

Bohdan Świdorski.

Ślady zlodowacenia górnej doliny Prutu.

(Południowo-wschodnie Karpaty polskie).

Z 2 rysunkami.

Sur l'ancien glacier du Prut. (Karpates orientales polonaises).

Avec 2 figures.

I.

Problem zlodowacenia masywu Czarnohory, którego północno-wschodnie zbocze odwadniają dopływy Prutu, zwrócił uwagę badaczy od 1874 r. Z pośród luźnych spostrzeżeń lub bardziej wyczerpujących opisów i dyskusyj, na czoło wysuwają się prace: Tietzego i Paula, Zapałowicza, Zuberera, Gąsiorowskiego, Sawickiego, Romera, a przede wszystkim wyczerpująca monografia Pawłowskiego. Zestawienia literatury dotyczącej tego przedmiotu znajdzie czytelnik w pracy Pawłowskiego¹⁾. Romer²⁾ i Sawicki³⁾ dali historyczny przegląd badań glacialnych w szerszych granicach łańcuchów karpackich.

Z badań i dyskusyj wywołanych tym problemem wynikło stwierdzenie niewątpliwego pokrycia osiowych części masywu Czarnohory przez lodowce dyluwialne.

Najobszerniej opisał zlodowacenie Czarnohory Pawłowski, analizując formy erozji lodowcowej i wyznaczając, wbrew twierdzeniom Zapałowicza, maksymalny zasięg lodowców u podnóża głównego grzbietu, wówczas gdy ten ostatni badacz przyjmował istnienie jeziorów lodowcowych aż po ujścia na przedgórze dolin karpackich.

¹⁾ S. Pawłowski: Ze studyów nad zlodowaceniem Czarnohory. Prace Tow. Nauk. Warsz., III wyd., N. 10, 1915.

²⁾ E. Romer: Epoka lodowa na Świdowcu. Rozpr. Akademji Umiej. Kraków, 1906.

³⁾ L. Sawicki: Die glazialen Züge der Rodner Alpen und Marmaroscher Karpathen. Mitt. d. k. k. Geograph. Gesellschaft in Wien, 1911.

Niestety bardzo sumienna i wyczerpująca praca Pawłowskiego nie posiada dość szczegółowego, graficznego zobrazowania dzisiejszego stanu zarówno form erozji lodowcowej jak zwłaszcza rozmieszczenia akumulacji morenowej.

Co się tyczy pierwszego punktu, to oddanie rysunkowe form erozyjnych jest wysoce utrudnione z powodu bardzo nieściśłych map topograficznych w skali 1:25000. Stosunkowo łatwiejszym zadaniem jest kartograficzne wyznaczenie wałów morenowych, przeważnie dobrze zachowanych i zakreślających granice zarówno maksymalnego zasięgu lodowców jak i stadja ich cofania się i zaniku.

Przeprowadzając w latach ostatnich badania geologiczne masywu Czarnohory, zwróciłem baczną uwagę na ślady pozostałe po lodowcach dyluwialnych. Ograniczam się na razie do opisu źródłiskowych dolin Prutu, pozostawiając na później ciąg dalszy morfologicznego opisu Czarnohory.

II. Zarys budowy geologicznej górnej doliny Prutu.

Zarówno erozja wód płynących jak i złobienie lodowcowe wykazują w paśmie Czarnohory wyraźną zależność od petrograficznego zróżnicowania materiału skalnego, z którego pasmo to jest zbudowane.

Budowę geologiczną Czarnohory badali głównie Paul i Tietze¹⁾, R. Zuber²⁾ i Zapałowicz³⁾, pomijając narazie drobniejsze przyczynki innych badaczy. Najbardziej szczegółowe i ściśle dane zawdzięczamy Zapałowiczowi, przynajmniej dla części masywu objętej jego mapą geologiczną Karpat Marmaroskich.

Badania geologiczne, prowadzone w tem paśmie od 1924 roku⁴⁾, skłoniły mnie do wydzielenia całego tego rejonu, łącznie z grzbietem Skupowej-Kostrzycy-Kukula, jako odrębnej pod względem facjalnym i tektonicznym jednostki, nasuniętej ku PnWd na

¹⁾ K. M. Paul und E. Tietze: Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jhb. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt, Wien, 1877.

²⁾ R. Zuber: Studja geologiczne we wschodnich Karpatach, części I—V. Kosmos, Lwów, 1882—1886. — Atlas geologiczny Galicyi. Tekst do zeszytu II. Kraków, 1888.

³⁾ H. Zapałowicz: Eine geologische Skizze des östlichen Teiles der Pokutisch—Marmaroscher Grenzkarpathen. Jhb. d. k. k. Geolog. Reichsanstalt, Wien, 1886.

⁴⁾ B. Świdorski: Budowa geologiczna Karpat Pokuckich. P. Inst. Geolog. Stacja Geolog. Borysław, Biul. 7, 1925. Quelques nouvelles données

przedpole, zbudowane z warstw krośnieńskich (oligocenu) niecki Żabięgo. Jednostka ta zapada ku PdZd pod wyższe nasunięcie Pietrosa¹⁾, składające się z utworów kredowych.

W budowie tektonicznej Czarnohory rozróżniam kredowe pasmo Skupowej—Kostrzycy—Kukula, siodłowo spiętrzone i nasunięte na przedpole i szeroki, wtórnie sfałdowany łęk eoceńsko-oligoceński właściwego pasma Czarnohory.

W dolinie Prutu strefa łękowa zawiera dwie wtórne synkliny: grzbiety Mariszewskiej—Kozmieskiej i Howerli—Szpyci. Obszar pokryty ongiś zlodowaceniem leży w granicach tych dwóch łęków, przedzielonych strefą siodłową, na której rozsiadły się przełęcze Mariszewskiej i Kozmieskiej i podłużne odcinki dopływowych dolin Prutu.

Eoceńsko-oligoceńska serja warstw, z której zbudowany jest interesujący nas rejon, składa się idąc od warstw młodszych ku starszym z :

piaskowców czarnohorskich	{	piaskowców i łupków	(2)
		gruboławicowych piaskowców i zle- pieńców	(1)
		piaskowców i łupków	(2)
warstw szypockich	{	czarnych łupków	(4)
		piaskowców kwarcytowych i czar- nych łupków	(3)
		czarnych łupków	(4)
		czarnych łupków	(4)
		czzerwonych łupków	(5)

przyczem cyframi od (1) do (5) oznaczam porównawczo względną odporność na erozję poszczególnych kompleksów, przyjmując najbardziej odporne gruboławicowe piaskowce i zlepieńce czarnohorskie za (1).

