

ZBIGNIEW KOTAŃSKI

Preglacjalne i interglacjalne osady w Tatrach

STRESZCZENIE: Znalaziona na szczycie Czerwonych Wierchów brekcja piargowa o spoiwie martwicowym powstała w zupełnie odmiennych od dzisiejszych warunkach morfologicznych. Po przeprowadzeniu rozważań na temat rzeźby preglacjalnej Tatr i tempa erozji w plejstocenie autor dochodzi do wniosku, że powierzchnia szczytowa Czerwonych Wierchów (2100 m) oraz brekcja piargowa pochodzą zapewne z preglacjału. W kilku punktach Tatr Zachodnich zostały znalezione interglacjalne brekcie piargowe przykryte przez morenę, lub pozbawione tego przykrycia. Niektóre stare stożki w Tatrach również pochodzą z ostatniego interglacjału.

WSTĘP

W 1955 r., przy okazji badań prowadzonych w Tatrach nad wierchowym triasem, natknąłem się na pewne nie znane dotychczas osady, z których jedne, jak to wynika z dalszych rozważań, należą do preglacjału, a inne — do interglacjalów plejstocenijskich. Wszystkie znalezione osady są to brekcie piargowe, scementowane wapnistym spoiwem typu martwicowego. Nie zawierają one żadnych szczątków organicznych, a wiek ich mógł być określony jedynie na podstawie rozważań paleogeograficzno-morfologicznych.

Zagadnienie to miałem sposobność przedyskutować z prof. prof. J. Gołąbem, K. Guzikiem, B. Halickim, E. Passendorferem i S. Sokołowskim oraz doc. S. Dzużyńskim, za co im składam podziękowanie.

BREKCJA PIARGOWA NA SZCZYCIE CIEMNIAKA

Kulminację Ciemniaka (zachodni szczyt Czerwonych Wierchów — 2096 m) stanowi rozległa płaszczyna, zbudowana z pochyłonych ku S wapieni i dolomitów środkowego triasu (anizyku), należących do brzusznego (odwróconego) skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów, łączącego się z jednostką Kominów Tylkowych za pośrednictwem skreću korzeniowego, widocznego w granicznej grani Stołów. W kierunku NNW ciągnie się długie, stopniowo obniżające się ramię, początkowo zbudowane z triasowych skał węglanowych, a później — na Szerokiem (2026 m) z granitów

i gnejsów należących do jądra krystalicznego fałdu Giewontu. Jądro to transgreduje tektonicznie na zachowujące się niezależnie utwory górnego i brzuszkiego skrzydła fałdu Czerwonych Wierchów. Od NE Ciemniak jest podecięty przez przepaściste ściany Kotła Mułowego, a od SE — przez równie strome urwiska dolinki Świstówki (fig. 1). Długa, stopniowo wzno-

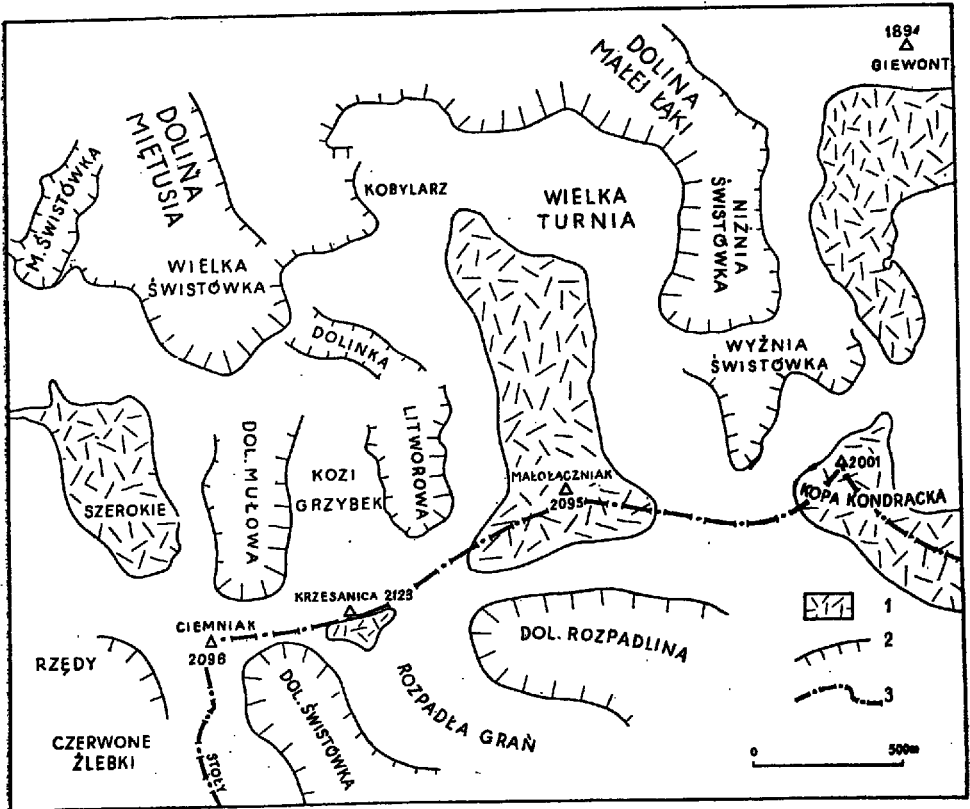


Fig. 1

Mapka Czerwonych Wierchów

1 skały krystaliczne i piaskowce kwarcyticzne seisu z jądra fałdu Giewontu, tworzące na Czerwonych Wierchach czapki tektoniczne, 2 krawędzie dolin, 3 granica państwa

Sketch map of Czerwone Wierchy massif

1 crystalline rocks and Seis quartzitic sandstones from core of Giewont fold forming tectonic outliers on the Czerwone Wierchy peaks, 2 limits of valleys, 3 boundary of State

sząca się grań łączy Ciemniak z najwyższym szczytem Czerwonych Wierchów — Krzesanicą (2123 m). Kulminacja Krzesanicy zbudowana jest

również z wapieni i dolomitów anizyjskich. Natomiast tuż na S od szczytu, już po stronie słowackiej, znajduje się upłaz, ciągnący się dalej na S w kierunku Rozpadłej Grani, zbudowany z piaskowców kwarcyticznych werfenu (seisu), należących do jądra fałdu Giewontu, ścinającego fałd Czerwonych Wierchów. Po stronie polskiej pokrywa ta jest prawie zupełnie usunięta. Resztki piaskowców seisu i granitów można znaleźć na upłazach górnej części Koziego Grzybka (grzbiet oddzielający Kocioł Mułowy od Litworowego), gdzie zachowały się w drobnych obniżeniach¹. Powierzchnia Koziego Grzybka jest płaszczyzną strukturalną nasunięcia fałdu Giewontu i stanowi łącznik czapek tektonicznych Kopy Kondrackiej i Małolaźniaka z Twardym Upłazem.

