię. Lepiej wymodelowana jest odsłoneczna i odwietrzna strona zachodnia. Tu też sięga podejście do wy-

sokości 1540 m, podczas gdy na północnej i wschodniej ścianie kotła obniża się ono dość znacznie. Zatem grubość lodowca była większa przy ścianie zachodniej, gdyż tu składany był w pierwszym rzędzie śnieg nawiany, oraz tu w cieniu ściany działalność promieni słonecznych była słabsza. Dyluwialna granica wiecznego śniegu, obliczona metodą Höfera, biegła w poziomie 1392 m. Maximalne rozmiary lodowca były: długość 500 m, i szerokość 300 m. Roz-



Ryc. 8. Kocioł na południowo-wschodnim stoku Małego Krywania. Das Kar am süd-östlichen Abhang des Mały Krywań.



Ryc. 9. Profil podłużny kotła na południowo-wschodnim stoku Małego Krywania. Das Kar am süd-östlichen Abhang des Mały Krywań: 1. granity (Granit), 2. kwarcyty (Quarzit).

winął on znaczną działalność akumulacyjną, której wynikiem było nagromadzenie moreny w dolinie do poziomu 1280 m, a prawdopodobnie nawet jeszcze niżej, skąd została przez wody potoku usunięta. Tak znaczne rozmiary lodowca, poza innymi przyczynami, powstać mogły głównie dlatego, że jego obszar zasilający liczył prawie 1 km<sup>2</sup> powierzchni, co jest wielkością w M. Fatrze niespotykaną. Np. powierzchnia obszaru zasilającego lodowca Hlebu wynosiła zaledwie 0,2 km<sup>2</sup>.

Ważną formą ze względu na paralelizację teras z morenami wzgl. pseudo-morenami jest periglacialnie rozszerzony lejek źródłowy pierwszego prawego dopływu środkowego ramienia Studenca. Mieści się on między wzniesieniami 1572 m i 1488 m i posiada ekspozycję wschodnią. W dolinie Studenca spotykamy formy akumulacji wód dyluwialnych. Najlepiej zachowany szczepek dyluwialnej terasy akumulacyjnej mieści się u ujścia wyżej wspomnianego dopływu do Studenca.

Lejek źródłowy owego dopływu wcięty jest na kontakcie kwarcytów i łupków i jest dość foremnie wykształcony. Słabo zaznaczające się spłaszczenie dna jest spowodowane przez nagromadzenie zwietrzliny. W wysokości 1307 m, utworzone przez nagromadzenie materiału zwietrzelinowego dno opada dość stromym stokiem, który widziany z zewnątrz sprawia wrażenie wału morenowego, zamykającego dolinkę. Stok ów przechodzi w wyżej wspomnianą i wyraźnie wykształconą terasę, ciągnącą się do ujścia dolinki na przestrzeni 100 m. Strumień wypływający z lejka weina się na 7 m głęboko w wał i terasę, ślizgając się po kwarcytach, budujących prawy stok dolinki, i odsłania budowę wału i terasy. Widzimy tu ostrokanciasty gruz kwarcytowy, wapienny i łupkowy, tkwiący w glinie. U zbiegu potoków wysokość względna terasy wynosi 20 m, a bezwzględna 1260 m n. p. m. (ryc. 5).

W lejku źródłowym brak jest jakichkolwiek śladów zlodowacenia. Zatem zamykający go wał uznać musimy za pseudomorenę, która powstała w miejscu, gdzie lej przechodzi w wąską szyję doliny i gdzie następuje załamanie spadku. Mechanizm powstawania takich form opisuje szczegółowo Kessler (5, str. 71—73). Tezy Kesslera w odniesieniu do opisywanego wypadku znajdują całkowite potwierdzenie.

Ostatnią ku zachodowi formą wykazującą ślady zlodowacenia jest lejek źródłowy Białego potoku na zachodnim stoku M. Krywania. Wypływają z niego dwa strumienie źródłowe, łączące się w wysokości 1390 m. Ślady działalności lodowca w postaci kotłowego rozszerzenia występują w żlebie południowym o ekspozycji północno-zachodniej. Żleb ten wycięty jest w granitach, podczas gdy żleb północny w kwarcytach. Należy jeszcze podkreślić inne czynniki sprzyjające powstaniu lodowca: poprzeczne położenie do kierunku przeważających wiatrów, zasłonięcie lejka od południa szczytem Meszkalka



(1549 m) i znaczną powierzchnię obszaru zasilającego (0,3 km<sup>2</sup>). Granica wiecznego śniegu leżała w poziomie 1460 m (metodą Höfera).

Nie jest to forma tak wyraźna, jak pobliski kocioł z wschodniego stoku M. Krywania, wykazuje ona jednak cechy wspólne z innymi formami glacialnymi M. Fatry. Przeto zakwalifikujemy ją do rzędu tych form. Rozszerzenie dna żlebu występuje w wysokości 1390 do 1440 m. Dno jest strome i niezbyt szerokie oraz wycięte w skale. Niewyraźny próg odszukać można w wysokości 1371 do 1390 m. Poniżej progu dno lejka przykryte jest stożkiem nasypowo-morenowym, dość łagodnie (13° nach.), opadającym do wysokości 1335 m. Stożek zbudowany jest ze zwietrzliny kwarcytowej, przy czym rozmiary głazów są znaczne (1—2 m) (brak śladów gładzenia), a powierzchnia stożka jest chaotyczna i nierówna. Koryta obu źródłowych strumieni wcinają się w powierzchnię stożka do głębokości 2 m. W wysokości 1335 m stożek weale wyraźnie przechodzi w stopień o powierzchni bardziej wyrównanej, dający się powiązać ze szczytkami terasy dyluwalnej, które spotyka się już o 100 m niżej w dolinie potoku.

### 8. Suchy i Magura.

Między M. Krywaniem a Suchym (1468 m) powtarzają się charakterystyczne dla M. Fatry stosunki geologiczne i morfologiczne, jakie szczególnie dobrze widać na odcinku Stoh—Hleb. Wąska grań, zbrojna w wapienne ostre skalice, nie sprzyjała weale rozwojowi zjawisk glacialnych. Zresztą i wysokość grzbietu maleje ku zachodowi, by niedługo opaść do Wagu strumą ścianą przełomu Streczniańskiego.

Jedynie na północnych stokach Suchego i wzniesienia 1510 m w strefie źródłowej Kuru, obserwuje się zjawiska podobne do opisanych z północnego stoku M. Krywania (wymodelowanie żlebów), bo też stosunki geologiczne i morfologiczne są tu identyczne.

Z tym większym zdumieniem obserwujemy na wschód od Suchego na grzbiecie Ostredok (1308 m) małe jeziorko, kształtu zaostrej na obu końcach elipsy o średnicach 5 m i 2 m. Głębokość jeziorka, o ile to w bardzo niekorzystnych warunkach atmosferycznych ocenić mogłem, wynosi 1—2 m. Leży ono tuż pod obłym szczytem Ostredoka i wypełnia szczelinę, jaka powstała wzdłuż kontaktu kwarcytów i łupków. Według ustnej relacji dra J. Młodziejowskiego podobne jeziorka „kontaktowe“ znane są również w Tatrach Zachodnich.

Ostredok oddzielony jest od stoku Suchego małą i płytką przełączką wysokości 1303 m, uwarunkowaną wystąpieniem łupków. Na niej, po południowej stronie, występuje nerkowatego kształtu zakłębłość, złożona z dwu zagłębień, otwierających się ku dolinie. Płytką tą formą, wgłębiającą się do poziomu 1270 m, zajmuje prawie całą szerokość pasa łupków, szerokiego tu na 150 m. Na dnie zagłębień zbierają się kałuże periodycznie wysychającej



wody. W jednym z zagłębień dno rozbite jest na dwa stopnie o różnicy wysokości 1 m, przy czym kałuża mieści się na stopniu niższym. U wylotu zakłębłości teren jest nierówny, jakby pokryty nabrzmieniami z materiału wyniesionego z zagłębień, lecz szybko i gwałtownie opada ku dolinie.

Bardzo podobne formy opisują z gór Średnich Niemieckich Kessler (5) i inni, przypisując im pochodzenie periglacialne. Nie widzę na razie innego wytłumaczenia dla opisanego zjawiska. Trudno mi jest bowiem wytłumaczyć powstanie owej formy na drodze obsuwiska. W grę wechodzić mógłby tylko zsuw typu „frana“, tak często obserwowany przez Sawieckiego (26) w Karpatach fliszowych. Brak jednak szyi odpływowej mas ziemnych, no i typowego wachlarzowatego wykształcenia języka obsuwiskowego, na co było na stoku dość miejsca. Zresztą z powodu stromości stoku język zsuwu zatrzymać mógłby się dopiero w korycie potoku.

Na rozległej granitowej kopie Magury (1367 m) nie udało mi się stwierdzić żadnych form glacialnych ani periglacialnych. Zwarty i trudny do przebycia las pokrywa szczyt i stoki Magury, ogromnie utrudniając ich dokładne przeszukanie.

### 9. Gołoborza.<sup>12</sup>

Rejestr interesujących nas zjawisk nie byłby kompletny, gdybyśmy pominęli zjawisko, tak charakterystyczne dla klimatu periglacialnego, a więc i dla gór takich jak M. Fatra, niepokrytych jednolitą pokrywą lodową, jakimi są gołoborza. W M. Fatrze ograniczają się one obecnie prawie całkowicie do pasa kwarcytów, lecz gdzieś tam zachodzą także w granitach. Jednakowoż są to tylko stale cofające się enklawy — świadki dawnego zasięgu gołoborzy.