Najwyższy grzbiet Czarnohory zbudowany jest z piaskowców i łupków czarnohorskich i stanowi synklinę przechyloną ku PdWd; oba jej skrzydła zapadają pod kątem 40—80° ku PdZd. Północno-wschodnie zbocza głównego pasma odpowiadają zatem głowicom

sur la tectonique des Carpathes orientales polono-roumaines. Pol. Akademia Umiej., Biul. Ser. A, 1925. Sur quelques problèmes de la géologie des Carpathes orientales polono-roumaines. Mém. de la 1-ère Réun. de l'Ass. Carp. en Pologne. Lwów 1926—1927. Sprawozdanie z badań nad geologią Czarnohory. P. Inst. Geolog. Posiedz. Nauk. N. 30, 1931.

¹⁾ Jan Nowak: Jednostki tektoniczne Polskich Karpat Wschodnich. Archiwum Naukowe, Dz. II, t. II, z. 2, Lwów, 1914, str. 34.

warstw, południowo-zachodnie — ich zapadom. Skrzydło południowo-zachodnie łęku tworzy pasmo Howerli—Breskuła—Pożyżewskiej—Dancerza, skrzydłu PnWd odpowiadają skaliste zbocza i grzbiety pp. 1706, 1736, 1671, 1650, 1786 (Chomuła), mapy topograficznej 1:25000. Jądro tego łęku wykształcone jest w warstwach bardziej łupkowych, podobnie jak i zewnętrzne strefy skrzydeł. Petrograficzne zróżnicowanie materiału skalnego wywarło wpływ na ukształtowanie grzbietów: partje łupkowo-piaskowcowe tworzą łagodniejsze zbocza i upłazy, serje piaskowcowo-zlepieńcowe na obu skrzydłach łęku budują stromizny i szczyty.

Ku PdWd łęk ten rozszerza się znacznie i komplikuje dzięki pojawieniu się wtórnego siodła Kozłów - Szpyci, gdzie gruboławicowe piaskowce i zlepieńce odgrywają morfologicznie decydującą rolę. Ustawienie warstw jest tu prawie prostopadłe, częściowo pochylone ku PnWd.

Antyklinalna strefa warstw szypockich i czerwonych łupków, dzieląca łęki Howerli—Dancerza i Koźmieskiej—Mariszewskiej, przebiega wzdłuż przełęczy i podłużnych odcinków dolin, pomiędzy Mariszewską i Chomułem oraz Małą Howerlą i Koźmieską, posiada zatem cechy inwersji morfologicznej.

Łęk Mariszewskiej—Koźmieskiej, zbudowany z piaskowców zlepieńcowatych, z piaskowców i łupków czarnohorskich, przechylony jest również ku PnWd, o zapadach skrzydeł od 30° do 60° ku PdZd.

Północno-wschodnie stoki łękowego grzbietu Mariszewskiej—Koźmieskiej wykształcone są w mniej odpornej na erozję serji warstw szypockich i czerwonych łupków.

Na tym, w najogólniejszych zarysach nakreślonym, strukturalnym gmachu Czarnohory wyrzeźbione zostały, naogół poprzeczne do PnZd-PdWd przebiegu tego pasma, źródliskowe dopływy Prutu: Koźmieski (na PnWd od Howerli), Zaroślacki (pomiędzy Howerlą i Breskułem), Pożyżewski zachodni (pomiędzy Breskułem i Pożyżewską), łączące się w jedno, lewe ramię Prutu o charakterze doliny podłużnej; drugą grupę, praworamiennych dopływów Prutu stanowią: Pożyżewski wschodni (pomiędzy Pożyżewską i Dancerzem), Dancerski (pomiędzy Dancerzem i Szpyciami) i Mariszewski, o podłużnej dolinie, pomiędzy Chomułem i grzbietem Mariszewskiej.

Ujścia tych źródliskowych dopływów Prutu umiejscowione są w strefie siodłowej, zbudowanej z warstw szypockich i czer-

wonych łupków, a więc serji warstw mniej odpornych na czynniki erozyjne i, dzięki temu, głębiej rozżartej i zniszczonej.

Dwa główne ramiona Prutu łączą się w granicach łękowego grzbietu Mariszewskiej—Kozmieskiej, tworząc poprzeczny przełom głównej doliny, zwężony pośród piaskowców czarnohorskich i na przełomie poprzez kredowe pasmo Kostrzycy—Kukula.

Wszystkie wyżej wymienione doliny posiadają wysokie i strome, miejscami skaliste stoki w granicach łękowych partyj piaskowców czarnohorskich, wówczas gdy w obrębie siodłowej strefy warstw szypockich i czerwonych łupków wododziały tworzą łagodne grzbiety o stokach słabiej nachylonych.

III. Żłobienie lodowcowe.

Ogólny charakter rzeźby Czarnohory, jak to z porównania obszarów, które zlodowaceniu nie uległy, z źródłiskowemi dopływami Prutu wynika, wskazuje na to, że morfologiczne przeoranie masywu osiągnęło już w czasach przed zlodowaceniem stadium bardzo zbliżone do dzisiejszego, i że erozja lodowcowa wywarła jedynie nieznaczne, jakkolwiek swoiste piętno na poprzednio głęboko już rozczłonkowanym dolinami masywie. Rzeźba Karpat jest zatem starszą od epoki ich częściowego zlodowacenia, jak to już podkreślali Sawicki¹⁾ i Pawłowski²⁾, i odpowiada zgoła odmiennym warunkom regionalnej tektoniki, klimatu i wegetacji aniżeli w epoce podyluwialnej.

Fakt ten potwierdza jeszcze słaba, podyluwialna erozja potoków, która w obrębie odcinków dolin zasłanych materiałem morenowym nigdzie prawie nie odsłania skalnego podłoża, żłobiąc koryta wodne li tylko w materiale lodowcowym i fluwio-glacialnym.

Typowem znamieniem erozji lodowcowej w masywie Czarnohory, bodaj że najwcześniej zauważonem przez badaczy, są kary. Doliny górnych dopływów Prutu, czerpiących swe wody na PnWd stoku głównego grzbietu Howerla—Szypicy, zostały przez proces żłobienia lodowcowego odpowiednio zmienione morfologicznie. Stoki głęboko już wciętych żlebów zostały podgryzione przez erozję glacialną, dzięki czemu nastąpiło poszerzenie dolin, zwiększone

¹⁾ L. Sawicki: O młodszych ruchach górotwórczych w Karpatach. Kosmos, Lwów, 1909, str. 366—380.