Na rozległym spłaszczeniu szczytowym Ciemniaka, w niewielkim zagłębieniu został znaleziony duży (ok. 0,7 m³) blok brekcji o silnie nadwietrzalej i pokrytej roślinnością powierzchni. Składa się ona z ostrokrawędzistych okruchów wapieni i dolomitów triasowych, sklejonych spoiwem typu martwicowego. Rozmiary okruchów dochodzą do 5 cm, przeważnie jednak nie przekraczają 1 cm.

Przewagę (ok. 80%) stanowią okruchy ciemnoniebieskawych wapieni, wśród których trafiają się również wapienie robaczkowe. Mniej liczne są okruchy drobnoziarnistych szaro-różowawych dolomitów o żółto wietrzejących powierzchniach. Znalazł się również okruch różowego, krystalicznego dolomitu wapnistego. Ten zespół okruchów pochodzi ze skał należących do środkowej części anizyku wierchowego. Są to wszystko okruchy twarde, wystające ze spoiwa.

Osobną grupę stanowią okruchy miękkie. Składają się na nie popielate i żółtawe, oraz limonitowo-żółte margle. Niektóre typy żółtych margli są nawet dość zwięzłe. Ten zespół okruchów, stanowiący ok. 20% skały, należy bez wątpienia do wyższej części serii tzw. wapieni i dolomitów komórkowych dolnego kampilu (Kotański 1956).

Prócz powyższych dwóch grup okruchów, w brekcji zdarzają się nieliczne fragmenty brązowawych lub szarych piaskowców kwarcyticznych seisu. Są one przeważnie drobne (poniżej 0,5 cm), chociaż rozmiary jednego z okruchów dochodzą do 2 cm.

Spoiwo, jak już zaznaczyłem, ma charakter martwicowy, zbliżony do naciekowego. Jest ono złożone z białego, matowego, zwięzłego kalcytu. Nie wypełnia on całej przestrzeni między okruchami, a stanowi otoczkę ściśle przylegającą do okruchów. Z tego powodu cała brekcja jest dość

¹ Te właśnie fragmenty miałem na myśli odpowiadając N. Nikołajewowi w związku z jego twierdzeniem o nieistnieniu nasunięć w Tatrach (M. Książkiewicz i J. Samsonowicz: Oчерк геологии Польши; tłum. W. S. Petrenko i J. M. Petrenko, red. N.J. Nikołajew; Moskwa 1955; rec. Z. Kotański, Kosmos B, 1957).

silnie porowata. Wnętrze por jest zupełnie puste, a rzadziej jest wypełnione białym, kredowatym węglanem wapnia. Można zauważyć bezpośrednio przejścia od zwięzłego kalcytu na granicy z okruchami, do kredowatego proszku wewnątrz por. Niektóre pory są wypełnione żółtawą substancją pochodzącą z rozkładu okruchów miękkich margli kampilu. Miejscami mogą to być późniejsze zanieczyszczenia. Właściwy proces sklejanie brekcji przez wapniste spoiwo został zakończony z chwilą, gdy uległy ostatecznemu zamknięciu kanały doprowadzające roztwór do wnętrza próżni między okruchami.

Powyższe cechy brekcji wskazują wyraźnie, że nie jest to utwór powstały przez sklejenie miejscowej zwietrzliny. Skład okruchów jest bardzo zróżnicowany i świadczy o tym, że brekcja ta utworzyła się w zupełnie odmiennej od dzisiejszej sytuacji morfologicznej. Jest to typowa brekcja piargowa (Kotański 1954), powstała przez sklejenie jakiegoś starego piargu spoiwem martwicowym, zsypującego się z wyniosłych zboczy.

Czy można coś bliższego powiedzieć o budowie i wysokości tych zboczy?

Na szczycie Ciemniaka znajduje się środkowa część anizyku, który leży tu w położeniu odwróconym. Hipsometrycznie wyżej powinien się znajdować dolny anizyk (cukrowate dolomity i wapienie) oraz kampil (żółto wietrzejące dolomity, wapienie i łupki czarne z warstw myophoriowych oraz seria „wapieni i dolomitów komórkowych” — Kotański 1956). Jeszcze wyżej (stałe w odwróconym położeniu) mogłyby być łupki i piaskowce kwarcytyczne seisu, przykryte przez jądro krystaliczne fałdu Czerwonych Wierchów. Takie następstwo warstw można obserwować dzisiaj pod Kopą Kondracką na zboczach dolinki Rozpadlina. Za taką właśnie budową zbocza, z którego sypał się piarg, przemawia obecność w brekcji okruchów skał dolnego kampilu i seisu; przeciw niej — brak okruchów z najniższego anizyku i z warstw myophoriowych oraz dane tektoniczne.

Niszczony zbocze mogło być jednak zbudowane również tak, jak są dzisiaj zbudowane szczyty Czerwonych Wierchów — bezpośrednio na skałach środkowej części anizyku mógł leżeć kwarcytyczny seis (a nawet skały krystaliczne z jądra fałdu Giewontu), podestany przez łączącą się z nim sedymentacyjnie serię „wapieni i dolomitów komórkowych”. Tych ostatnich warstw nie ma co prawda dzisiaj w podobnej sytuacji tektonicznej, co nie przeszkadza oczywiście temu, by taki właśnie profil mógł istnieć w czasie powstawania brekcji (fig. 2).

Przy przyjęciu pierwszej, mniej prawdopodobnej ewentualności, niszczony zbocze mogło mieć wysokość do 130 m, a w drugim przypadku — do 50 m. Wysokość bezwzględna tego zbocza mogła się więc wahać w granicach 2150-2250 m. Wynika to z przyjęcia średnich miąższości

serii, których okruchy znajdują się w brekcji. Druga ewentualność wydaje się bardziej prawdopodobna również ze względu na to, że płaszczyzna nasunięcia fałdu Giewontu mogła przebiegać najwyżej 30-40 m nad dzisiejszym szczytem Ciemniaka, w wyniku czego stratygraficznie niższe ogniwa fałdu Czerwonych Wierchów musiały zostać ścięte.