Łoziński (10) w r. 1909 był pierwszym, który zjawisko gołoborzy związał ze zlodowaceniem w ogóle, a z klimatem periglacialnym w szczególności. Według tego autora gołoborza dzisiejsze są relikdami gołoborzy (pól głazów) dyluwialnych, jakie wskutek bardzo intensywnego wietrzenia mechanicznego (charakterystycznego dla klimatu periglacialnego) pokryły obszary periglacialne, zachodząc powszechnie we wszystkich rodzajach skał. W okresie jednak postglacialnym, a ściślej klimatu postglacialnego, gołoborza, zwłaszcza ze skał mało odpornych powstałe, uległy dalej posuwającemu się procesowi wietrzenia mechanicznego i chemicznego, tworząc glebę i zostały zajęte przez szatę roślinną, której agresywność zagraża już ostatnim wyspom zjawiska. Reliktowe te wyspy spotyka się tylko i wyłącznie w strefie skał odpornych na wietrzenie chemiczne, jakimi są głównie kwar-

<sup>12</sup> Nazwę tę żywcem przenoszę z terenu Gór Świętokrzyskich, nie chcąc stosować tłumaczenia nazwy niemieckiej — Blockfelder = pola głazów. W naszym wypadku nazwa „gołoborze“ nie zawsze jest trafna, jak to później zobaczymy. Nie miałem sposobności dowiedzieć się, jak nazywa to zjawisko ludność okoliczna.

cyty, a po części i granity. Ten ogólnie przyjęty pogląd Łozińskiego został w ostatnich czasach zaatakowany przez Schotta (27) w dwu punktach: 1) co do wieku i 2) co do powszechności. Schott mianowicie nie zgadza się na ograniczanie wieku powstawania gołoborzy do dyluwium twierdząc, że tworzą się one dziś jeszcze, oraz przypuszcza, że tworzenie gołoborzy było petrograficzną właściwością tylko niektórych skał. Odpowiedź Łozińskiego (11, str. 38—41) jest dalszym wyjaśnieniem i podtrzymaniem poglądu na pochodzenie gołoborzy.

1. Dolną i górną granicę okresu tworzenia się gołoborzy oznacza Łoziński na początek i na koniec dyluwium, na podstawie tzw. „względnej czystości kotłów“ czyli wymiecenia kotłów z materiału zwietrzelinowego oraz stosunku gołoborzy do szaty roślinnej. Tedy nadmienić należy, że zjawisko wymiecenia występuje także w kotłach M. Fatry, a ponadto nie spotyka się nigdzie przykładu, aby gołoborze schodziło aż do wnętrza kotła. Ta okoliczność przemawia za dyluwialnym wiekiem gołoborzy.

Na południowo-zachodnim stoku Hlebu, wzdłuż ścieżki prowadzącej ze schroniska „Pod Hlebem“ na przełęcz Hleb—W. Krywań, występuje płytkie odsłonięcie budowy wewnętrznej gołoborza. Widać tu u góry kożuch humusowy grubości 10—40 cm, a pod nim ostrokańciaste głązy kwarcytowe, spoczywające na sobie luźnie bez żadnego spoiwa. Takie same i tak samo ułożone głązy widać o kilkanaście kroków dalej, gdzie ścieżka wcina się w niezarośnięte jeszcze okno gołoborza.

O ile ogólnie gołoborza znajdują się w defensywie, to w poszczególnych wypadkach rozwijają one ofensywę, polegającą nie na przybywaniu nowych głązów, lecz na ich ruchliwości. Siła ciężkości, regelacja i śliskie porosty, pokrywające powierzchnię głązów, są przyczyną zsuwania się głązów w dół. W ten sposób masa gołoborza przemieszcza się, a zsuwające się głązy przywalają wysunięte okazy roślinności. Jednak mimo niewątpliwego przemieszczania materiału gołoborza, nie zauważyłem nigdy, aby na szczycie góry pokrytej gołoborzem przezierała lita skała, co świadczy, że głązy powstają wciąż jeszcze drogą wietrzenia, względnie, że zwietrzenie skały w gołoborzu sięga tak głęboko, że dotychczas nie nastąpiło odsłonięcie skały rodzimej.

2. Co do powszechności gołoborzy przekonałem się, że w M. Fatrze były one powszechne w kwarcytach i granitach, czyli, że tylko te skały posiadają predyspozycję petrograficzną do tworzenia gołoborzy. Lasy pokrywające granitowe stoki M. Fatry rosną zazwyczaj na kożuchu humusowym, rozpiętym na warstwie luźnie ułożonych głązów (jak w odsłonięciu pod Hlebem).

Na koniec zanotować chciałbym spostrzeżenie dotyczące kształtu głązów w gołoborzu. Wydaje mi się, że między kształtem materiału zwietrzelinowego, powstającego w dzisiejszym klimacie i głównie składającego się na współczesne piargi a kształtem materiału w gołoborzach dyluwialnych zachodzi róż-



nica. Kształt materiału pochodzenia współczesnego jest wybitnie nieregularny i na ogół bryłowy. Natomiast głazy z gołoborzy dyluwialnych wykazują kształt płytowy. Spostrzeżenie to dotyczy znanych mi kwarcytów tatrzańskich i świętokrzyskich, granitów fatrzańskich, piaskowców gorgańskich i habio-górskich oraz bazaltów z gór Średnich Czeskich, wymaga jednak potwierdzenia i tylko wówczas przedstawiałyby wartość dla określenia wieku gołoborzy.

Gołoborza są elementem zaznaczającym się wybitnie w krajobrazie M. Fatry ponad górną granicą lasów (ryc. 4 i 10). Gołoborza bowiem spoczywają na formach zaokrąglonych o stokach stosunkowo łagodnych, bo o nachyleniu  $20^{\circ}$ — $30^{\circ}$ . Dzięki porostowi *Rhizocarpon geographicum*, pokrywają-



Ryc. 10. Drugorzędny grzbiet kwarcytowy na wysokości 1450 m na południowo-zachodnim stoku Hlebu pokryty gołoborzem, w dużej części przez roślinność. Ein Seitenkamm 1450 m am SW Abhang des Hleb, mit Blockfeld.

cemu głazy granitowe i kwarcytowe, gołoborza odbijają zdaleka soczysto zieloną barwę od ciemnego kolorytu lasów czy też białości skał wapiennych.

Największe gołoborze o powierzchni  $0,4 \text{ km}^2$  rozpościera się na wzniesieniu 1448 m (na wschód od M. Krywania). Wzniesienie to zbudowane jest w górnej części z kwarcytów a w dolnej z granitów, przy czym obie skały uległy zwiertzeniu. W rozwoju gołoborza widać asymetrię. Szczególnie dobrze jest ono rozwinięte na stoku

wschodnim, gdzie dociera aż do potoku. Podcięcie spowodowane przez potok powoduje zsuwanie się głazów, wskutek czego gołoborze rozwija ofensywę przeciw roślinności, obniżając granicę lasu do poziomu 1120 m. Niemniej jednak pojedyncze okazy karłowatego świerka zdołały się utrzymać na powierzchni gołoborza. Ale mimo obsuwania się głazów na szczycie wzniesienia nie widać przezierania litej skały.

Przy tej okazji podkreślić chciałbym nietrafność nazwy „gołoborze“ w tym wypadku. Gołoborze opisywane leży na pograniczu lasu i hali, zatem jest golizną wolną w części od drzew, a w części od traw. O prawdziwym „gołoborzu“ mówić by można dopiero wówczas, gdyby granica lasu leżała powyżej goliżny. Pojawia się zatem konieczność ustalenia polskiego terminu genetyczno-morfologicznego na określenie tego właśnie zjawiska.

Najwyższe lecz niewielkie jest gołoborze, leżące na samym szczycie Małego Krywania. Gołoborze to nie wkracza do kotłów leżących poniżej szczytu



i wykazuje stadium ustabilizowania głązów oraz zarastania od dołu przez mechy i roślinność trawiastą.

Obecność gołoborza na szczycie M. Krywania świadczy, że w partii grzbietowej tego szczytu, mimo sprzyjającej formy, nie było stałego pola firnowego. Z drugiej jednak strony piękny rozwój kotłów na stokach M. Krywania wytłumaczyć się daje głównie w związku z dużą powierzchnią obszaru zasilającego. Co było przyczyną nieutworzenia się pola śniegowego? Wyjaśnić to sobie potrafimy doskonale zwiewaniem śniegu z grani do kotłów. W takim wypadku wielkość powierzchni obszaru zasilającego nie traciła na znaczeniu, bo śnieg, który pokryły cały ten obszar jednolitą warstwą, był zwiewany do kotła. Zachodził tu zatem wypadek zasilania lodowca nie przez zsuwanie się śniegów, lecz przez zwiewanie.<sup>13</sup> Taki obszar zasilający nazwałoby można „obszarem zwiewania“. Inna rzecz, że takie stosunki świadczą o małej ilości opadów w klimacie periglacialnym M. Fatry. Ubóstwo opadów zaś, jak to zgodnie podnoszą np. Brückner (2), Soergel (28) i Kessler (5), jest cechą klimatu periglacialnego.

Dolna granica dyluwialnego gołoborza przebiega po wschodnim stoku M. Krywania w poziomie 1540 m—1490 m i jest zarazem górną granicą lodowca prawego ramienia Studenca. Na tej podstawie grubość lodowca tuż przy tylnej ścianie kotła oszacować możemy na 100 metrów. Wniosek powyższy dowodzi znaczenia gołoborza dla badań glacialnych.