²⁾ S. Pawłowski: l. c., str. 11.

zostały stromizny dolnych części zboczy, częściowo obnażając skaliste podłoża. Dalszą konsekwencją tego podcięcia zboczy stanowią, już w czasach poglądalnych powstałe, liczne, dość strome stożki nasypowe, zaścielające piargiem dolne części stoków i dna cyrków, co łącznie z gruzem morenowym na dnie karów zachowanym kryje skaliste podłoża karów.

Dość obfita obrucja den karów tłumaczy nam fakt, że nie spotykamy w źródliskowych dolinach Prutu cech przegłębienia lodowcowego, które to zjawisko, jeśli nawet istnieje, nie jest obecnie widoczne.

Brak typowych rysów i wyglądów tłumaczy się małą odpornością na wietrzenie warstw piaskowców i drobnych zlepieńców, w szybkim przeciągu czasu ślady takie niewątpliwie zacierającym.

W dorzeczu Prutu rozróżniamy dwa szeregi cyrków: cyrki górne tkwią w wododziałowym grzbiecie masywu Czarnohory i wykształcone są głównie w najmłodszym, częściowo łupkowym poziomie piaskowców czarnohorskich; słabiej zaznaczone cyrki stokowe, położone są na granicy kompleksu piaskowców i łupków czarnohorskich oraz warstw szypockich.

Wysokości den cyrków pierwszej kategorii wynoszą od 1500 do 1720 m, wówczas, gdy dna karów dolnych mierzą od 1350 do 1520 m wzniesienia.

Pięknie wykształcone są górne cyrki: Zaroślacki, Pożyzewski zachodni i Pożyzewski wschodni. Osiągają one największą szerokość w środkowych swych częściach, w granicach poziomu łupkowego piaskowców czarnohorskich, zwężając się ku wylotowi, pośród gruboławicowych bardziej zwartych piaskowców. Dna tych karów kończą się stromym stopniem, już to skalistym, wysokim na przeszło 100 m, jak to ma miejsce w cyrku Zaroślackim, już to pokrytym gruzem morenowym. Strome stopnie tych dolin jak i skalne stromizny grzbietów, tworzących wododziały pomiędzy dolinami, pokrywają się z przebiegiem opornych na erozję, gruboławicowych piaskowców północno-wschodniego skrzydła łęku Czarnohory.

Różnym wysokościami den tych cyrków odpowiadają różne wartości górnej granicy podcięcia ścian karów, jak o tem świadczy następujące zestawienie:

	Średnia wysokość szczytów	Średnia wysokość dna	Górna granica podcięcia zboczy
c. Zaroślacki . . .	1885 m	1580 m	1720—1860 m
c. Pożyżewski Zd	1800 m	1520 m	1660—1680 m
c. Pożyżewski Wd	1766 m	1550 m	1720—1740 m

Z zestawienia tego wynika, że dyluwialne podcięcie stoków górnych odcinków dolin mierzy powyżej połowy do $\frac{4}{5}$ średniej wysokości zboczy.

Odmienny charakter posiadają cyrki na północno-wschodnim zboczu grzbietów Dancerza i Turkuła.

Pod Dancerzem istnieje niezbyt typowy kocioł, o dnie zasypianem stożkami i zamkniętym wałem poprzecznym, sięgającym 1680 m, obok którego zachowało się małe i płytkie jeziorko. Poniżej występuje stopień skalny, wysoki na 100 m.

Na PnWd od Turkuła obserwujemy szeroki i płytki cyrk, o kształtach amfiteatralnych i płaskim dnie na wysokości średnio 1700 m. W południowym kącie tego cyrku, bezpośrednio pod jego ścianą położone jest jeziorko Niesamowite, zamknięte parometrowym wałem z bloków skalnych. Cyrk ten wyrzeźbiony jest w łupkowej serji piaskowców czarnohorskich; zamyka go stopień skalny zbudowany z gruboławicowych piaskowców, o wysokości powyżej 50 m. Poniżej tego stopnia istnieje, na Zd od grzbietu Kozłów Małych, słabo zaznaczony kar o dnie wzniesionem na 1600 m.

Inną znów grupę karów tworzą doliny zawarte pomiędzy grzbietami Kozłów, oraz pomiędzy Kozłami Wielkimi i granią Szpyci. Są to długie cyrki korytowe o profilach zbliżonych kształtem do litery U. Cyrki te zawdzięczają swój wydłużony charakter znacznemu poszerzeniu się łuku Czarnohory—Szpyci przez wtórne sfałdowanie tej synkliny, przyczem upady warstw są naogół strome.

W dolinie za Kozłami Wielkimi, na prawym jej stoku, obserwujemy górną granicę podcięcia jej zbocza na wysokości od 1780 do 1850 m, przy wzniesieniu dna średnio 1670 m, i średniej wysokości grzbietu Szpyci — 1850 m. Znacznie niższe granie Kozłów Wielkich i Małych, dzięki podcięciu i zwężeniu grzbietów przez erozję lodowcową, dzięki stromym upadom różnej odporności warstw piaskowców zlepieńcowatych, twardych i miękkich piaskowców i łupków, wreszcie naskutek późniejszego intensywnego wietrzenia zostały wyrzeźbione w niewielkie turnie i iglice o malowniczym wyglądzie.

Cyrki Kozłów kończą się w poziomie 1550 m stopniem całkowicie pokrytym gruzem i wałami morenowymi. Dolna część doliny pomiędzy Szpyciami, Chomułem i grzbietem Dancerza tworzy niszę całkowicie wypełnioną materiałem morenowym. Powstanie tej zakłębłości tłumaczy nam przebieg strefy łupkowej pomiędzy przełęczą p. 1713 i upłazem p. 1650 na PnWd od Dancerza, tworzącej jądro łęku Chomuła—Szpyci. Niżej, zwarty kompleks piaskowców czarnohorskich północno-wschodniego skrzydła tego łęku zamyka dolinę w kształcie wąskich wrót, przez które przedziera się Prut Dancerski na halę Dancerz.

U podnóża stopni i wrót, zamykających górne cyrki i odpowiadających zwartej masie piaskowców czarnohorskich północno-wschodniego skrzydła łęku Howerli—Szpyci—Chomuła, poszczególne doliny znacznie się rozszerzają, tworząc szereg słabiej, amfiteatralnie zaznaczonych dolnych cyrków stokowych. Strome, skaliste ściany tych kotłów zbudowane są z piaskowców czarnohorskich, wówczas gdy dna ich zalegają w obrębie warstw szypockich, znacznie łatwiej podlegających czynnikom erozyjnym.