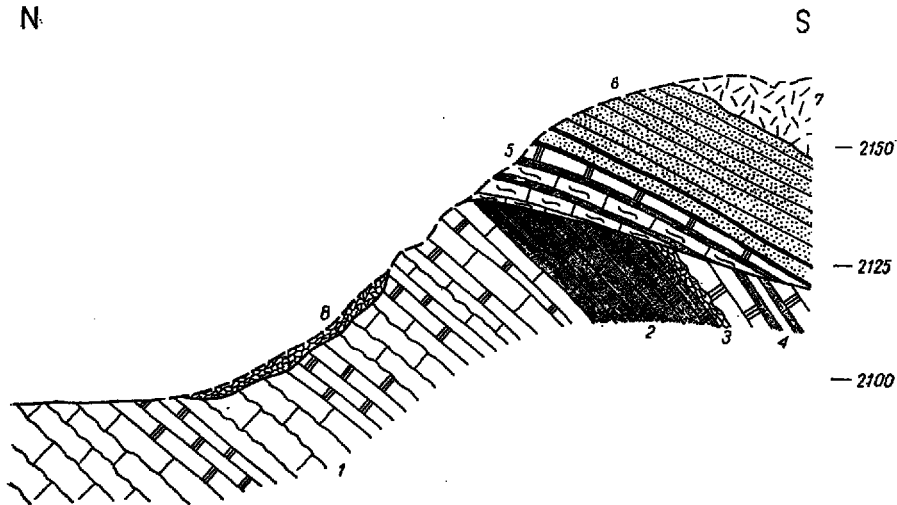


Fig. 2

Rekonstrukcja budowy zbocza, na którym powstała brekcja piargowa

Fałd Czerwonych Wierchów: anizyk — 1 wapień niebieskawe (m. in. robaczkowe) i dolomity żółto wietrzejące, 2 szare cukrowate dolomity i wapień dolomityczne, 3 brekcja podstawowa; górny kampil — 4 warstwy myphoriowe. Fałd Giewontu: 5 margle szare, dolomity i łupki zielone (dolny kampil) — 6 piaskowce kwarcytyczne i łupki czerwone (seis), 7 skały krystaliczne z jądra fałdu. 8 brekcja piargowa

Formation of talus breccia in the mountain-slope shown by reconstruction Czerwone Wierchy fold: Anisian — 1 bluish limestones (among others also vermicular) and yellow weathering dolomites, 2 grey saccharoid dolomites and dolomitic limestones, 3 basal breccia; Upper Campilian — 4 Myphoria beds. Giewont fold: 5 grey marls, dolomites and green shales (Lower Campilian) — 6 quartzitic sandstones and red shales (Seis), 7 crystalline rocks from core of fold. 8 talus breccia

O powstaniu brekcji w zupełnie odmiennej sytuacji morfologicznej świadczy charakter spoiwa.

Spoiwo martwicowe powstaje w utworach zboczowych w zupełnie określonych warunkach morfologicznych i hydrograficznych (Pia 1933). Obserwacje nad powstawaniem martwic współczesnych wykazują, że powstają one tam, gdzie woda wsiąkająca w rumosz w wyższej części zbo-

cza i wzbogacona w kwaśny węglan wapnia, wypływa na powierzchnię w dolnej części zbocza. Dwutlenek węgla uchodzi tutaj do atmosfery (lub jest asymilowany przez rośliny), a węglan wapnia wytrąca się, sklejjąc utwory zboczowe lub tworząc czystą martwicę.

Takie właśnie warunki musiały istnieć również i podczas cementacji opisanego piargu. W każdym razie nie można sobie wyobrazić, by cementacja nastąpiła w obecnej sytuacji morfologicznej na wapiennym szczycie Ciemniaka. Gdyby jednak tak się stało, to i tak należałoby jeszcze wyjaśnić, skąd wzięły się na Ciemniaku okruchy skał, których już dzisiaj tutaj w ogóle nie ma.

Jak wynika z obserwacji innych brekcji piargowych (opisanych w dalszej części tekstu), utwory martwicowe w Tatrach najczęściej powstają na słabo przepuszczalnych łupkach werfeńskich lub marglach kredowych. Brekcja ze szczytu Ciemniaka jest rzadszym przykładem utworu martwicowego, który powstał na zboczu zbudowanym ze skał węglanowych. W górnej części zbocza znajdowały się jednak warstwy nieprzepuszczalne dolnego kampilu, które stały się magazynem wód sączących się w dół i sklejjających sypiący się piarg. Jak wynika z rozważań morfologicznych przeprowadzonych w dalszej części artykułu, niszczonego szczyt położony był na południe od dzisiejszej grani głównej Tatr, przebiegającej wzdłuż Czerwonych Wierchów. Brekcja zaś znajduje się na złożu wtórnym — została wydarta z pierwotnego scementowanego piargu i osadzona na wyrównanej powierzchni.

Doc. S. Dżułyński w dyskusji ze mną wyraził pogląd, iż nie można wyłączyć również i takiej możliwości, że nie jest to brekcja piargowa, lecz jaskiniowa, utworzona w szczelinie w jakiejś starej grocie.

Ewentualność taka istotnie nie może być wykluczona, choć wtedy niezbyt jasny byłby zróżnicowany skład okruchów w brekcji. Nie znamy przy tym ani jednej groty, która utworzyłaby się na granicy kampilu i anizyku w dolomitowo-wapienno-łupkowej serii skał. W Krzesanicy (Gadomski 1926) znajduje się co prawda grota, powstała ona jednak w dość specjalnych warunkach — na szczelinach w wapieniach anizyjskich o upadzie południowym, wzdłuż których spływają wody deszczowe. Podczas jednak gdy grota w Krzesanicy utworzyła się już w postglacjale, to ewentualna grota z brekcją ze szczytu Ciemniaka mogłaby powstać tylko w opisanej powyżej sytuacji morfologicznej. Jeśli tak, to wszystkie przeprowadzone rekonstrukcje paleomorfologiczne odnoszą się i do tej ewentualności. Ponieważ jednak nie jest to ewentualność prostsza (koleje brekcji — od powstania w jaskini do jej osadzenia na szczycie Ciemniaka — byłyby jeszcze bardziej zawile), pozostają przy pierwszym wytłumaczeniu genezy brekcji.

Z rozważań tych widać, że znalezienie brekcji piargowej na szczycie Ciemniaka pozwala na poczynienie prób odtworzenia morfologii i budowy wyższych, nie istniejących dziś kondygnacji morfologicznych Tatr.

Jednak określenie wieku brekcji piargowej i całej tej morfologii jest możliwe tylko po przeprowadzeniu stosunkowo obszernych rozważań morfologicznych.