Pokróćce omówimy dalsze rozprzestrzenienie gołoborzy. Występują one jeszcze na wzniesieniu (około 1360 m) w widłach lewego i środkowego ramienia Studenca, na wschodnim stoku W. Krywania (ryc. 4), na południowym i wschodnim stoku Hlebu (ryc. 10) oraz na południowych i wschodnich stokach Upłazu. Są to gołoborza prawie wyłącznie kwarcytowe. Zasięg gołoborzy w dół oddaje mniej więcej górna granica lasu, zazwyczaj w tych miejscach obniżona do 1200 m, podczas gdy na innych stokach las dochodzi do 1400—1500 m n. p. m.

O pochodzeniu niektórych gołoborzy w dolinie Sutówki (głównie pod Upłazem i Suchym Wierchem) nie można nie pewnego powiedzieć bez dokładniejszego zbadania. Występują one głównie w granitach oraz częściowo w kwarcytach. Geneza ich wydaje się być złożoną; są to obsuwiska powstałe na terenach gołoborzy dyluwialnych, utrwalonych w czasach podyluwialnych przez szatę roślinną. Ponowne ożywienie ich działalności nastąpiło wskutek podejścia stoków przez erozję potoków. Charakter ich oddaje obrazowe określenie — „żywe rany“ w stoku. Składają się one z niszy i wysuwającego się z niej języka głązów. Zatem nie odpowiadają one gołoborzom dyluwialnym, których pierwszorzędną cechą według Łozińskiego (11)

<sup>13</sup> Wypadki takie są regułą w Selkirkach i Kordylkach, jak to podaje Wąsowicz J. (35).

jest powstawanie głazów „in situ“, dzięki czystemu periglacialnemu wietrzeniu mechanicznemu.

Reasumując spostrzeżenia dotyczące występowania gołoborzy w M. Fatrze, i na podstawie powyżej opisanych zjawisk, ustalić możemy co następuje:

1) Powstawanie gołoborzy fatrzańskich i ich największy rozwój należy odnieść do klimatu periglacialnego. Natomiast nie można odmówić prawdopodobieństwa faktowi, że gołoborza tworzą się w czasach obecnych nadal, chociaż w znacznie wolniejszym tempie.

2) Ze skał fatrzańskich tylko kwarcyty i granity są petrograficznie predysponowane do tworzenia gołoborzy. Skały na wietrzenie mało odporne, jak np. wapienie, przy których wietrzeniu tworzy się wiele cząstek gliniastych, wietrzeją inaczej niż skały odporne. Głina, wypychając szczeliny powstałe w skale wskutek wietrzenia mechanicznego, zmienia i komplikuje proces wietrzenia. Natomiast periglacialne wietrzenie kwarcytów i granitów odbywało się tylko według fizycznych praw rozszerzalności skał i wody.

3) Obumieranie gołoborzy jest nie tylko wynikiem ofensywy roślinnej, lecz także postępuje w miarę rozwoju normalnego cyklu erozyjnego. Faza ożywionej działalności erozyjnej, przez podcięcie stoków, powoduje obsuwanie się w dół materiału obumarłych gołoborzy. Przeciwnie dłuższa faza akumulacyjna hamuje rozwój gołoborzy, gdyż nadmiar powstającego materiału głazowego zbyt wolno przemieszcza się w dół. Zahamowanie rozwoju potęguje się, gdy faza akumulacji wypada w okresie klimatu, sprzyjającego rozwojowi roślinności.

Przedstawiony powyżej pogląd pokrywa się z twierdzeniem Łozińskiego co do dyluwialnego wieku gołoborzy, natomiast jeśli chodzi o powszechność zjawiska gołoborzy, popiera, przeciwną twierdzeniu Łozińskiego, tezę Schotta.

### III. ZWIĄZKI I WNIOSKI.

#### 1. Predyspozycja klimatyczna i morfologiczna.

O stopniu rozwoju zjawisk glacialnych i periglacialnych w Małej Fatrze zadecydowała masywność gór i ich wysokość bezwzględna. Nie ulega wątpliwości, że warunki morfologiczne, jakie dyluwium w M. Fatrze zastało, nie sprzyjały rozwojowi wspomnianych zjawisk. Vitásek (34, str. 92), omawiając przyczyny zlodowacenia M. Fatry, pisze: „Grzebień M. Fatry jest bardzo wąski, nie mogły się tu rozwinąć fieldy, któreby żywiły lodowce stokowe, jak to było w Karkonoszach lub Beskidach, a dla rozwoju lodow-

ców kotłowych brak było dostatecznej ilości opadów w deszczowym cieniu Beskidów“. Pomijając zagadnienie, czy do powstania lodowców stokowych są potrzebne fieldy (w znaczeniu fieldów norweskich), przyznać trzeba na ogół, że warunki rozwoju lodowców były w M. Fatrze niekorzystne.

Zatem według *Vitásk a* przyczyna leży częściowo poza M. Fatrą w osłonięciu jej przez Beskidy. Jednak z porównania wysokości tych gór widzimy, że Beskidy Śląskie i Jaworniki, osłaniające M. Fatrę od północno-zachodnich wiatrów opadonośnych są około 500 m niższe od M. Fatry, natomiast są one masywniejsze i szeroko rozprzestrzenione. Wysokie Beskidy (Babia Góra 1725 m), aczkolwiek nieco przewyższają Małą Fatrę (1711), jednak, ze względu na swoje położenie, bardziej wschodnie niż położenie Małej Fatry, nie mogły w okresie dyluwialnym wyrzeć znaczniejszego wpływu na jej klimat. Także i w dzisiejszych stosunkach klimatycznych Małej Fatry nie mogą dopatrzeć się wpływu Wysokich i Śląskich Beskidów. Z porównania teraźniejszej ilości opadów w Beskidach i M. Fatrze nie widać większej różnicy. Beskidy Śląskie i Wysokie otrzymują 1300—1400 mm opadu rocznie. Stosunki meteorologiczne grzbietu M. Fatry są nieznane. *Král* (10, str. 22) podaje ilość opadów w M. Fatrze na 1200 mm rocznie. *Vitásek* (34, według *Jahrbücher d. k. Ung. R. A. für Meteorologie u. Erdmagnetismus* z lat 1901—1913) podaje dane następujące:

po stronie północnej:

Varin w wysokości . . . 362 m n. p. m. otrzymuje 1100 mm opadu rocznie.  
 Nová Bystrica w wys. . . 526 m n. p. m. otrzymuje 1139 mm opadu rocznie.

po stronie południowej:

Turč. Sv. Martin w wys. 399 m n. p. m. otrzymuje 742 mm opadu rocznie.  
 Ružomberok w wysokości 496 m n. p. m. otrzymuje 794 mm opadu rocznie.

Dane te wykazują, że M. Fatra otrzymuje taką samą — jeśli nie większą — ilość opadów jak Beskidy Śląskie. Skoro bowiem północny stok w poziomie 362 m otrzymuje 1100 mm opadu, to w wysokości 1400 m (przeciętna wysokość przełęczy) ilość ta wzrasta przypuszczalnie do co najmniej 1400—1500 mm. Co więcej z przedstawionych danych wynika, że M. Fatra sama stanowi przeszkodę dla wiatrów opadonośnych,<sup>14</sup> skoro po stronie południowej ilość opadu

<sup>14</sup> Twierdzenie to da się udowodnić na podstawie danych dostarczonych przez nowo założone górskie stacje meteorologiczne na Łysej Górze (Beskidy Śląskie) w wysokości 1315 m n. p. m., na Hlebie (Mała Fatra) w wysokości 1434 m n. p. m. i na Dziumbirze (Niżne Tatry) w wysokości 1740 m n. p. m. Niestety, z powodu krótkotrwałości okresów obserwacyjnych, nie są to wartości średnie z dłuższego okresu czasu. W roku 1935 opad roczny na Łysej Górze wynosił 1513 mm, na Hlebie — 1950 mm a na Dziumbirze — 1177 mm (por. *Statistická Ročenka Republiky Československé*, Praha 1937, str. 4 oraz materiały stacji meteorol. pod Hlebem).



zmniejsza się o 350 mm rocznie. Ale zauważyć należy natychmiast, że opad ten zatrzymały głównie stoki północne, jak najmniej predysponowane do jego przyjęcia i przechowania. Już w tym zatem miejscu możemy ustalić, że wpływy klimatyczne w M. Fatrze działały o tyle niekorzystnie o ile spotęgowane były przez niesprzyjającą predyspozycję morfologiczną.

Z materiałów powstałej w 1933 r. stacji meteorologicznej przy schronisku „Pod Hlebem“ (na stoku południowym w wysokości 1431 m n. p. m.), dowiadujemy się, że w zimie 1933/34 zwarta pokrywa śnieżna utrzymywała się poniżej poziomu 1500 m do dnia 16 kwietnia. Grubość warstwy śniegu w lutym wynosiła 130 cm.

Z opowiadań narciarzy i fotografii zimowych oraz naocznie miałem sposobność przekonać się, że warunki śnieżne w M. Fatrze są wyśmienite, zwłaszcza na łagodniejszych stokach południowych. Z tego samego źródła uzyskałem potwierdzenie wiadomości o zwiewaniu śniegu z grani na stronę południową. W tym leży interwencyjna rola wiatrów, jako czynnika zmieniającego grubość powłoki śnieżnej. *Enquist* (3) podkreślił znaczenie wiatrów dla rozwoju form glacialnych i periglacialnych wykazując, że lodowce i trwałe pola śniegowe słabiej są rozwinięte po stronie dowietrznej niż po odwietrznej. Słuszność jego twierdzenia wykazał *Turner* w Alpach Gurktalskich (31). Jeszcze dobitniej uczynił to *Romer* (21, str. 76) na podstawie studiów swoich i *Wąsowicza* (35) w Kordylierach i Tatrach, pisząc: „Wpływ wiatrów okazał się tak potężnym i tak powszechnym, że wielką liczbę lodowców można było w tej dziedzinie wprost zaliczyć do kategorii zjawisk eolicznych“.