Najwyższym pośród tych cyrków jest kar zawieszony na PnWd zboczu Małej Howerli, u źródeł doliny Koźmieskiej. Bagniste dno tego cyrku zasypane jest stożkami i zamknięte poprzecznym wałem w poziomie 1520 m.

W dolinie Zaroślackiej, poniżej stopnia skalnego zamykającego cyrk górny, rozpościera się szerokie dno akumulacyjne (1450), otoczone amfiteatralnie od Pd i Zd stromemi ścianami skalnymi i zamknięte łukami stadjalnych moren czołowych. Jest to najpiękniej w dorzeczu Prutu wykształcony niższy cyrk stokowy.

Analogiczne skaliste amfiteatry, o płaskim dnie akumulacyjnym i o wschodniej ekspozycji występują na lewych zboczach doliny Pożyżewskiej wschodniej (dno na wysokości 1385 m) i hali Dancerz (1356 m).

Jakkolwiek więc istnieją w dorzeczu Prutu cyrki nadległe, daleki jestem od wyprowadzania stąd wniosku o dwukrotnem zlodowaceniu masywu Czarnohory, jak to czyni G ą s i o r o w s k i ¹⁾. Nadległe formy amfiteatralne tłumaczyłbym raczej znacznym petrograficznym zróżnicowaniem skalnego podłoża, wyrobieniem cyrków w mniej odpornych na erozję kompleksach łupkowych, z za-

¹⁾ H. G ą s i o r o w s k i: Ślady glacyalne na Czarnohorze. Kosmos, Lwów, 1906.

chowaniem stopni i wrót skalnych w masywnych partjach piaszkowców czarnohorskich, w kilku poziomach ich występowania na powierzchni. Nierównomierne stromizny i szerokości istniały już w dolinach przedlodowcowych, jak na to wskazują chociażby profile grzbietów nieskażonych w tym stopniu, co doliny górnych dopływów Prutu, wpływem zlodowacenia.

Wyrobienie nadległych cyrków odnosiłbym w znacznej mierze do stadjów cofania się lodowców Czarnohory. Wówczas to, przy podnoszeniu się granicy wiecznych śniegów, lodowce dorzecza Prutu zwisały dość długo w granicach cyrków stokowych, następnie zaś wyleżały cyrki górne, jak o tem świadczą potężne zwały morenowe, w tych czasach powstałe. W tych czasach również miało miejsce, zdaniem mojem, intensywne podgryzanie zboczy karów, oczyszczonych z dawniejszych piargów przez maksymalny zasięg lodowców, przez powoli topniejące, poniżej granicy wiecznych śniegów, pola śnieżne.

Erozja niwalna odgrywa dziś jeszcze pewną rolę w dorzeczu Prutu.

Na najwyższych częściach stoków głównego pasma, niedotkniętych w silniejszym stopniu erozją epoki lodowcowej, powyżej górnej granicy podcięcia ścian karów, odbywa się poszerzenie i pogłębienie lejków ściekowych dzięki dłuższemu w porze wiosennej zaleganiu płatów śniegowych. Te współczesne, embrjonalne formy erozji niwalnej występują zwłaszcza na stokach dolin Zaroślackiej i Pożyżewskiej zachodniej.

IV. Akumulacja lodowcowa.

Obok poszerzenia w kształcie cyrków górnych odcinków dopływowych dolin Prutu, drugim znameniem zlodowacenia masywu Czarnohory jest obfita akumulacja morenowa w niższych częściach dolin, jak również w przełomowym korycie Prutu poprzez pasmo Mariszewskiej—Koźmieskiej. Akumulacja ta występuje w postaci już to wyraźnie zachowanych wałów morenowych, już to jako zasłanie den i stoków gruzem skalnym zniesionym przez lodowce i dotychczas nieprzerżniętym przez polodowcową erozję potoków.

Materiał morenowy, na który składają się naogół słabo otoczone (przy niedalekim transporcie) głazy skalne oraz gliny i piaski, zawiera głównie piaszkowce i zlepieńce czarnohorskie z domieszką

w niżej położonych morenach, piaskowców kwarcytowych i czarnych łupków warstw szypockich.

Największy zasięg lodowca Prutu, zaznaczony przez boczne wały morenowe, dochodził do ujścia doliny Kremenyszczyk, na PnWd od grzbietu Mariszewskiej. Podnóże wałów morenowych mierzy tutaj 1050 m wysokości. Od tego miejsca dolina Prutu znacznie się rozszerza w stosunku do niżej położonych części nieposiadających śladów zlodowacenia i zasłanych li tylko materiałem fluwioglacjalnym i aluwialnym. Pomiedzy ujściem potoku Kremenyszczyk a Foreszczenką szerokość dna doliny wynosi co najwyżej do 300 m i zwęża się jeszcze bardziej na przełomie Prutu poprzez kredowe pasmo Kostrzycy—Kukula. Powyżej ujścia potoku Kremenyszczyk dolina Prutu, zasłana materiałem morenowym, osiąga szerokość do 1000 m w granicach mało odpornych na erozję warstw szypockich i czerwonych łupków; na przełomie poprzez pasmo Mariszewskiej—Kozmieskiej mierzy jeszcze do 600 m szerokości.

Powyżej p. 1036 m boczne wały morenowe opadają w dół stromemi zboczami. Szczytowe ich partje, stanowiące ślad największej grubości jęzora lodowcowego, wznoszą się na swych kończynach do 1140 m. Bezpośrednio u stóp prawobrzeżnego wału znalazłem pośród napływowego stożka odkrywki skalnego podłoża (piaskowców eoceńskich), skąd obliczam miąższość końcowych części wałów na 80—100 m.

Zewnętrzne, najwyższe wzniesienia wałów zachowane są już to w kształcie postrzępionych pagórków i dolinek o kilku lub kilkunastumetrowej różnicy wysokości. Prawobrzeżny wał morenowy wykształcony jest bardziej prawidłowo i wznosi się od 1120 m do 1300 m wysokości, powyżej ujścia do Prutu potoku Mariszewskiego. Lewy wał morenowy, odpowiadający maksymalnemu zasięgowi lodowca, jest mniej wyraźnie zachowany. Po nim prowadzi szlak turystyczny do schroniska P. T. T. pod Howerlą.

Największa grubość jęzora lodowcowego wynosiła zatem na przełomie doliny poprzez pasmo Mariszewskiej—Kozmieskiej i poniżej tego przełomu co najwyżej kilkadziesiąt metrów (80—100 m). Brak wyraźnego profilu korytowego tej części doliny tłumaczy nieznaczną miąższością lodowca Prutu, dość wszakże potężnego, ażeby poszerzyć co najmniej w dwójnasób dolną część doliny.