ŚLADY RZEŻBY PREGLACJALNEJ W TATRACH

Pierwsze, dotychczas zresztą przeważnie aktualne, poglądy o charakterze i śladach rzeźby preglacjalnej w Tatrach wyrazili J. Partsch i R. Lucerna. Partsch (1903) wysunął przypuszczenie, że zewnętrzne, niższe partie zboczy Tatr mogą pochodzić z preglacjału. Wygląd pierwotnej, preglacjalnej, nie zmienionej przez działalność lodowców plejstocenijskich powierzchni można sobie wyobrazić, jeśli patrząc na Tatry od południa, wypełni się w myśli doliny glacialnego pochodzenia (Partsch 1923). Obraz ten jest bardzo sugestywny, gdyż rzeczywiście odnosi się takie wrażenie przy oglądaniu długich południowych stoków Tatr.

Dokładniejszą analizę powierzchni preglacjalnej dał R. Lucerna (1908). Według niego preglacjalne powierzchnie zachowały się w niższych częściach zboczy i nie sięgają ani na grzbietach ani w dolinach grani głównej. Dalej ku wnętrzu i ku górze można, jego zdaniem, znaleźć kolejno formy z glacjałów Günz, Mindel, Riss i Würm. Centralne części Tatr są bardziej obniżone niż zewnętrzne. Obniżenie to w Tatrach Zachodnich wyniosło 300 m (fig. 3). Według Partscha (1923) obniżenie Tatr Wysokich w plejstocenie było większe. Na linii doliny Zimnej Wody wznosiły się wtedy szczyty o wysokości ponad 3000 m. Szczyty tej wysokości istniały wtedy i w polskich Tatrach Wysokich. Grań główna przebiegała wówczas według Partscha (op. cit.) nieco dalej na S. Świadczy o tym fakt, że obecnie najwyższe szczyty Tatr położone są w graniach bocznych, na S od grani głównej. Tatry tworzyły wtedy łuk otwarty ku N. Wynika to z obecnego układu dolin; po stronie północnej doliny się zbiegają, a po stronie południowej — rozbiegają. Pierwotne doliny były konsekwentne; później dopiero powstały doliny subsekwentne, na granicy trzonu krystalicznego i serii osadowych.

W tym wszystkim ważne jest stwierdzenie, że doliny glacialne mają stare, trzeciorzędowe założenia. Już wcześniej B. Świdorski (1922) na przykładzie Doliny Cichej wykazał, że kierunki dolin są również zależne od istnienia wielkich depresji i elewacji w gmachu tatrzańskim. Według niego dzisiejszy kierunek Doliny Cichej został założony jeszcze w czasie wynurzania się Tatr z morza paleogeńskiego, przy czym górny odcinek

doliny powstał dzięki spływaniu wód do depresji Goryczkowej, a dolny — w wyniku odpływania wód z kopuły tatrzańskiej wprost na S. Dalsze rozważania na temat zależności przebiegu dolin od tektoniki i litologii snuje B. Halicki (1932).

Niewątpliwie słuszne jest przyjęcie, jak to czyni A. Gadomski (1926), że preglacjalna powierzchnia znajduje się powyżej górnej granicy śladów morfologii glacialnej (chodzi tu szczególnie o żłoby lodowcowe). To teoretycznie tak proste założenie jest jednak bardzo trudne do zastosowania w poszczególnych przypadkach. Lucerna, zasugerowany alpejskim podziałem Pencka i Brücknera (1901-1903) wyszukał w Tatrach Zachodnich ślady czterech leżących nad sobą żłobów lodowcowych. Opierając się na podobnych założeniach teoretycznych A. Gadomski (1926) doszukiwał się w Tatrach Wysokich 3-ch generacji żłobów lodowcowych i 3-ch odpowiadających im kondygnacji karów. Dopiero ponad tymi śladami dolin glacialnych mogłyby istnieć powierzchnie preglacjalne.

B. Halicki (1930), nie interesujący się specjalnie zagadnieniami morfologii glacialnej Tatr, nie wypowiada się w sprawie czterech generacji żłobów lodowcowych Lucerny i cytuje opinię De Martonne'a (1911), który uważa załamanie stoków nad stromymi podciętymi ścianami za część składową żłobu pojedynczego, bez uciekania się do dwukrotnego cyklu lodowcowego. Podobnie J. Szaflarski (1937), badający południowe zbocza Tatr dochodzi do przekonania, że załamania stoków dolin w Tatrach Zachodnich nie są starszymi żłobami, lecz poziomami dolinnymi, występują bowiem na jednej wysokości. Jeden żłób może być według niego wytworzony w kilku zlodowaceniach. Również J. Mastalerzówna i M. Klimaszewski (1938) na zboczach Doliny Cichej, powyżej żłobu lodowcowego spostrzegli ślady dawnych poziomów fluwialnych. Można według nich wyraźnie oddzielić śmiałe formy glacialne od łagodnych form krajobrazu preglacjalnego obszarów szczytowych.

Jak widać z tego przeglądu, opierając się na formach występujących wewnątrz Tatr można dojść do przeświadczenia, że formy preglacjalne są w Tatrach dość pospolite i występują powyżej form glacialnych.

POWIĄZANIE POZIOMÓW PREGLACJALNYCH Z PRZEDPOLA TATR Z ODPOWIEDNIMI POZIOMAMI W TATRACH

Wiek rzeźby tatrzańskiej można również określić, badając poziomy i tarasy na przedpolu Tatr, a następnie wiążąc te poziomy z określonymi poziomami w Tatrach.

Najłatwiejsze jest powiązanie rzeźby w Tatrach z ich południowym przedpołem. Zgodnie z opinią licznych badaczy, kotliny Spiska i Liptow-

ska istniały już w preglacjale. Świadczy o tym częściowo preglacjalny wiek najniższej części martwicy w Ganowcach (Halicki 1930). Według tego autora Tatry już w czasach preglacjalnych miały rzeźbę niewiele odbiegającą od dzisiejszej. Również J. Szaflarski (1937) zauważył, że preglacjalne zwirowiska na Spiszu położone są nisko.

Odmierna była sytuacja po stronie północnej. Tutaj resztki poziomów preglacjalnych w reglach oddzielone są od poziomów preglacjalnych (Sawicki 1909, Halicki 1925) Pasma Gubałowskiego plejstocenijskim (Zeuschner 1856, Partsch 1923, Romer 1929, Halicki 1930), a miejscami nawet holocenijskim (J. Gołąb, K. Guzik — wypowiedź ustna) Rowem Zakopiańskim (fig. 3). Poziomowi gubałowskiemu większość badaczy przypisuje wiek preglacjalny (miocenijski, a częściej pliocenijski). Poziom ten obniża się stopniowo ku N, schodząc w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej pod powierzchnię terenu. Ponownie, bardzo wysoko, poziom ten pojawia się na stokach Gorców. Świadczy to o młodych ruchach zanurzających Kotliny Nowotarskiej, które doprowadziły do nagromadzenia się potężnej serii osadów miocenijskich (górna Orawa) i pliocenijskich (Domański Wierch). Ruchy zanurzające trwały również i w plejstocenie (Romer 1927).