Interwencja wiatrów polegała na zwiewaniu śniegu ze stoków północnych, morfologicznie niedysponowanych na przyjęcie większych mas śnieżnych na łagodniejsze stoki południowe i wyrównywaniu w ten sposób, morfologicznie niekorzystnego nastawienia stoków do wiatrów opadonośnych. Stąd też gros zjawisk glacialnych i periglacialnych rozgrywało się w sektorze między północą a połudn.-wschodem (ryc. 11). Co więcej, wiatry te nie pozwoliły na rozwój pól firnowych na nadających się do tego szczytach i przełęczach, spychając lodowce do kotłów lub zawieszając je na odwietrznych stokach. Podobne stosunki znalazł *Romer* w Tatrach i tłumaczy uprzywilejowanie stoków północno-wschodnich przewagą wiatrów zimowych południowo-zachodnich, które przewiewają spadłe śniegi na stoki ubogie w opady. Także *Turner* (31) tłumaczy w ten sam sposób brak lodowców po stronie południowej i zachodniej Alp Gurktalskich.

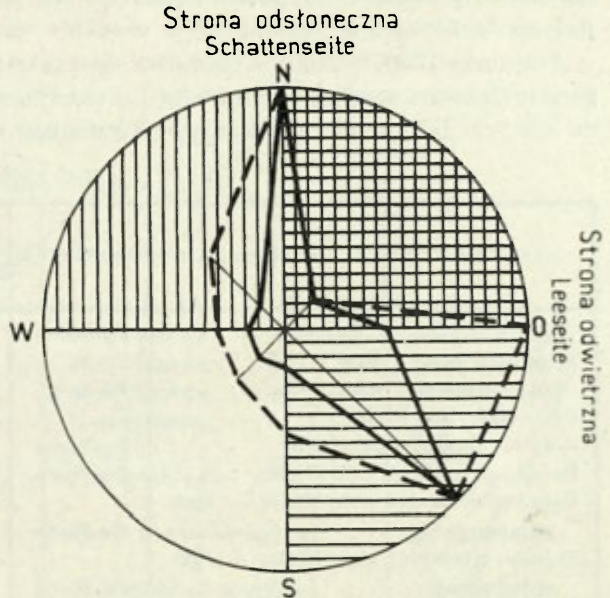
Sądząc przez analogię do stosunków dzisiejszych, dyluwialne warunki klimatyczne nie były w M. Fatrze aż tak niekorzystne jak je ocenia *Vitásek*. Tym bardziej decydującą była rola predyspozycji morfologicznej.

Stosunki morfologiczne M. Fatry zostały dość obszernie opisane w rozdziale I. Pozostaje tylko ustalić, jakie były formy predyspozycji morfologicznej. Na pierwszy plan wysuwa się naturalnie predyspozycja erozyjna

w postaci lejków recepcyjnych i żlebów (10 wypadków). Słabe wykorzystanie tej predyspozycji pochodzi stąd, że lejki źródłowe potoków fatrzańskich przeważnie znajdują się poniżej granicy wiecznego śniegu w poziomie 1200—1300 m. Predyspozycja obsuwiskowa została wykorzystana 9 razy. W tych wypadkach rozróżnienie materiału obsuwiskowego od moreny było niemal niemożliwe; dokonywałem go na podstawie wyłącznie morfologicznej. Na koniecie predyspozycja petrograficzna, wyłącznie w łupkach występująca, przybrała niewielkie rozmiary (3 wypadki). Nadmienić od razu należy, że rzadko zdarza się czysta predyspozycja jednego typu; zazwyczaj kombinują się one między sobą.

Załączony wykres (ryc. 11) ilustruje stosunek predyspozycji morfologicznej do klimatycznej oraz wykorzystanie predyspozycji obu rodzajów przez zjawiska glacialne i periglacialne. Czwartka północno-wschodnia była klimatycznie uprzywilejowana w wyniku jej ekspozycji odśrodkowej i odwiejrznej. Niestety w tej samej ćwiartce spotykamy się z całkowitym niemal ubóstwem form morfologicznie predysponowanych do przechowywania spadłych mas śnieżnych.

Linia przerywana na ryc. 11 przedstawia wszystkie formy (lejki, nisze i inne zagłębienia), leżące powyżej izohypsy 1200 m, które mogły być w dyluwium wykorzystane przez zjawiska glacialne i periglacialne. Na ogólną ich liczbę 32 form, niewykorzystanych zostało 10. Zatem ryc. 11 wykazuje dobitnie, że przyczyną małych rozmiarów zlodowacenia w M. Fatrze był rozdzźwięk między predyspozycją morfologiczną a klimatyczną, czyli brak form morfologicznie predysponowanych w sektorze, posiadającym warunki klimatyczne najbardziej sprzyjające rozwojowi zjawisk glacialnych. Przemawia również za tym prawie całkowite wykorzystanie przez zjawiska glacialne i periglacialne form morfologicznie predysponujących powstanie tych zjawisk w ćwiartce północno-wschodniej.



Ryc. 11. Predyspozycja klimatyczna i morfologiczna i jej związek ze zjawiskami glacialnymi i periglacialnymi w M. Fatrze. Klimatische und morphologische Prädispositionen und ihre Ausnützung durch die glazialen und periglazialen Erscheinungen in der Kl. Fatra.

Linia przerywana (unterbrochene Linie) — predyspozycja morfologiczna (morphologische Prädisposition). Linia ciągła (ununterbrochene Linie) — zjawiska glacialne i periglacialne (glaziale und periglaziale Erscheinungen).

## 2. Zasięg i rozmiary zlodowacenia.

Załączone poniżej zestawienie ma na celu zorientować nas w rozmiarach zlodowacenia M. Fetry. Rezultat ilościowy przedstawia się następująco: stwierdziłem i opisałem 12 form glacialnych i 10 form periglacialnych. Ponadto opisałem i zlokalizowałem 9 gołoborzy, a wspomniałem o szeregu gołoborzy wątpliwych. Jest to rezultat niespodziewanie liczny, chociaż, co zaraz stwierdzić trzeba, formy posiadają rozmiary skromne a wykształcenie ich jest niedoskonałe, szczególnie gdy chodzi o formy glacialne.

Najniżej 1260 m n. p. m. położone jest zagłębienie kotłowe pochodzenia periglacialnego na stoku Ostredoka — najwyżej 1580 m — kocioł glacialny na szczycie Hlebu. Formy glacialne występują w granicach 1380 m—1580 m,

Zestawienie opisanych form

Położenie formy	Ekspozycja	Wysokość dna formy n. p. m.	
		Stopień dolny	Stopień górny
Wschodni stok W. Rosudca . . . . .	Pd-Wsch	1301 m	—
Wschodni stok Stohu . . . . .	Wsch	1300—1400 m	—
Połudn.-zachodni stok Stohu . . . . .	Pd-Zach	1390—1419 m	—
Północny stok Hlebu . . . . .	Pn	1475—1494 m	1530—1580 m
Półn.-wschodni stok Hlebu . . . . .	Pn-Wsch	1480 m	—
Połudn.-wschodni stok Hlebu . . . . .	Pd-Wsch	1580 m	—
Połudn.-wschodni stok Hlebu — żleb północny . . . . .	Pd-Wsch	1303 m	1361—1372 m
Połudn.-wschodni stok Hlebu — żleb południowy . . . . .	Pd-Wsch	1297—1310 m	—
Wschodni stok Hromowego . . . . .	Wsch	1453 m	1458—1461 m
Lej źródłowy Smilowu . . . . .	Pd-Wsch	1430 m	—
Zachodni stok W. Krywania . . . . .	Zach	1530 m	—
Lej źródłowy środkowego ramienia Studenca . . . . .	Pd-Wsch	1400 m	—
Zachodni stok szczytu 1537 m . . . . .	Pn	1402—1403 m	1405 m
Lej źródłowy W. Branicy — kocioł wschodni . . . . .	Pn	1399—1423 m	—
Lej źródłowy W. Branicy — kocioł zachodni . . . . .	Pn	1380 m	1460 m
Północny stok szczytu 1605 m — kocioł zachodni . . . . .	Pn	1509—1512 m	1529 m
Północny stok szczytu 1605 m — kocioł wschodni . . . . .	Pn	1500 m	—
Północny stok M. Krywania . . . . .	Pn	1380—1455 m	—
Lej źródłowy prawego ramienia Studenca . . . . .	Pd-Wsch	1389—1395 m	—
Lej źródłowy między szczytami 1572 m a 1488 m . . . . .	Wsch	1307 m	—
Zachodni stok M. Krywania . . . . .	Pn-Zach	1390—1440 m	—
Zachodni stok Ostredoka . . . . .	Pd	1260 m	—



zaś formy periglacialne, z wyłączeniem gołoborzy, w granicach 1260 m do 1430 m. (Cyfry te odnoszą się do dolnego stopnia formy). Wzajemne zachodzenie odbywa się w wąskim pasie granicznym 1380 m—1430 m. Gołoborza występują powyżej izohipsy 800 m; ich obecność na szczytach świadczy, że szczyty te nie były pokryte firnem. Przemawia to za szczupłością pokrywy śnieżnej i zwiewaniem śniegu do zagłębień.