Na wewnętrznych stokach najwyższych moren bocznych, nad głęboko — od kilkunastu do trzydziestu metrów — wcięciem ko-

rytem rzeki, występują miejscami ślady młodszych i niższych wałów morenowych odpowiadających, po okresie szybszego topnienia, silniejszej akumulacji stadjalnej i dłuższemu zatrzymaniu cofającego się lodowca. W przełomowej części doliny Prutu boczne moreny stadjalne wahają się w granicach od 1080 do 1140 m wysokości. W okresie tym grubość jezora lodowcowego zmalała przynajmniej do połowy pierwotnej miąższości.

W pierwszym stadjum, zapewne podwójnym, cofania się lodowca Prutu, jezory obu dopływów zapewne łączyły się jeszcze. Prawe ramię, obficie zasilane przez najpotężniej rozwinięte cyrki pomiędzy Szpyciami i Dancerzem, rozdwajało się czasowo, nad ujściem obu dopływów.

Największy zasięg lodowca Prutu pozostawił również moreny w bocznych dolinach, poniżej stopni ograniczających górne cyrki. W dolinie Zaroślackiej istnieje niski wał morenowy na prawym zboczu, na Pn od p. 1463 m mapy topograficznej 1:25000, od 40 do 50 m ponad dnem doliny. Najwyższy punkt, do którego sięga ów wał wynosi 1450 m; schodzi on do poziomu 1340 m. Na lewym zboczu doliny odpowiednikiem tego wału jest słabo zarysowana morena boczna na Pn od p. 1414 m, ciągnąca od 1420 do 1350 m wysokości. Maksymalna miąższość lodowca Zaroślaka wynosiła zatem około 40—50 m.

W dolinie Pożyzewskiej zachodniej, na prawym jej zboczu, bloki morenowe sięgają po grzbiet p. 1451 m. Na lewym stoku doliny występują pośród lasu szczątki wałów morenowych w poziomach 1350 do 1220 m. I tutaj więc grubość lodowca, w czasie największego zasięgu, wynosiła 40—50 m.

W dolinie Pożyzewskiej wschodniej znajdujemy na obu zboczach szczątki moren bocznych pomiędzy wysokościami 1360—1260 m. Lodowiec ten był niewątpliwie słabiej rozwinięty aniżeli jezory Zaroślaka i Pożyzewskiej Zd.

Do maksymalnego zasięgu lodowca Prutu Dancerskiego zaliczałbym również szczątki wałów morenowych, miejscami listwy w materiale morenowym, najwyżej położone na lewym zboczu doliny, pomiędzy ujściem potoku Pożyzewskiego i halą Dancerz (1360—1280 m).

Z okresu pierwszych stadjów cofania się lodowców pozostały dobrze zachowane moreny po obu stronach ujścia potoku Mari-szewskiego do Prutu Dancerskiego, przyczem wały morenowe położone na PnWd od tego ujścia zaliczałbym do starszej fazy, mo-

reny boczne zachowane u stóp grzbietu opadającego na Pn od szczytu Chomuła należałyby do młodszej fazy stadjalnej. Potok Mariszewski był za czasów największego zasięgu lodowców oraz podczas pierwszych stadjów cofania się lodowca Prutu Dancerskiego zatamowany. Skutkiem tego aluwia tego potoku zostały szeroko rozpostarte na dnie doliny, co dziś jeszcze obserwujemy w dolinie Mariszewskiej.

Do tych stadjów zaliczam również moreny boczne zachowane w szczątkach nad Prutem Dancerskim i Prutem Koźmieskim, powyżej zejścia się tych dwóch ramion.

Do ostatniej fazy tego okresu należy dobrze zachowany wał morenowy na hali Dancerz, zamykający niewielką zabagnioną nizinę, poniżej wrót tej doliny. Tworzył on lewą morenę boczną lodowca Prutu Dancerskiego. Prawdopodobnie równocześnie istniał mały, wiszący lodowiec w amfiteatralnym zagłębieniu po zachodniej stronie wału.

Po osadzeniu moren w niższych odcinkach dolin Prutu, lodowce dolinne cofnęły się szybko do podnóży cyrków stokowych, przekształcając się w szereg niewielkich jęzorów. Pozostawiły one po sobie potężne wały morenowe, które odnoszą do II-ego stadjum zaniku zlodowacenia górnej doliny Prutu.

Do tego okresu należą w dolinie Zaroślaka dwa półkoliste wały pagórkowate, zamykające depresję u stóp stopnia skalnego „Huku“ i przecięte na 6 m głębokim wcięciem potoku. Małe, boczne wały szczątkowe towarzyszą tym dwóm głównym śladom stadjalnej akumulacji lodowcowej. Łagodny stok doliny, wzdłuż ścieżki wiodącej na Howerłę, poniżej tych moren czołowych, zaznaczam na mapie jako stożek fluwioglacjalny.

W dolinie Pożyżewskiej zachodniej odpowiadałby temu stadjum długi wał morenowy, który ciągnie się od stopnia zamykającego cyrk górny aż po nową drogę prowadzącą na stację botaniczną i okala od PdWd zatorfioną depresję dolnego amfiteatru; wobec istnienia kilku małych wałów szczątkowych na lewym brzegu na 6 m głęboko wciętego, głównego potoku, uważam ten wielki wał za prawobrzeżną morenę lodowca. Być może, że równorzędnie istniał drugi niewielki jęzor lodowcowy pod wschodniem zboczem doliny. Na zboczach potoku, poniżej tych moren stadjalnych, pełno jest rozmytego materiału morenowego.

W dolinie Pożyżewskiej wschodniej nagromadzone zostały w tym okresie stadjalnym przez mały, wąski jęzor lodowcowy

dwa równoległe wały morenowe, w które wcina się potok pomiędzy poziomami 1460 i 1360 m.

W dolinie Prutu Dancerskiego istnieje kilka podłużnych wałów morenowych powstałych w drugim stadium cofania się lodowców Prutu, powyżej wrót zamykających tą dolinę nad halą Dancerz. Z małego cyrku pod Dancerzem spływał jezior lodowcowy i osadzał moreny boczne, zachowane jedynie w szczątkach na wysokości 1520—1440 m. Z kotłów pod Turkułem pochodził lodowiec, któremu przypisuję wały morenowe zachowane pomiędzy poziomami 1580 i 1440 m, u zachodniego podnóża Kozłów Małych.