Odosobnione stanowisko odnośnie do wieku poziomu gubałowskiego zajmuje E. Romer (1927, 1929). Według niego całe Skalne Podhale z Kotliną Nowotarską włącznie było pokryte wielkim lodowcem piedmontowym w czasie najstarszego zlodowacenia (H+1). Śladem tego lodowca miała być morena szaflarska S. Małkowskiego (1924). Przy tym potężnym zlodowaceniu Tatry w ich obecnej postaci nie mogły dostarczyć tak dużej ilości materiału skalnego (wg obliczeń Romera 20 km³). Ówczesne Tatry musiały być zatem znacznie wyższe — szczyty ich według Romera osiągały wysokość 3500-4000 m. Opierając się na kwarcytowym składzie tych starych zwirowisk sądzi on, że większość szczytów tatrzańskich była zbudowana z kwarcytów werfenu. Wiadomo jednak, że wyżej znajdują się preglacjalne zwirowiska granitowe. Niezgodność tę usiłuje E. Romer wytłumaczyć w następujący sposób; moreny zlodowacenia H+1 nie zachowały się na Podhalu z powodu procesów denudacyjnych, które łatwiej ogarnęły niższe tarasy i większe kwarcytowe bloki, niż drobny materiał. Niezgodność składu zwirowisk ze swoimi założeniami teoretycznymi tłumaczy Romer tym, że preglacjalna akumulacja pochodziła z dolin zbudowanych z granitu, a staroglacjalna — z kwarcytowych wierzchowin. Ponieważ jednak starsze żwiry granitowe są świeże, a granity w „morenach“ zwietrzałe, Romer przyjmuje, że w starszym glacie szczyty kwarcytowe (75%) i granitowe (25%) były do głębi zwietrzałe. Natomiast preglacjalne potoki wcinały się w świeży, niezwiertzały granit.

Z koncepcji E. Romera, w większości przypadków nieaktualnych już w chwili ukazania się jego pracy (1929), niewiele zachowało wartość do

chwili obecnej. B. Halicki (1930) uznał morenę szaflarską za fluwioglacjał i sądzi, że lodowce tatrzańskie w starszych glacjałach mogły najwyżej wypełnić Rów Podtatrzański. M. Klimaszewski (1948) nie zajmuje w tej sprawie wyraźnego stanowiska. Na jednej mapie (op. cit., mapa 1) zaznacza zasięg maksymalnego zlodowacenia tatrzańskiego tylko do Pasma Gubałowskiego, a na innej (mapa 4) oznacza w pobliżu Szaflar morenę — głazy najstarszego zlodowacenia. Istnieje również pogląd (J. Gołab — wypowiedź ustna), że „morena szaflarska“ jest moreną, jednak lodowiec najstarszego zlodowacenia nie pokrył całego Podhala, lecz sięgnął do Szaflar długim językiem wzdłuż dawnej doliny Białego Dunajca.

Gdyby koncepcja E. Romera była słuszna, to próżne byłoby poszukiwanie w Tatrach śladów morfologii preglacjalnej. Obniżenie szczytów tatrzańskich o przeszło 1000 m byłoby niemożliwe przy przyjęciu obecnej sieci hydrograficznej. Opierając się na koncepcji Romera musielibyśmy uznać, że morfologia preglacjalna Tatr była zupełnie odmienna od dzisiejszej; mogły być wtedy założone tylko najbardziej zasadnicze rysy rzeźby istniejącej dzisiaj. Tymczasem niewątpliwe ślady powierzchni preglacjalnych na południowych stokach Tatr nie odbiegają zbytnio od morfologii współczesnej.

Od dalszych rozważań konsekwencji przyjęcia koncepcji E. Romera dla zagadnienia rzeźby Tatr zwalnia nas niemal powszechne jej odrzucenie. Przyjęcie poglądu J. Gołaba o sięganiu języka lodowcowego do Szaflar wzdłuż Białego Dunajca nie pociąga za sobą tak poważnych konsekwencji morfologicznych. Lodowce mogłyby się wtedy mieścić w dolinach założonych w preglacjale o przebiegu nie odbiegającym od dzisiejszych kierunków. Należy jednak wpieryw udowodnić, że „morena szaflarska“ jest moreną, a nie fluwioglacjałem.

Nie można się również zgodzić z poglądem E. Romera o znacznym udziale kwarcytów werfeńskich w budowie szczytów tatrzańskich w okresie najstarszego zlodowacenia. Wiadomo jest bowiem, że już w czasie zalewu morza eoceńskiego w niektórych miejscach Tatr (Zaźnie Koszarszyska) erozja dotarła do trzonu krystalicznego, chociaż przeważnie nie dotarła jeszcze do serii wierchowej (Passendorfer 1951). We fliszu podhalańskim znajduje się kolejno otoczaki serii wierchowej, a następnie trzonu krystalicznego (Gołab 1952). Zastrzeżenia Radomskiego (1957), że otoczaki te mogą nie pochodzić z serii wierchowej Tatr, lecz z jakiejś innej serii wierchowej, nie mają w tym przypadku istotnego znaczenia, gdyż seria ta musiała być jednak, podobnie jak Tatry, wynurzona i niszczone. Wyspa tatrzańska nie została zapewne całkowicie przykryta przez flisz podhalański i w dalszym ciągu podlegała denudacji. Denudacja ta największe rozmiary osiągnęła w oligocenie i w miocenie, po wypiętrze-

niu Tatr. Nie możemy niestety badać rozmiarów tego niszczenia wobec nieznaności osadów z tego okresu pochodzących z Tatr. Mio-pliocenijskie osady Domańskiego Wierchu nie zawierają zupełnie materiału tatrzańskiego. Widocznie nie tędy płynęły wody z Tatr. Pliocenijskie osady Miżernej (Birkenmajer 1954) złożone są w znacznej części ze żwirów granitowych podobnych do współczesnych osadów Dunajca, świadczących o powszechnym dotarciu erozji do trzonu krystalicznego, szczególnie w Wysokich Tatrach. Można jednak również przypuszczać, że w innych miejscach Tatr istniała jeszcze wtedy pokrywa fliszu eoceńskiego. Mała ilość otaczaków granitowych w żwirach plejstocenijskich istotnie świadczy o ich zubożeniu i względnym wzbogaceniu w kwarcyty (Halicki 1925). Należy jednak uwzględnić również szybkie niszczenie otaczaków granitowych w czasie transportu (Unrug 1957).