Formy glacialne i periglacialne rozmieszczone są wzdłuż grzbietu M. Fatry na przestrzeni pomiędzy Suchym a Rosudeem. Zasięg form glacialnych jest znacznie węższy i obejmuje przestrzeń między Hromowem a Małym Krywanem. W niektórych częściach grzbietu następuje całkowity brak form glacialnych jak i periglacialnych.

glacialnych i periglacialnych.

Dolna granica moreny względnie pseudomoreny	Granica wiecznego śniegu	Predyspozycja	Pochodzenie
—	—	obsuwiskowa	periglacialne
—	—	obsuwiskowa	periglacialne
1180 m (?)	—	obsuwiskowa	periglacialne
1200—1441 m	1390 m	obsuwiskowa	glacialne
—	—	erozyjna	glacialne
—	—	petrograficzna	glacialne
1196 m	—	obsuwiskowo-erozyjna	periglacialne
1196 m	—	obsuwiskowo-erozyjna	periglacialne
1300—1430 m	—	petrograficzna	glacialne
—	—	erozyjno-petrograficzna	periglacialne
—	—	erozyjno-petrograficzna	glacialne
—	—	obsuwiskowa	glacialne
1220 m	1365 m	obsuwiskowo-erozyjna	glacialne
1220 m	—	obsuwiskowo-erozyjna	glacialne
1494 m	—	erozyjno-obsuwiskowa	glacialne
—	—	erozyjno-obsuwiskowa	glacialne
—	—	erozyjna	periglacialne
1280—1313 m	1392 m	erozyjna	glacialne
1300 m	—	erozyjno-petrograficzna	periglacialne
1335 m	1460 m	erozyjna	glacialne
—	—	petrograficzna	periglacialne

Ustalenie klimatycznej granicy wiecznego śniegu dla M. Fatry w epoce dyluwialnej napotyka na trudności. Granicę orograficzną, osobno dla każdego lodowca, udało mi się obliczyć tylko w 4 przypadkach, przy zastosowaniu metody Höfera. Metodę tą, jako dającą najpewniejsze wyniki w wypadkach stokowego zlodowacenia, zaleca Vitásek (34, str. 17) i Wąsowicz (35, str. 7). Po północnej stronie gór, granica wiecznego śniegu, dla lodowca Hlebu, leżała w poziomie 1390 m; dla lodowca Wielkiej Branicy — w poziomie 1365 m, po stronie południowej — dla lodowca prawego ramienia Studenca, biegła granica wiecznego śniegu w poziomie 1392 m, a dla lodowca Białego Potoku na M. Krywaniu — w poziomie 1460 m. Cyfry te są na ogół zgodne z dzisiejszymi poglądami na przebieg granicy wiecznego śniegu w zależności od stron świata. Jedynie zastanawia przebieg granicy wiecznego śniegu na lodowcu prawego ramienia Studenca. Obniżenie jej daje się wytłumaczyć szczególnie sprzyjającymi warunkami morfologicznymi i ekspozycją ku południowemu-wschodowi, chroniącą lodowiec przed najgorętszymi godzinami dnia.

Co do klimatycznej granicy wiecznego śniegu zadowolimy się wyznaczeniem jej przebiegu w przybliżeniu. Według Pencka<sup>15</sup> granicę wiecznego śniegu przeprowadzić można w poziomie dna najniżej schodzącego kotła. W modyfikacji Romera (20, str. 11) w wypadku stokowego zlodowacenia wysokość den kotłów odpowiada poziomowi granicy wiecznego śniegu. Jednak w pracy o Tatrach (21) rezygnuje Romer z tej metody na rzecz obliczenia granicy dla każdego lodowca z osobna. Kessler (5, str. 170) usiłuje wykazać, że wysokość najniżej położonych kotłów nie wskazuje dokładnie wysokości granicy wiecznego śniegu, gdyż kotły powstają rozmaicie i zależą od warunków edaficznych. Przy wzięciu w rachubę den kotłów należy liczyć się z możliwością błędu do 300 m. W M. Fatrze możliwość błędu jest mniejsza i wynosi tylko 200 m, bo dna kotłów mieszczą się w pasie 1380 m—1580 m, lecz nawet ta różnica jest jeszcze za duża, ażeby wyniki tą metodą uzyskane były wystarczająco zbliżone do rzeczywistości. Z braku absolutnie pewnych danych morfologicznych, pozwalających na zastosowanie dokładnej metody, zmuszeni jesteśmy wnioskować o przebiegu granicy wiecznego śniegu z średniej wysokości kotłów.

Na stokach północnych najniższy kocioł (W. Branica) leży w wysokości 1380 m; najwyższy (szczyt 1605 m) — w wysokości 1509 m. Średnia arytmetyczna z wysokości wszystkich kotłów wynosi 1431 m, ale najczęściej występują kotły w pobliżu wartości 1480 m. Mamy tu do czynienia z oczywistym wpływem niekorzystnej predyspozycji morfologicznej; erozyjne strome podcięcie stoków dochodzi do wysokości 1400—1500 m, tak, że tylko w najwyższej części dolin można mówić o jako tako sprzyjającej predyspozycji.

<sup>15</sup> Penck A. Die Eiszeit auf der Balkanhalbinsel. „Globus“ 78. 1900 r., str. 161—164.

W takich warunkach z wielkim prawdopodobieństwem, można szacować wysokość klimatycznej granicy wiecznego śniegu na północnych stokach M. Fatry na 1430 m n. p. m., tym bardziej, że orograficzna granica wiecznego śniegu dla lodowca Hlebu i W. Branicy przebiegała niżej (1390 m i 1365 m).

Najniżej (1389 m), na stokach południowych, położony kocioł (M. Krywań) jest zarazem najlepiej wykształcony. Mieścił się w nim bowiem najsilniejszy lodowiec. Najwyżej (1580 m), po południowej stronie gór, leży maleńki kocioł na południowo-wschodnim stoku Hlebu. Przeciętna wysokość kotłów po stronie południowej wynosi 1470 m i tę wartość przyjmujemy dla klimatycznej granicy wiecznego śniegu na stokach południowych M. Fatry. Jest to jednak wartość obarczona wszystkimi błędami wartości średnich. W rzeczywistości bowiem orograficzna granica wiecznego śniegu na stokach południowych przebiegała zygzakowato, obniżając się do 1390 m w dolinach osłoniętych od wiatru i najgorętszych godzin dnia, a wznosząc się powyżej 1500 m w dolinach nie posiadających dostatecznego osłonięcia od wiatrów (Smilow, dolina środkowego ramienia Studenca).

Mała różnica w wysokości granicy wiecznego śniegu na stokach północnych i południowych, licząca zaledwie 40 m, spowodowana została niewątpliwie przez małą masywność pasma oraz wyrównawczą działalność wiatrów.

Pozostaje nam jeszcze porównać wysokość granicy wiecznego śniegu w Małej Fatrze i górach okolicznych, przy czym szczególnie ważnym jest porównanie z Beskidami Wysokimi i Śląskimi. W górach tych znaleźli ślady zlodowacenia Hanslik (4) i Sawicki (25). Według Sawickiego granica wiecznego śniegu leżała na północnych stokach Beskidów już w wysokości 1180 m (?) na Baraniej Górze, 1360 m na Pilsku i 1400 m na Babiej Górze, aby na stokach południowych Babiej Góry wznieść się do 1550 m. W sąsiadujących z M. Fatrą Orawsko-Liptowskich Halach według Lucerny (9) dyluwialna granica wiecznego śniegu schodzi do wysokości 1400—1450 m na stokach północnych i 1460—1500 na stokach południowych. Partsch (15) w Wysokich Tatrach prowadzi dyluwialną granicę wiecznego śniegu w wysokości 1500 m na północy i 1615 m na południu. Romer (21) oblicza granicę wiecznego śniegu dla każdego lodowca z osobna. Najniżej prowadzi ją dla lodowca Bystrej, bo w wysokości 1495 m. Niżne Tatry, znajdujące się co do położenia w podobnych jak M. Fatra warunkach we wnętrzu Karpat Zachodnich, posiadały granicę wiecznego śniegu niżej niż Wysokie Tatry, bo w wysokości 1410 m na stokach północnych (34, str. 104).

Z powyższego przeglądu widzimy, że granica wiecznego śniegu w M. Fatrze zupełnie zgodnie wchodzi w łańcuch spostrzeżeń, dotyczących przebiegu dyluwialnej granicy wiecznego śniegu w górach Europy.

Domaga się jeszcze wyjaśnienia kwestia rozgraniczenia zjawisk glacialnych od periglacialnych. Na 12 form glacialnych, 6 form posiada ekspozycję północną,



1 — północno-wschodnią, 1 — północno-zachodnią, 1 — wschodnią, 1 — zachodnią, a tylko 2 — południowo-wschodnią tak charakterystyczną dla form periglacialnych. Na 10 form periglacialnych, 5 form posiada ekspozycję południowo-wschodnią, 2 — wschodnią, 1 — południową, 1 — południowo-zachodnią, a tylko 1 — północną. Widać z tego zestawienia, że podczas gdy lodowce najchętniej korzystały z ekspozycji północnej, to zjawiska periglacialne rozgrywały się głównie w ćwiartce południowo-wschodniej. Wzajemne zazębienie się jest znikome. Zjawisko to, kilkakrotnie już w tekście podkreślone, jest tak charakterystyczne, że może oddać pewne usługi przy rozgraniczaniu form glacialnych od periglacialnych. Niemniej jednak jest to kryterium niewystarczające.