Z korytowego cyrku pomiędzy Kozłami Wielkimi i Szpyciami spływał lodowiec w kierunku północnym, pozostawiając szereg wałów morenowych pokrywających zbocze doliny na Pn od końcowej grani Kozłów Wielkich. Nadległe wały odtwarzają fazy cofania się tego jeziora oraz zmianę jego kierunku PnPnZd, na PdPdZd—PnPnWd. Równocześnie istniał najprawdopodobniej mały wiszący lodowiec w drugorzędym cyrku, na Zd od przecięcy p. 1713.

Dno korytowego cyrku pomiędzy Kozłami przechodzi ku Pn w pagórkowaty poziom około 1550 m, porośły kosodrzewiną. Poziom ten kończy się jakgdyby szczątkami wału morenowego o kierunku WdZd i stromem zboczem północnym. Na mapie interpretuję tą formę jako wał morenowy starszego stadium cofania się lodowca Prutu Dancerskiego. Rozumiem tą morenę jako wał środkowy pomiędzy lodowcem Kozłów Wielkich—Szpyci, spływającym wówczas na Pn od tego wału i lodowcem doliny pomiędzy Kozłami, zsuwającym się na Pd od tej moreny, ku Zd. Po cofnięciu się tych lodowców późniejsze zjawiska akumulacyjne wypełniły materiałem skalnym depresję pozostałą pomiędzy omawianą moreną i wylotem doliny pomiędzy Kozłami.

Po nagromadzeniu wyżej opisanych moren drugiego stadium regresji zlodowacenia Czarnohory zamierały lodowce dorzecza Prutu dość szybko, cofając się w obręb górnych cyrków. Tutaj przetrwały jeszcze przez czas dłuższy (III-cie stadium), pozostawiając nieregularne wały podłużne i poprzeczne. Do moren stadjalnych, z tych czasów pozostałych, zaliczam: poprzeczny wał bloków, zamykający cyrk pod Małą Howerlą, podłużny wał górnego cyrku Zaroślackiego, na poziomie 1620 m, w cyrku Pożyzewskim Zd. — szczątki dwóch moren bocznych (1530 m) nad stopniem, półkolisty wał na lewym zboczem górnego kotła Poży-

zewskiego Wd i nagromadzenie bloków w górnej części tego karu, powyżej małego stopnia skalnego, poprzeczny wał w kotle pod Dancerzem i wał w dolnym kotle pod Turkułem.

Stopniowe zamieranie lodowca najwyraźniej zaznaczone zostało w dolinie pomiędzy Kozłami Wielkimi i Szpycią. Na stosunkowo płaskim dnie tego korytowego cyrku, pod jego prawem zboczem leżą wał za wałem, o kierunku północnym, z nieznacz-
nem zagięciem ku Zd, pod granią Kozłów Wielkich. Względna wysokość poszczególnych wałów nie przekracza paru metrów. W najwyższej części dna karu istnieją dwa wały, zbiegające się ku dołowi pod ostrym kątem. Podobne, jakkolwiek znacznie słabiej zarysowane wały istnieją na dnie doliny między Kozłami.

Formy te stanowią przejście od właściwych moren do wałów usypiskowych, powstałych u podnóża stożków przez ześlizgiwanie się bloków skalnych po stwardniałych i stromych polach śniegowych, przyczem rola śniegu i lodu staje się stopniowo coraz bardziej bierną.

Zapałowicz¹⁾ tłumaczył w ten sposób powstanie nie tylko wałów zachowanych w górnych cyrkach Czarnohory, lecz zaliczał do tej kategorii również niewątpliwe moreny stadjalne u podnóżu cyrków stokowych. Pawłowski²⁾ słusznie podkreślił, że do wałów usypiskowych zaliczać możemy li tylko wały równoległe do zboczy dolin, w ich najwyższych częściach, nie dotyczy to zaś wałów występujących wpoprzek cyrków.

W dorzeczu Prutu, genetyczne rozgraniczenie wałów morenowych i zwałów usypiskowych u podnóżu stożków, w górnych cyrkach, jest niezawsze łatwe, tam zwłaszcza gdzie wały takie występują jedynie sporadycznie. W dolinie za Kozłami Wielkimi silne wygięcie wałów w dół doliny przemawiałoby raczej za czynną rolę zlodowaconych mas śniegu, perjodycznie cofającego się i zamierającego lodowca. Słabo zarysowane wały w dolince między Kozłami zaliczałbym raczej do kategorii wałów usypiskowych, powstałych u dołu stromych i szybko wietrzejących ścian Kozłów Wielkich.

Zjawiska te występują gdzieindziej, w wyższych masywach w sposób bardziej charakterystyczny. Dla porównania podaję frag-

¹⁾ H. Zapałowicz: Okres lodowy w Karpatach Pokucko-Marmaroskich. Kosmos, Lwów, 1912, str. 625—31.

²⁾ S. Pawłowski: l. c., str. 52.

ment mych zdjęć dolin Starorobociańskiej i Jarząbczej w zachodnich Tatrach polskich (Rys. 1.) Obserwujemy tam stopniowe przejścia od słabo na zewnątrz wygiętych wałów usypiskowych, powstałych i dziś jeszcze narastających u podnóża stożków, do coraz silniej w dół dolin wygiętych i niżej położonych wałów typu morenowego. Rysunek ten plastycznie uwidacznia powolne i stopniowe zamieranie i topnienie zlodowaciałych mas śniegu. Mocno wygięte łuki i jęzory moren rozdrabniają się stopniowo na coraz mniej wypukłe i coraz krótsze wały. Istnienie jednak całego szeregu form przejściowych utrudnia położenie granicy, gdzie kończyła się czynna rola ginącego lodowca, a zaczynała się bierna rola stromych pól śnieżnych. Niewątpliwie istnieje podczas zamierania lodowca okres pośredni, gdzie oba te czynniki dzielą trud nagromadzenia wałów z bloków, spadających ze stromych, skalistych zboczy dolin.

V. Uwagi końcowe.

Wyłącznie analityczny i regionalny, do górnego dorzecza Prutu ograniczony zakres niniejszej pracy skłania mnie do odłożenia ogólniejszych nad zlodowaczeniem Czarnohory rozważań na później, kiedy zakończę opracowanie śladów zlodowacenia całego masywu. Dziś ustalić mogę dla doliny Prutu następujące tezy:

1. Obszar Czarnohory zawarty w granicach dorzecza Prutu posiada ślady jednego tylko zlodowacenia, przyczem maksymalna długość lodowca Prutu wynosiła około 6,5 kilometrów. Poniżej ujścia doliny Kremenyszczyka, dokąd sięgają boczne wały morenowe zachowane w przełomie doliny poprzez pasmo Mariszewskiej—Kozmieskiej, brak jest w dolinie Prutu wszelkich śladów zlodowacenia. Uważam przeto, wraz z Pawłowskim, tezę Zapałowicza o sięganiu lodowców karpackich aż po ujścia dolin na przedgórze za nieudowodnioną.