Powiązanie poziomów trzeciorzędowych z północnego przedpola Tatr z odpowiednimi poziomami fluwioglacjalnymi w Tatrach stało się możliwe dopiero po odrzuceniu dawnych poglądów R. Lucerny (1908) i A. Gadowskiego (1925) o związku powstawania karów z dolną granicą wiecznego śniegu w poszczególnych glacialach. Obecnie (Klimaszewski 1950) jako zasadniczy warunek powstawania kotłów przyjmuje się odpowiednią predyspozycję morfologiczną. Kotły mogą się tworzyć w każdej wysokości ponad granicą wiecznego śniegu, gdzie tylko znajdują się odpowiednie warunki morfologiczne. Według M. Klimaszewskiego (op. cit.).

„...najkorzystniejsze warunki dla powstawania dużych kotłów dawały stare poziomy dolinne pochodzenia fluwialnego, zachowane fragmentarycznie w górnych, schodkowych odcinkach dolin rzecznych“.

Zauważył on, że w dolinie Białej Wody ujścia dolin wiszących znajdują się na jednakowej wysokości. Można tu wyróżnić trzy stopnie dolinne, wykorzystane następnie przez kary.

Poziom I, najniższy stanowi według M. Klimaszewskiego odpowiednik spłaszczeń wierzchowinowych Pogórza Gubałowskiego, które doskonale celują w regłowy poziom zrównania, wnikający m. in. do doliny Białej Wody, któremu Romer (1929) niesłusznie przypisał wiek glacialny (H+1). Poziom gubałowski dalej ku N, w obrębie Kotliny Orawsko-Nowotarskiej jest wgięty tektonicznie. Jeszcze dalej ku N jego odpowiedniki stanowi dobrze zachowany w obszarze Podgórze i Beskidów poziom pogórski (Klimaszewski 1948). Poziomowi temu przypisywany jest wiek pontyjski (dolno-pliocenijski). Wysokość jego wynosi w reglach 1300 m, a odpowiadające mu kary są na wysokości 1540-1620 m. Znajdujące się powyżej (1800-1860) kary poziomowi II stanowią odpowiednik poziomowi sarmackiego. Najwyższe kary (2000-2050 m) III poziomowi są odpowiednikiem

poziomu tortońskiego. Autor ten w następujący sposób przedstawia ostatni okres trzeciorzędowej historii Tatr Wysokich (Klimaszewski 1950, str. 51):

„Po okresie pontyjskim Karpaty Zachodnie zostały raz jeszcze podniesione (popontyjska faza ruchów górotwórczych). Amplituda tego wypiętrzenia wynosiła w obszarze Podgórza i przeważnej części Beskidów 150 do 200 m, w Kotlinie Nowotarskiej nastąpiło w obszarze Pogórza Gubałowskiego podniesienie o około 200 m, a w Tatrach Wysokich o około 300 m. Owemu wypiętrzeniu towarzyszyło rozciąganie den dolinnych dolno-płocieńskich, przy czym erozja wsteczna postępowała znacznie szybciej w obrębie mało odpornych utworów fliszowych aniżeli w obszarach wapiennych, a najwolniej w obrębie krystalinikum. Toteż rzeki i potoki nie rozcięły jeszcze całkowicie dolin pontyjskich w tatrzańskich obszarach źródłowych, kiedy nastąpiła epoka lodowa. Musiała ona zaskoczyć krajobraz fluwialny tatrzański, wyraźnie opóźniony w rozwoju w stosunku do beskidzkiego. Staropłocieńskie fragmenty dolinne, do których nie dotarła jeszcze pontyjska erozja wsteczna, a także resztki poziomów jeszcze starszych stały się doskonałymi zbiornikami mas śniegowych — polami firnowymi. Na skutek wyciskania partii spagowych przeobraziły one w kotły lodowcowe załomy, do których doszła erozja wsteczna, a młode doliny młodopłocieńskie w typowe żłoby lodowcowe. Te wszystkie formy zostały przez działalność lodowców przeobrażone, ale nie zniszczone“.

W glacialach były one konserwowane przez lód, a erozja interglacialna również nie zniszczyła zbytnio tych starych poziomów dolinnych.

MORFOLOGIA PREGLACJALNA TATR

W nawiązaniu do poglądów J. Partscha (1922) i R. Lucerny (1908), najnowszej koncepcji M. Klimaszewskiego (1948, 1950) i luźnych obserwacji innych autorów spróbujemy wyrobić sobie pogląd na morfologię preglacialną Tatr.

Wyniesione do wysokości 2500-3000 m Tatry natychmiast podległy erozji subaeralnej. Istniejące wtedy depresje i elewacje gmachu tatrzańskiego miały swe odbicie w morfologii (Świdzki 1922). Tatry Wysokie, silniej wyniesione, były gwałtownie erodowane i miały gęściejszą sieć potoków niż Tatry Zachodnie. A. Gadomski (1926) sądzi, że podobnie jak Alpy (Penck & Brückner 1901-1903) Tatry były wówczas górami wysokimi, ale o krajobrazie kopulastym i łagodnym, średniogórskim. Resztki tej dawnej morfologii przetrwały na niższych, zewnętrznych częściach południowych stoków Tatr (Partschi 1903, 1923; Lucerna 1908), które schodzą bezpośrednio do preglacialnych kotlin Spiskiej i Liptowskiej. Pochodzenie ich jest zresztą przeważnie denudacyjne, a same powierzchnie zostały jeszcze zapewne silnie zmienione w plejstocenie przez czynniki peryglacialne.

Na północnych stokach Tatr do poziomów preglacialnych zaliczymy poziom Hurkotnego (Halicki 1930), który ma zresztą — być może — po-

krycie staroglacjalnego fluwioglacjału. Ślady powierzchni preglacjalnych widział A. Gadomski (1926) na Kopkach Sołtysich i Gęsiej Szyi. Poziom Kopy Królowej — Nosala — Kopieńca, Skupniowego Uplazu oraz wyższy poziom Dubrawisk (Romer 1929) można, po zaliczeniu przez M. Klimaszewskiego (1950) poziomu H+1 do preglacjalnego poziomu I, uznać za preglacjalny.

W Dolinie Bystrej za młodsze poziomy preglacjalne należy uważać spłaszczenia wyższej części Myślenickich Turni, Kalackiej Turni i Gładkiego Jaworzyńskiego, uznane przez Romera (1929) za staroglacjalny poziom zlodowacenia H+1.

Sam Romer uważał poziom Uplazu Miętusiego i Stołów — Kominów Tylkowych za preglacjalny. Poziom ten znajduje się około 400 m ponad dzisiejszym dnem Doliny Kościeliskiej. Należy zaznaczyć, że jest to częściowo powierzchnia strukturalna.