Powyżej nadmieniałem, że jeżeli chodzi o rozprzestrzenienie pionowe, to wzajemne zachodzenie i zazębienie się zjawisk glacialnych i periglacialnych odbywało się w 50-metrowym pasie granicznym, między poziomem 1380 m a 1430 m. Przebieg orograficznej granicy wiecznego śniegu w M. Fatrze wykazuje wahania od 1365 m do 1500 m. W tym 135-metrowym pasie przebiega całkowicie 50-metrowy pas graniczny form glacialnych i periglacialnych. Jak wiadomo z prac Kesslera i innych, formy periglacialne mogą do złudzenia naśladować formy glacialne. Przyczyną podobieństwa jest bliskie sąsiedztwo obu rodzajów form po obu stronach granicy wiecznego śniegu. W procesie powstawania form periglacialnych w M. Fatrze brały wielki udział śniegi, w postaci zalegających płatów lub lawin. Jak podobne są efekty działalności śniegu i lodu wykazali Mathes i Bowman (op. cit.). Z drugiej strony, cienka i niekompletna pokrywa śnieżna nie zdołała uniemożliwić zjawisk soliflukcji i mechanicznego wietrzenia, nawet ponad granicą wiecznego śniegu, a przynajmniej w pasie, w którym się odbywały roczne i okresowe wahania dolnej granicy śniegu.

Takie są przyczyny wzajemnego podobieństwa form glacialnych i periglacialnych, utrudniającego należytą klasyfikację tych form. Jedynym kryterium jest granica wiecznego śniegu.

### R é s u m é.

### Die glazialen und periglazialen Erscheinungen in der Kleinen Fatra.

**Allgemeine Bemerkungen.** Die Kleine Fatra ist ein tektonisch einheitlicher Gebirgszug, der zur inneren Zone der Westkarpathen gehört und sich als Fortsetzung einerseits des Tatragebirges, andererseits der Kleinen Karpathen erstreckt. Es mangelt an einer übereinstimmenden Bezeichnung der Grenzen der Kleinen Fatra und sogar ihr Name wurde oftmals verändert und verschieden angewandt. Um Missverständnisse zu vermeiden, hat Verfasser, die morphologischen Gründe in Rücksicht nehmend, die Kleine Fatra als vom Westen durch das Durchbruchstal des Waag und vom Osten durch das Tal der Istebna begrenzt angenommen.

Das Problem der Vergletscherung in der Kleinen Fatra lag eine lange Zeit hindurch ausserhalb des Interesses der ehemaligen österreichischen und ungarischen wissenschaftlichen Forschungen. Als Erster berührt es Uhlig (31, 32) bei Gelegenheit geologischer Aufnahmen. Doch war die Vergletscherung der Kl. Fatra anbetreffend, gelangte er zu negativen Ergebnissen. Sein Missverständnis beruht auf der fehlerhaften Anwendung der damals allgemein in der glazialen Forschung angewandten geologischen Methode. Sawicki (22) hat als Erster die Möglichkeit der Vergletscherung der Kl. Fatra angenommen, indem er schreibt (S. 64): „Nicht so typisch, wahrscheinlich nur pseudoglazial, sind manche karähnliche Formen in der Kleinen Fatra, welche ich im Sommer 1906 an dem O-Abhang des Wielki Rosudec und an dem N-Abhang des Wielki Krywań in der Höhe von 1450 m ü. M. angefundnen habe“. Währenddessen stellt Partsch (15, S. 14) fest, dass sowohl Uhlig als auch er selbst vergebens Vergletscherungsspuren in der Kl. Fatra gesucht haben. Vitásek (33) aber versichert in seiner Glaziologie der tschechoslovakischen Karpathen, dass es in der Kl. Fatra zweifellose Spuren der Vergletscherung gibt. Es ist hierbei, seiner Ansicht nach, zur Entstehung von Talgletschern nicht gekommen, dagegen kam es zur Entstehung von wenig zahlreichen Kargletschern. Das kleine Ausmass der Vergletscherung der Kleinen Fatra wundert Vitásek aus Rücksicht auf die Schneegrenze, die in den benachbarten Schlesischen Beskiden an den N-Abhängen in der Höhe von 1250 m sich befand, und auf die grosse Anhäufungen von diluvialen Schottern in den Tälern der Fatra-Zuflüsse des Waag. Vitásek (33, S. 92) schreibt: „Der Kamm der Kleinen Fatra ist schmal; es konnte hier nicht zur Entstehung von gletschernährenden Fielden kommen, wie zum Beispiel im Riesengebirge und in den Beskiden. Auch zur Entstehung von Kargletschern mangelte es hier, in dem Regenschatten der Beskiden, an Niederschlägen“.

Die ersten Beobachtungen des Verfassers auf dem Gebiete der Vergletscherung der Kl. Fatra stammen aus dem Sommer 1933 (16). Im Juni 1935 wurden die Forschungsergebnisse des Verfassers auf der Sitzung der Geographischen Kommission der Posener Wissenschaftlichen Gesellschaft veröffentlicht (17). Währenddessen wurde die Vergletscherungsfrage der Kl. Fatra von Pawłowski auf dem Internationalen Kongress der Geographen in Warszawa 1934 berücksichtigt. („Les Karpates à l'époque glaciaire“ — Comptes Rendus du Congr. Intern. de Géogr. Varsovie 1934, Band II. S. 89—141).

In Hinsicht auf das kleine Ausmass der Moränen in der Kl. Fatra und die Schwierigkeit der Unterscheidung dieser Moränen vom Bergsturzmaterial ist die vom Verfasser angewandte Methode durchaus eine morphologische Methode. Neben den morphologischen Arbeiten jedoch hat der Verfasser eine geologische Aufnahme im Masstab 1:25.000 zur besseren Kenntniss der Beziehungen der glazialen und periglazialen Formen zum geologischen Bau ausgeführt. In seinen Forschungen bediente sich der Verfasser der Karte 1:25.000 und 1:75.000 Blatt: „Ružomberok a Turc. Sv. Martin“ der Militär. Geogr. Institut in Praha.

**Beschreibung der Formen.** Das zweite Kapitel ist einer ausführlichen Beschreibung der glazialen und periglazialen Formen gewidmet. Ihre Zahl begrenzt sich auf 12 glaziale, 10 periglaziale Formen und 9 Blockfelder (polnisch: „gotoborze“). Ihre Verbreitung ist auf der beigefügten Karte (S. 77) dargestellt worden. Das Ausmass dieser Formen ist bescheiden und ihre Entwicklung unvollkommen, besonders bezüglich der glazialen Formen.

Das schönste, grösste und zugleich niedrigste Kar befindet sich am SO-Ab-



hang des Mały Krywań in der Höhe von 1389—1395 m (Fig. 8 und 9). Seine Lage und Form sind vollständig unabhängig von dem geologischen Bau; das Kar ist im Quarzit eingeschnitten, während sein Boden aus Granit besteht. Die Moränen sind schwach entwickelt und reichen nur bis zur Höhe von 1280 m. Am linken Abhang des Kares, in der Höhe von 20—30 m über dem Riegel, ist eine Seitenmoräne sehr undeutlich sichtbar. Die SO-Exposition war der Erhaltung des Schnees sogar den ganzen Sommer hindurch sehr günstig. Das Kar ist asymmetrisch entwickelt und an der Westseite als Schatten- und Leeseite besser modelliert. Die Schneegrenze, nach Höfers Methode berechnet, lag in der Höhe von 1392 m. Die Ausmasse des Gletschers waren: Länge 500 m, Höhe 300 m, Mächtigkeit am Riegel 20—30 m und die Oberfläche des Nährgebietes 1 km<sup>2</sup>.

Die Oberfläche des Nährgebietes des Hleb-Gletschers, des zweitgrossen Gletschers der Kl. Fatra, betrug nur 0,2 km<sup>2</sup>. Die Entstehung dieses Gletschers ist kompliziert, da er in einer präglazialen Bergsturzrinne am N-Abhange des Hleb entstanden ist. Die Bergsturzrinne ist durch den Gletscher nur schwach verändert worden (Fig. 2). Der Karboden fällt in drei Stufen (1580—1530 m, 1518—1513 m, 1494—1475 m) herab (Fig. 3). Die niedrigste Stufe besteht aus Quarzit und besitzt eine kleine Vertiefung, in welcher sich ständig ein kleiner See von der Grösse 9×19 Schritte und der Tiefe 20 cm befindet. Die Moräne ist als Schuttmoränenkegel entwickelt, der sich am Abhange des Berges erstreckt. Moränenspurten sind noch in der Höhe von 1200 m zu finden. Die Ausmasse dieses Hängegletschers betragen: 300—500 m Länge und 150—200 m Breite. Die Schneegrenze lag (nach Höfers Methode) in der Höhe von 1390 m.

Im Quellgebiet der Wielka Branica befinden sich zwei parallel nebeneinander gelegene Gletscherkare, deren Entstehung sehr an die Entstehung des Kares am Nordabhange des Hleb erinnert (Fig. 6 und 7). Das östliche Kar ist grösser und besser entwickelt, das westliche Kar dagegen ist tiefer. Der Boden des westlichen Kares reicht bis zur Höhe von 1399—1423 m, des östlichen Kares bis 1380 m. Die Moräne ist als ein Schuttmoränenkegel ausgebildet, der in der Höhe von 1220 m endet. Beide Kare sind nordwärts exponiert. Die Schneegrenze (nach Höfers Methode) lag in der Höhe von 1365 m.

Glaziale Formen treten besonders an den nördlichen Abhängen des Hleb, Hromowe, Wielki Krywań und Mały Krywań hervor. Sie befinden sich an dem NO-Abhang des Hleb in der Höhe von 1480 m, am W-Abhang des Gipfels 1537 m in der Höhe von 1402 m, am N-Abhang des Gipfels 1605 m in der Höhe von 1500 m und 1509 m. An den Südabhängen der Kleinen Fatra befinden sich noch Kare: am O-Abhang des Hromowe in der Höhe von 1453 m, am W-Abhang des Wielki Krywań in der Höhe von 1530 m und am W-Abhang des Mały Krywań in der Höhe von 1390—1440 m.