2. Cofanie się i zamieranie lodowców Prutu wykazuje co najmniej trzy stadja, dość długotrwałe, jak na to wskazuje obfite nagromadzenie materiału morenowego. Wobec braku znalezisk utworów interglacjalnych w dolinie Prutu nie wiemy, czy lodowce cofały się stopniowo, czy też większym cofnięciem towarzyszyły czasowe nawroty i parcia naprzód. Zasięg bocznych jęzorów w stosunku do głównych lodowców dolinnych nie zawsze jest dość jasny w okresach cofania się, ażeby można było wnosić,

jak to w swoim czasie uczyniłem dla lodowca Aletschu w Alpach¹⁾, o każdorazowym ich położeniu.

3. Istnienie dwóch rzędów nadległych cyrków tłumaczę predyspozycją rzeźby przedlodowcowej, kiedy to głębokość dolin była już zbliżoną do dzisiejszej, oraz różną intensywnością żłobienia lodowcowego zależnie od oporu materiału skalnego. Wyrabianie cyrków trwało, zdaniem mojem, również podczas stadjalnych okresów cofania się lodowców, przy wyższem położeniu granicy wiecznych śniegów anizeli w okresie maksymalnego zasięgu zlodowacenia, w związku z erozją niwalną. Podobnie, zapoczątkowanie erozji lodowcowej odnosiłbym do procesu odwrotnej kolejności narastania lodowców, zanim Czarnohora osiągnęła swe maximum zlodowacenia i najniższy poziom granicy śnieżnej, obliczony przez Pawłowskiego na 1450—1528 m.

Résumé.

Le problème de la glaciation quaternaire du massif de Czarnohora (Karpates orientales polonaises), discuté depuis 1874, peut être considéré comme résolu surtout grâce à l'étude de S. Pawłowski²⁾.

Il manquait cependant à cette monographie l'analyse des moraines stadiaires et une vue cartographique d'ensemble sur les phénomènes de l'érosion et de l'accumulation glaciaires.

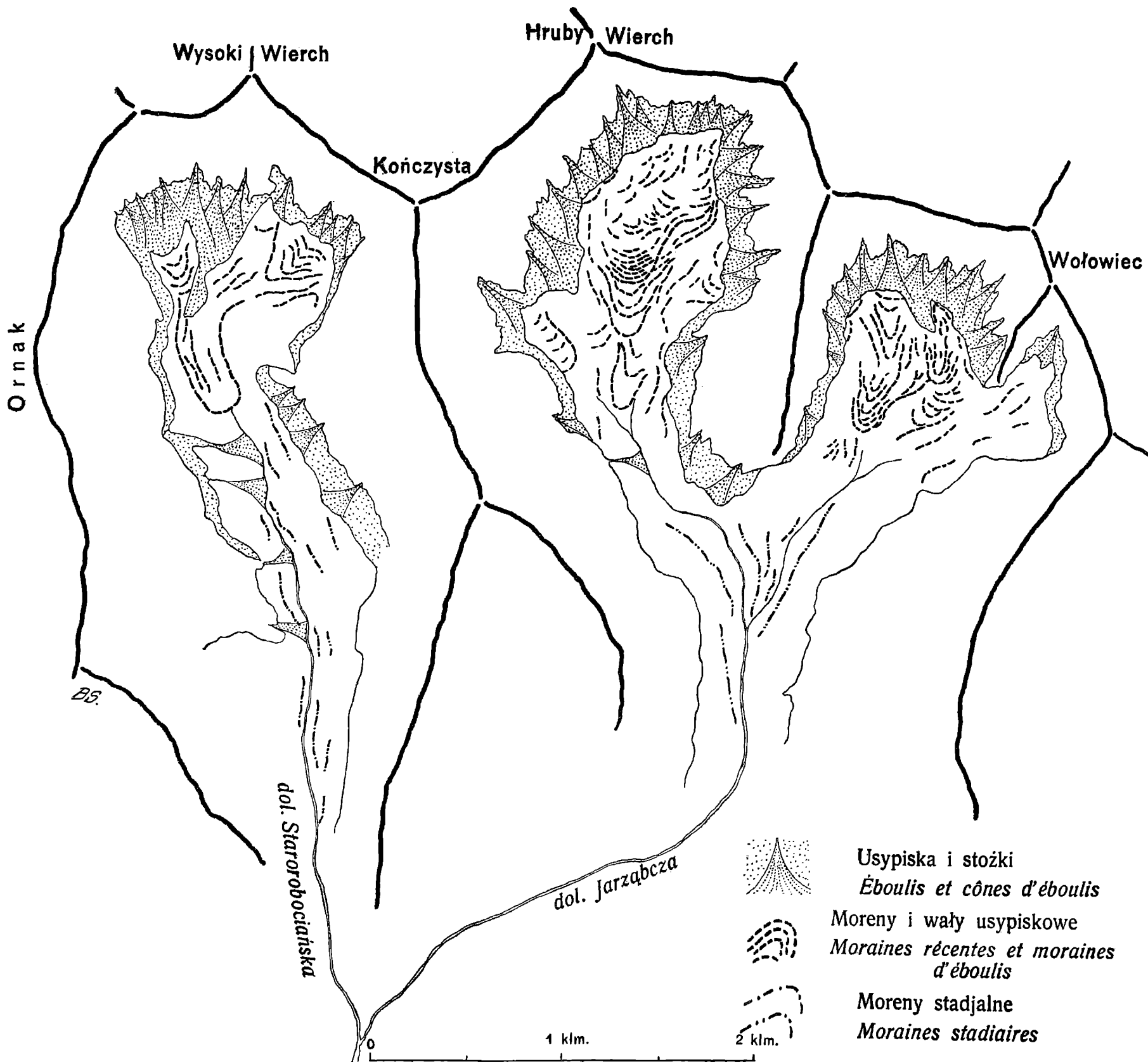
L'auteur, en exécutant depuis plusieurs années des levées géologiques détaillées du massif de Czarnohora, essaye de remédier à cette lacune, autant que le permet la mauvaise carte topographique au 1:25000. Il limite temporairement la publication de la carte morphologique au bassin de la haute vallée du Prut.