Wymienione ślady powierzchni preglacjalnych odnoszą się do grzbietów, będących działami wód. Erozja działała tutaj w minimalnym stopniu. Znacznie silniej natomiast oddziaływały powierzchniowe ruchy masowe. Należy jednak zaznaczyć, że niektóre z dzisiejszych powierzchni grzbietowych w preglacjale mogły być poziomami dolinnymi.

O wiele silniej zaznaczyła się erozja w istniejących wtedy dolinach. Jak wiemy, również i tutaj zachowały się ślady poziomów trzeciorzędowych (Dolina Białej Wody — Klimaszewski 1950). Dolina Pięciu Stawów Polskich jest typową formą doliny karowej utworzonej w górnej części doliny preglacjalnej. Kar Doliny Wierchcichej również wykorzystał dawną dolinę preglacjalną (Mastalerzówna & Klimaszewski 1938). Podobne przykłady trzeciorzędowych poziomów dolinnych można wyszukać i w innych dolinach tatrzańskich. Być może, że uplaz Rohackich Stawków (Gadomski 1926) jest śladem takiego poziomu. B. Halicki (1930) uważa, że wysokość progów eoceńskich u wylotów dolin reglowych odpowiada głębokości wcięcia od czasów preglacjalnych. Preglacjalne dna dólin u wylotów z Tatr znajdują się według niego na wysokości około 40 m nad dnami dzisiejszymi. Wartość ta wydaje się nieco za niska. E. Romer (1929) uważa ten poziom za staroglacjalny (glacjał H). Wydaje się jednak, że nie można tutaj automatycznie przenosić wysokości poziomu Antołówki (ok. 100 m nad dzisiejszym poziomem Białego Dunajca) uważanego (Partsch 1923, Halicki 1930) za poziom staroglacjalny, i odmierzać jej w dolinkach reglowych. Należy bowiem pamiętać, że erozja podczas całego plejstocenu i holocenu osiągnęła znacznie większe rozmiary na Podhalu, niż w Tatrach. Dlatego zbliżone wysokości względne w Tatrach i na Podhalu są wiekowo zupełnie nieporównywalne.

Tak czy owak należy uznać, że doliny preglacjalne były głębokie, morfologia Tatr urozmaicona, a sieć hydrograficzna bardzo zbliżona do dzisiejszej.

W głębi Doliny Kościeliskiej nie zachowały się żadne poziomy dolinne, które można by uznać za preglacjalne. Zupełnie niespodziewanie z pomocą morfologii przyszła tu speleologia. J. Rudnicki (1958) zauważył, że grotty w Dolinie Kościeliskiej układają się w trzech wyraźnych poziomach. Do poziomu I należą wywierzyska współczesne (Lodowe Źródło, Wypływ spod Pisanej); do poziomu II na wysokości 1100 m — jaskinie Zimna, Mroźna, Obłazkowa, Mylna i Poszukiwaczy Skarbów, a do poziomu III na wysokości 1200 m — jaskinie Okno Zbójnickie Niżne, Groby, Przeziorowa i Za Smrekiem.

Poziomy te odpowiadają jakimś zwierciadłom wody podziemnej zależnym od głębokości erozyjnego wcięcia Doliny Kościeliskiej. Były to okresy, podczas których w warunkach hydrostatycznych i hydrodynamicznych powstawał rozgałęziony system jaskiń o specjalnych cechach. Okresy te były oddzielone odmiennymi okresami, podczas których w warunkach swobodnej cyrkulacji wodnej powstały pionowe kominny łączące systemy trzech wymienionych poziomów.

Jak zaznaczył J. Rudnicki, zmienność tę można wiązać albo z pionowymi trzeciorzędowymi ruchami wynoszącymi, albo z glacjałami (okres zastojów erozji i powstawania form w warunkach hydrostatycznych) i interglacjałami (wzmoczenie erozji i powstawanie kominów).

W okresie pisania pracy przez J. Rudnickiego byłem skłonny wiązać owe okresy powstawania jaskiń z plejstoceniowymi zmianami klimatycznymi. Obecnie jednak po ponownym przemyśleniu całego zagadnienia uważam, że owe generacje grot powstały, przynajmniej w części, w trzeciorzędzie i są wynikiem ruchów wynoszących.

Jaki może być wiek tych poziomów i wiek ruchów?

Plioceniowe poziomy w Tatrach Wysokich (odnoszące się jednak do karów!) leżą według M. Klimaszewskiego (1950) znacznie wyżej (powyżej 1500 m), nie znaczy to jednak, że w Tatrach Zachodnich nie mogą one leżeć niżej. Ruchy wynoszące w Tatrach powtarzały się co najmniej dwukrotnie; za każdym razem amplituda ich wynosiła ok. 100 m. Oba wyższe systemy jaskiń powstały zapewne w pliocenie, chociaż niższy może pochodzić ze starszego plejstocenu. Najmłodsze wcięcie i najniższy system jaskiń tworzył się w młodszym plejstocenie i funkcjonuje jeszcze dzisiaj.

Należy zaznaczyć, że ujęcie to jest zgodne z poglądem E. Passendorfera (1954), który żwirzy znajdowane w wysokich jaskiniach uważał za preglacjalne a może i późnotrzeciorzędowe.

WIEK POWIERZCHNI SZCZYTOWEJ
CZERWONYCH WIERCHÓW I BREKCJI PIARGOWEJ
ZE SZCZYTU CIEMNIAKA

Wróćmy teraz do profilu R. Lucerny (1908), — fig. 3. Należy zdać sobie sprawę z tego, że powierzchnia Lucerny przedstawia preglacjalną powierzchnię szczytową, to znaczy powierzchnię z okresu bezpośrednio poprzedzającego zlodowacenia czwartorzędowe, nie zaś powierzchnię Tatr z okresu wynurzenia w paleogenie. Wynika z tego, że genetycznie preglacjalna powierzchnia Lucerny musi być złożona. Na jej powstanie złożyło się wiele różnowiekowych czynników. Nie dość na tym; profil Lucerny przebiega wzdłuż działu wodnego. Jak wiemy, doliny preglacjalne były już głęboko wcięte; ich dno znajdowało się np. w Bramie Kraszewskiego ok. 100 m ponad dnem dzisiejszym, a w Bramie Kantaka powyżej 50 m.