Die periglazialen Erscheinungen haben sich besonders dort entwickelt, wo nicht alle Faktoren der Entstehung von Gletschern günstig waren. Als der Entstehung von Gletschern ungünstige Faktoren sind zu nennen: kleine absolute Höhe, Exposition zur Sonne und Windtätigkeit. Der Entstehung von periglazialen Erscheinungen waren dagegen diese Faktoren eher günstig. Die kleine absolute Höhe und SO-Exposition sicherten den periglazialen Erscheinungen den für ihre Entstehung unbedingt nötigen, täglichen Temperaturwechsel (Kessler 5 und andere). Das Wegwehen des Schnees aus den Vertiefungen, die für die Entstehung von Gletschern geeignet waren, machte nicht nur die Entstehung dieser unmöglich, sondern begünstigte auch die Entwicklung von peri-



glazialen Erscheinungen. Die Entwicklung dieser Erscheinungen konnte nur dadurch zustande kommen, dass in den Vertiefungen Gletscher nicht vorhanden waren. Das Wegwehen des Schnees von den Gebirgsrücken ermöglichte die periglaziale Verwitterung der Felsschichten und die Entstehung auf diesen Gebirgsrücken von Blockfeldern und hatte ebenfalls als Folge die asymmetrische Entwicklung der Gletscher. Daher müssen wir als die für die Entwicklung der periglazialen Erscheinungen günstigste Zone den Streifen längs der Schneegrenze, beziehungsweise die über die Schneegrenze emporragenden Gipfeln, betrachten. Die Formen der periglazialen Erscheinungen sind verschieden. Meistens werden sie durch die Ausbreitung und Modellierung von Bergsturzflächen, Erosionsrinnen und Quellgebieten der Flüsse, wie auch durch die Verwitterung der Felsschichten und Entstehung von Blockfeldern ausgedrückt.

Schon Sawicki (22, S. 64) stellt an dem O-Abhang des Wielki Rosudec und an dem N-Abhang des Wielki Krywań ein Vorhandensein von pseudoglazialen Formen fest. An dem O-Abhang des Wielki Rosudec in der Höhe von 1301 m, existiert die grösste dieser Formen. Diese ist eine karähnliche, an einer Verwitterungsstufe sich befindende Vertiefung, deren niedrige Lage sie nicht als glaziale Form betrachten lässt. Auf dem O- und SO-Abhänge des Stoh befinden sich zwei Bergsturzflächen, die in einem grossen Maasse durch die periglazialen Erscheinungen geändert worden sind. Diese Veränderungen werden durch die Ausbreitung und Modellierung der Nischen und Abflussrinnen ausgedrückt. Der Stoh und der Wielki Rosudec waren, trotz der grossen Höhe, aus Mangel an für die Vergletscherung morphologisch prädisponierten Formen nicht vergletschert.

An Glazialbildungen erinnern sehr zwei periglaziale Formen, die sich am SO-Abhang des Hleb in der Höhe von 1300 m befinden (Fig. 3). Hier hat sich auf einer Aufschüttungsfläche ein Firnfeld entwickelt. In einer ähnlichen Weise ist eine Vertiefung in der Höhe von 1453 m am O-Abhang des Hromowe entstanden. Auf Grund der periglazialen Erscheinungen sind ebenfalls die Quellgebiete der Smilow- und Studenec-Flüsse modelliert worden. Im Studenec-Tal, in der Höhe von 1260—1320 m, finden wir eine diluviale Terrasse (Fig. 5). Zwischen den Gipfeln 1572 m und 1488 m befindet sich ein periglazial umgeformtes Quellgebiet, das durch eine Pseudomoräne abgeschlossen ist. Die am niedrigsten gelegene periglaziale Form befindet sich am W-Abhang des Ostredok in der Höhe von 1260 m.

In diluvialen Zeiten ist es in der Kleinen Fatra zur Entwicklung von Blockfeldern gekommen. Sie existieren noch heute auf Quarzit- und Granit-Gipfeln (Fig. 4, 10). Das grösste Blockfeld erstreckt sich auf dem Gipfel von 1488 m und das höchste — auf der Spitze des Mały Krywań. Die Zahl der vom Verfasser erforschten Blockfelder beträgt 9.

Nach Łoziński (10) sind Blockfelder in periglazialen Gebieten gleichzeitig in allen Felsarten entstanden. Bis heute jedoch sind nur die aus den härtesten Gesteinen bestehenden Blockfelder erhalten. Schott (27) ist entgegengesetzter Meinung. Auf Grund seiner Forschungen ist der Verfasser, bezüglich der Kleinen Fatra, zu folgenden Schlüssen gekommen: 1. Blockfelder in der Kleinen Fatra sind meistens zur diluvialen Zeit entstanden. Es ist aber nicht ausgeschlossen, dass Blockfelder in speziellen Bedingungen noch heute entstehen. 2. In der Kleinen Fatra sind nur Quarzit- und Granitgesteine petrographisch

zur Entstehung von Blockfeldern prädisponiert. 3. Das Schwinden der Blockfelder ist nicht nur eine Folge der Pflanzenoffensive, sondern auch Folge der Entwicklung des normalen Erosionszyklus.

**Schlussbetrachtungen.** Über die Grösse der Entwicklung von glazialen und periglazialen Erscheinungen in der Kleinen Fatra hat ihre Massivität und ihre absolute Höhe entschieden. Nach Vitásek (33, S. 92) liegt die Kl. Fatra im Regenschatten der Beskiden und infolgedessen hat ihre Vergletscherung kleine Ausmasse angenommen. Gleichzeitig erkennt Vitásek, dass die morphologischen Verhältnisse in der Kl. Fatra ihre Vergletscherung nicht begünstigten. Die klimatischen Verhältnisse der Kl. Fatra sind wenig bekannt. Král (10, S. 22) gibt die Zahl der Niederschläge in der Kl. Fatra als 1200 mm jährlich an. Aus den Angaben von Vitásek (33, nach Jahrbücher d. k. Ung. R. A. für Meteorologie und Erdmagnetismus 1901—1913) erfolgt, dass die Zahl der Niederschläge in der Kl. Fatra dieselbe ist, wie die in den Beskiden (1300 mm jährlich). Der grössere Teil der Niederschläge kommt zwar an den nördlichen Abhängen der Kl. Fatra zu Fall, aber die morphologischen Bedingungen auf dieser Seite waren für die Vergletscherung nicht günstig. Hier kommt nun die grosse Interventionsrolle der herrschenden Winde zur vollen Geltung. Sie beruht auf dem Wegwehen des Schnees von der nördlichen auf die südliche Seite, wo die morphologische Prädisposition viel günstiger war. Schon Enquist (4) hob die Bedeutung der Winde für die Entwicklung glazialer Erscheinungen hervor, indem er aufwies, dass die Gletscher schwächer auf der Luvseite, stärker auf der Leeseite entwickelt sind. Auch Thurner (31) erkannte im vollen Maasse den Einfluss der Winde auf die Verbreitung der Gletscher in den Gurktaler Alpen. Noch weiter gehen Romer (21) und Wasowicz (34), welche behaupten, dass man eine grosse Zahl der Gletscher in den nordamerikanischen Kordillieren und im Tatragebirge zu den eolischen Folgeerscheinungen zählen kann. Die in der Kl. Fatra durchgeführten Beobachtungen können auch dafür sprechen, dass eine grössere Entwicklung von Firnfeldern und Gletschern auf den SO-Abhängen als auf der NW-Abhängen dem Einflusse der westlich wehenden Winden zuzuschreiben sind. Andererseits erlaubten nicht die in die Täler der Smilow und Studenee hereinbrechenden Winde die Entwicklung von Gletschern in den Quellgebieten dieser Flüsse. Wenn wir von einer morphologischen Prädisposition in der Kl. Fatra sprechen, so müssen wir eine Erosions-, Bergsturz- und petrographische Prädisposition unterscheiden. Die Bergsturzprädisposition hatte eine grosse Bedeutung. Die Gletscher und Firnfelder pflegten gerne in den Bergsturznischen zu entstehen formten und modellierten sie um. Aus Fig. 11 ersehen wir, dass im NO-Sektor die besten klimatischen, doch die schlechtesten morphologischen Bedingungen vorhanden waren. Die unterbrochene Linie auf Fig. 11 stellt alle, über der Isohypse 1200 m liegenden Vertiefungen dar, die zu glazialer Zeit für glaziale und periglaziale Erscheinungen ausgenutzt werden konnten. Aus der allgemeinen Zahl von 32 Vertiefungen dieser Art sind nur 10 unausgenutzt geblieben. Man ersieht daraus, dass die Ursache des kleinen Ausmasses der Vergletscherung der Kleinen Fatra in dem Mangel an Vertiefungen in dem maximal durch klimatische begünstigten NO-Sektor lag.