Les résultats des ces études analitiques peuvent être résumés de la manière suivante:

La partie NE du massif de Czarnohora, limitée aux affluents du Prut, présente les traces d'une seule glaciation quaternaire. La longueur maximum du glacier du Prut a été de 6,5 klm. Les moraines latérales terminales de l'ancien glacier fi-

¹⁾ B. Świdorski: Les stades de retrait des glaciers du Rhône et d'Aletsch. Bull. des laborat. de géol., géograph. ph., minéral. et paléont. de l'Université de Lausanne, N. 26, 1919.

²⁾ S. Pawłowski: „Die Eiszeit in der Czarnohora“. Jb. k. k. Geol. Reichsanst. 1919. Bd. LXVII.

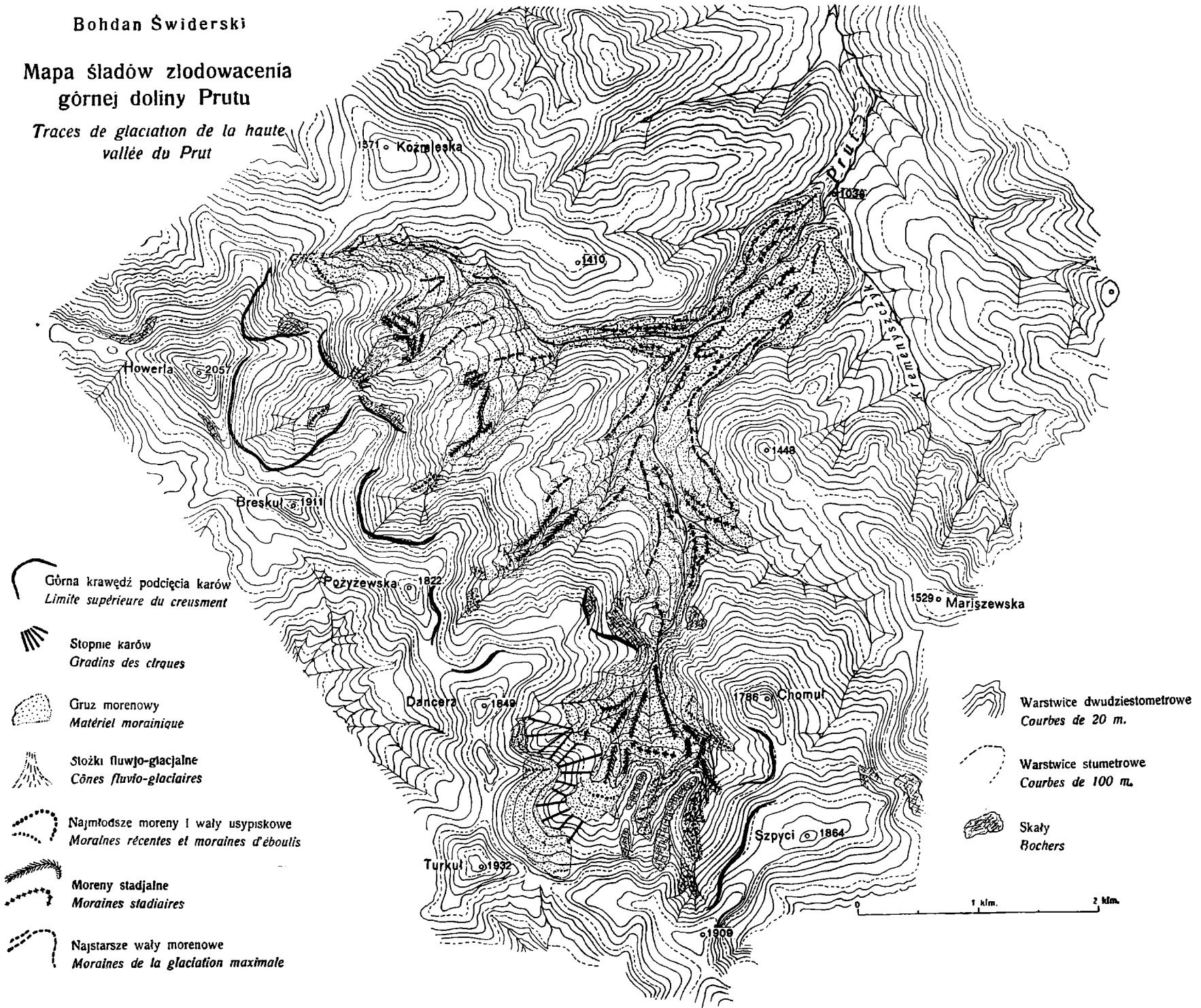


Mapka akumulacji lodowcowej i polodowcowej w dolinach: Starorobociańskiej i Jarząbczej (Zach. Tatry polskie).
Accumulation glaciaire et post-glaciaire dans les vallées Starorobociańska et Jarząbcza (Tatra occident. polonaise).

Bohdan Świdorski

Mapa śladów zlodowacenia
górnjej doliny Prutu

Traces de glaciation de la haute
vallée du Prut



Rys. 2.

nissent à l'embouchure du ruisseau Kremenyszczyk dans le Prut. En aval de ce point il n'existent pas des traces de glaciation sur les versants et au fond de la vallée principale.

Il a existé au moins trois stades de retrait du glacier du Prut et de ses affluents, marqués chacun par d'importantes moraines latérales et frontales dans les altitudes réciproques de 1140—1450 m (I), 1360—1580 m (II) et de 1500—1720 m (III). Nous ne savons pas si les stades de retrait ont été suivis des avancements temporaires des langues glaciaires, vu le manque complet des formations interglaciaires connues.

On trouve dans la haute vallée du Prut deux séries des cirques glaciaires superposés, dont les fonds se trouvent réciproquement aux altitudes de 1350—1520 et de 1500—1720 m. L'auteur explique ce phénomène par la prédisposition du réseau hydrographique des vallées, creusées dans les temps antéglaciaires jusqu'au niveau rapproché de celui d'aujourd'hui, ainsi que par les différences de la résistance du sous-sol rocheux au creusement glaciaire. L'emplacement des cirques correspond aux zones schisteuses du complexe synclinal des grès oligocènes de Czarnohora et aux schistes noirs de Schipot (eocène), tandis que les gradins des cirques sont formés par les parties massives de ces grès.

Le creusement glaciaire a dû s'exercer surtout lors des stades de retrait des glaciers du Prut. Les pentes des vallées ont été alors nettoyées par l'extension maximum des glaciers des éboulis antéglaciaires et la montée de la limite des neiges éternelles (dont l'abaissement extrême a été, d'après Pawłowski, de 1450—1528 m) a eu comme suite l'enforcement de l'érosion nivale. Il est probable que celle-ci a entamé les versants des vallées aux stades du début de la glaciation quaternaire.