Die Feststellung der klimatischen Schneegrenze in der Kl. Fatra stösst auf grosse Schwierigkeiten. Die orographische Schneegrenze gelang es dem Verfasser nur in vier Fällen bei Anwendung der Höferschen-Methode zu berechnen. Auf dem Hleb-Gletscher lag die Schneegrenze in der Höhe von 1390 m, auf den Gletschern der Wielka Branica — in der Höhe von 1365 m, auf dem Mały Krywań-Gletscher — in der Höhe von 1392 m und auf dem Biały Potok-Gletscher — in der Höhe von 1460 m. Das Heruntergehen der Schneegrenze auf dem SO-Abhang des Mały Krywań bis zur Höhe von 1392 m lässt sich durch besonders günstige morphologische Bedingungen und SO-Exposition, welche dem Gletscher vor den heissesten Stunden des Tages Schutz bot, erklären. Was die klimatische Schneegrenze in der Kl. Fatra anbetrifft, werden wir uns mit ihrer ungefähren Bezeichnung auf Grund der Durchschnittshöhe der Kare zufrieden geben müssen. Aus Mangel an ausreichenden absolut sicheren glazialmorphometrischen Angaben, welche die Anwendung einer genaueren Methode erlauben würden, müssen wir diese Methode noch heute, wenn auch ungern, zu Hilfe ziehen. Die auf solche Weise berechnete Schneegrenze lag an nördlichen Abhängen in der Höhe von 1430 m und an den südlichen Abhängen in der Höhe von 1470 m. Der kleine Unterschied zwischen den Höhen der Schneegrenze der nördlichen und südlichen Abhänge, der bloss 40 m betrug, war durch die kleine Massivität des Bergzuges und durch die ausgleichende Wirkung der Winde verursacht.

Die glazialen Formen in der Kl. Fatra sind mit vier Ausnahmen nördlich exponiert, während die periglazialen Formen, mit nur zwei Ausnahmen, der SO-Richtung zugewandt sind. Diese Tatsache ist so auffallend und typisch, dass sie bei der Abgrenzung zwischen glazialen und periglazialen Formen in Betracht genommen werden kann, obgleich sie kein genügendes Kriterium darstellt. Das gegenseitige Übergehen der glazialen und periglazialen Erscheinungen fand in der 50 Meter breiten Zone, zwischen den Höhen von 1380 m bis 1430 m, statt. Da auch der Verlauf der orographischen Schneegrenze in der Kl. Fatra zwischen 1365 m und 1500 m wechselt, so verläuft in dieser 135 Meter breiten Zone der 50 Meter breite Grenzraum zwischen glazialen und periglazialen Formen. Die Ursache der Ähnlichkeit der glazialen und periglazialen Formen beruht auf ihrer unmittelbaren Nachbarschaft an beiden Seiten der Schneegrenze. Die dünne und unvollständige Schneedecke war nicht im Stande das Erdfließen und die mechanische Verwitterung sogar über der Schneegrenze aufzuhalten, wenigstens nicht in der Zone, in welcher jährliche und periodische Wechsel der Schneegrenze stattfanden.

Die gegenseitige Ähnlichkeit der glazialen und periglazialen Formen erschwert im hohen Stande eine ausführliche Klassifikation dieser Formen. Als einziges Scheidungskriterium dient hier nur die mutmassliche Höhe der Schneegrenze.

#### Literatura. — Literatur.

(Gwiazdką oznaczono prace zawierające wzmianki lub przyczyńki do zlodowacenia Małej Fatry).

1. Andrusov D. et Matejka A.: Le trajet en chemin de fer Bohumin — Turč. Sv. Martin. Guide des excursions dans les Carpathes Occidentales III-me Reunion de la Association pour l'Avalgement de la Geologie des Carpathes. Nakł. Statni Geologicky Ustav Č. S. R. Praha 1931, str. 165—176.



2. Brückner F.: Das Klima der Eiszeit, Bern 1891, str. 16.
3. Enquist Fr.: Der Einfluss des Windes auf die Verteilung der Gletscher. Bull. Geol. Institut. Upsala. Tom 14, 1916 r., str. 1—108.
4. Hanslik E.: Die Eiszeit in den Slesischen Beskiden. Mitt. d. k. u. k. Ges. Wien, 1907, str. 312—324.
5. Kessler P.: Das eiszeitliche Klima u. seine geolog. Wirkungen im nicht vereisten Gebiet. Stuttgart, 1925.
- 6.\* Kocsis K.: Den v Maléj Fatré. Krasý Slovenska. Ročník IX. Lipt. Sv. Mikulaš, 1930, str. 233—238.
7. Kolaček K.: Fysikální zeměpis karpatské části Československé Republiky. Sbirka „Země a Lidé“. Praha, 1921.
- 8.\* Král J.: Úvahy o rozelenění československých Karpat na přírodní oblasti... Sborník Filosofické Fakulty University Komenského v Bratislavě. Ročník VII. Nr 54 (1), str. 1—33.
9. Lucerna R.: Glacialgeologische Untersuchungen der Liptauer Alpen. Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, 1908. CXVII, str. 1—106.
10. Łoziński W.: Die periglaciales Fazies der mechanischen Verwitterung. Comptes Rendus du XI-me Congrès Géologique Intern. Stockholm 1910, str. 1039—1053.
11. Łoziński W.: Palsenfelder und periglaziale Bodenbildung. N. Jahrbuch f. Mineralogie. Tom 71, 1933, str. 18—47.
12. De Martonne E.: Etude morphologique des Alpes Orientales et de Karpates Septentrionales. Bulletin de géographie historique et descriptive, Nr. 3, Paris, 1911.
13. Matejka A.: La partie orientale de la Mala Fatra. Guide des excursions... (patrz pod nr 1), str. 303—317.
14. Matějka A. - Andrusov D.: Aperçu de la géologie des Carpathes Occidentales... Guide des excursions... (patrz pod nr 1), str. 19—166.
- 15.\* Partsch J.: Die Hohe Tatra zur Eiszeit. Lipsk, 1923, str. 1—220.
- 16.\* Paulo K.: Sprawozd. z wycieczki Koła Geografów Stud. U. P. na Słowaczyznę. Czasopismo Geograficzne, tom XII, Lwów, 1934, str. 123—138.
- 17.\* Paulo K.: Zjawiska glacialne i periglacialne w Małej Fatrze. Sprawozd. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Nr 23, str. 55—56, Poznań, 1935.
18. Pawłowski St.: Ze studjów nad zlodowaceniem Czarnohory. Prace Tow. Nauk. Warsz. Nr 10. Wyd. nauk mat. przyr. Warszawa, 1915.
19. Rehmann A.: Ziemie dawnej Polski i sąsiednich krajów słowiańskich. Lwów, 1895.
20. Romer E.: Epoka lodowa na Świdowcu. Rozpr. Wydz. mat.-przyr. Akademii Umiejętn. Seria A. T. XLVI, Kraków, 1906, str. 1—71.
21. Romer E.: Tatrzańská epoka lodowa. Prace geogr. wyd. pod kier. E. Romera. Zesz. XI, Lwów-Warszawa, 1925, str. 1—186.
- 22.\* Sawicki L.: Z fizjografii Zachodnich Karpat. Lwów, 1909, str. 1—108.
23. Sawicki L.: Die glazialen Züge der Rodnaer und Marmaroscher Karpaten. Mitteilungen Geograph. Gesellschaft Wien, r. 1911, str. 510—571.
24. Sawicki L.: Etudes glaciaires dans les Carpathes. Annales de Géographie, Tom XXI. Paryż, 1912, str. 230—250.
25. Sawicki L.: Glaziale Landschaften in den Beskiden. Bull. Intern. de l'Académie des Sciences de Cracovie. Seria A, str. 83—87, Kraków, 1913.
26. Sawicki L.: Osuwiska ziemne w Szymbarku i inne zsuwy... Rozprawy Wydz. mat.-przyr. Akad. Umiejętności. Seria A. T. LVI, Kraków, 1917.
27. Schott J.: Die Blockmeere in den Deutschen Mittelgebirgen. Berlin, 1931.

28. Soergel W.: Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion. Berlin, 1921, str. 1—24.
29. Székány B.: Die Eiszeit in Ungarn. Ztschft. für Gletscherkunde. Tom X, Lipsk, 1916—17, str. 211—224.
30. Stur D.: Bericht über die geologische Uebersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrbuch d. k. u. k. Geologischen Reichsanstalt. Wien, 1860, str. 17—151.
31. Thurner A.: Morphologie der Berge um Innerkrems (Gurktaler Alpen). Mitteilungen Geograph. Gesellschaft, Wien, 1930.
- 32.\* Uhlig V.: Beiträge zur Geologie des Fatrakriwan Gebirges. Denkschriften k. k. Akad. Wissen. Math.-Natur. Kl. T. LXXII, Wien, 1902, str. 519—561.
- 33.\* Uhlig V.: Bau und Bild der Karpathen. Odb. z „Bau und Bild Oesterreichs“ Wien-Leipzig, 1903, str. 651—911.
- 34.\* Vitásek Fr.: Nase hory ve věku ledovém. Sbornik Čsl. Spol. Zemepisné. R. 1924, str. 13—31, 85—105 i 147—161.
35. Wąsowiec J.: Granica śniegu w Selkirkach oraz Kordylierach Alaski i Kanady. Polska Akademia Umiejętności. Prace Komisji Geograficznej Nr 4, Kraków, 1934.
36. Wolstedt P.: Das Eiszeitalter. Stuttgart, 1929, str. 1—406.

#### Mapy geologiczne. — Geologische Karten:

- Kodym O., Matějka A., Zelenka L.: Arkusz 6. Geologia. Atlas Republiky Československe. Česká Akademie Věd a Umění. Praha, 1931.
- Matějka A. i Andrusov D.: Tektonická mapa západních Karpat středního Slovenska na listu Baňská Bystrica. 1: 200.000. Załącznik do: Guide des excursions dans les Carpathes Occidentales III-me Reunion de la Association pour l'Avalgement de la Geologie des Carpathes. Praha, 1931.
- Woldrich J.: Geologická mapa Československé Republiky. 1: 750.000. Česká Grafická Unie. Praha (bez daty).