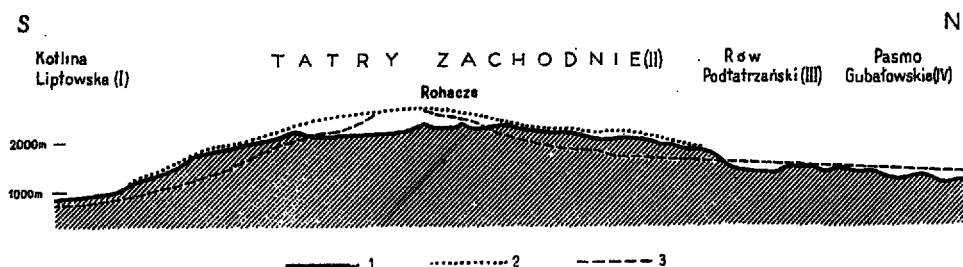


Fig. 3

Przekrój przez Tatry Zachodnie
(uzupełnione na podstawie profilu Lucerny 1908)

1 współczesna powierzchnia morfologiczna, 2 preglacjalna powierzchnia Lucerny biegnąca wzdłuż linii działu wód, 3 preglacjalne poziomy dolinne

Cross Section of the Western Tatra Mts.

(supplemented after Lucerna's profile, 1908)

1 Recent morphological surface, 2 Preglacial surface (after Lucerna) extending along the water divide, 3 Preglacial valley levels. I Liptów Lowland, II Western Tatra Mts., III Subtatric Valley, IV Gubałówka Range

R. Lucerna w zakończeniu swej pracy wysuwa zagadnienie ustalenia wieku najwyższych szczytów tatrzańskich. Uprzednio podaje on zresztą częściowe rozwiązanie tego zagadnienia pisząc, że w miarę zbliżania się do grani głównej natrafiamy na ślady coraz to młodszej morfologii glacialnej (coraz młodsze generacje karów). W ogólnych zarysach, po uwzględnieniu zastrzeżeń wysuniętych przez M. Klimaszewskiego (1950), można ten pogląd przyjąć. Warto tutaj przypomnieć zapomniany

artykuł W. Łozińskiego (1910), w którym porównuje on morfologię Tatr i Karkonoszy. Stwierdzając, że powierzchnia szczytowa Karkonoszy ma wiek preglacjalny, zastanawia się on dlaczego Tatry mają tak ostre kształty i świeże ślady morfologii glacialnej, a Karkonosze nie. Polemizuje on przy tym z poglądem Davisa (1909), według którego ukształtowanie grzbietów między cyrkami zależy tylko od długości czasu; im dłużej lód wypełnia cyrki, tym więcej rozstępują się ich ściany i rozszerza się ich wnętrza, a wskutek tego grzbiety między cyrkami muszą zwaćzać się coraz bardziej i wreszcie zaostrzać. Według Łozińskiego różnice morfologii Karkonoszy i Tatr polegają na rozrzuceniu cyrków w jednych, a gromadnym zagnieżdzeniu się ich w drugich. Duże zagęszczenie cyrków lodowcowych w Tatrach jest według Łozińskiego spowodowane bardziej urozmaiconą rzeźbą preglacjalną. Lejki źródłowe potoków preglacjalnych zostały następnie wykorzystane przez kary.

Musimy tu stwierdzić, że poglądy Łozińskiego są wysoce aktualne. Można bezpośrednio od nich (pomijając okres Lucerny — Romera — Gadowskiego) nawiązać do koncepcji M. Klimaszewskiego.

Według B. Halickiego (1930) ogólne oblicze morfologiczne Tatr Zachodnich o formach łagodnych i spokojnych zawdzięcza swój wygląd słabszemu przebiegowi procesów glacialnych. Podniesienie granicy wiecznego śniegu do 1800-1850 m spowodowało zanik lodowców (wyjątek stanowił Kocioł Mułowy). Zlodowacenie zaczęło się tu później i trwało krócej niż w Tatrach Wysokich.

W Tatrach Zachodnich nie ma dużej ilości cyrków lodowcowych. Jedyne grupa Rohaczy ma ślady świeżej rzeźby glacialnej, podobnej zupełnie do Tatr Wysokich. Natomiast większość szczytów Tatr Zachodnich jest z kilku stron podcięta przez kary i ma kształt niezbyt stromych piramid (Graskantengipfeln Lucerny 1908, fig. 5). Ostre, poszarpane szczyty Tatr Wysokich i Rohaczy swój wygląd zawdzięczają czynnikom tektonicznym (cios granitu), wietrzeniu w klimacie peryglacjalnym i powierzchniowym ruchom masowym. O ich młodym wieku świadczą podcięcia przez najmłodsze kary i obecność u ich stóp postglacjalnych stożków usypiskowych. Piramidowe szczyty Tatr Zachodnich są starsze. Kształt swój zawdzięczają działaniu złożonych czynników podczas całego plejstocenu. Wiele z tych szczytów jest pokrytych rumowiskiem głazów. Świadczy to o dominującej roli czynników peryglacjalnych. W postglacjale nie uległy one większym przeobrażeniom. W kilku miejscach na spłaszczeniach szczytowych w Tatrach zachowały się struktury poligonalne pochodzące z ostatniego glaciału (Jahn 1951). Ten rodzaj szczytów zupełnie przypomina pokryte gołoborzami szczyty Karkonoszy — Śnieżkę i Wielki Szybszak.

Zupełnie odmiennym typem szczytów są Czerwone Wierchy. Ich strome zbocza są zaostrome przez cyrki lodowcowe. Granitowe i kwarcytowe czapki tektoniczne (Kopa Kondracka, Małolączniak, upłaz na S od Krzesanicy i Twardy Upłaz) pokryte są gołoborzami i wykazują wyraźne ślady wietrzenia mrozowego w klimacie peryglacjalnym. Natomiast wapienny szczyt Ciemniaka zajmuje takie stanowisko morfologiczne, że nie dotarła tu ani erozja interglacjalna i postglacjalna, ani glacialne podcięcia cyrków lodowcowych. Jedynie procesy krasowe wywarły pewien wpływ na morfologię wapiennych partii Czerwonych Wierchów (groty w Krzesanicy — Gadomski 1926 — i Rozpadłej Grani).

Dlatego można wysunąć przypuszczenie, że powierzchnia szczytowa Czerwonych Wierchów stanowi fragment powierzchni preglacjalnej. Na innych szczytach powierzchnia ta została przemodelowana przez czynniki peryglacjalne, a na Ciemniaku zachowała się ona w stosunkowo najmniej zmienionej postaci. Co więcej — zachowały się na niej osady, zapewne preglacjalne.

Musimy zdać sobie sprawę z faktu, że przez cały plejstocen powierzchnia szczytowa Czerwonych Wierchów nie miała okazji do zmienienia swego kształtu. Nie dotarły tu ani czynniki erozyjne, ani strome ściany cyrków lodowcowych, a peryglacjalne ruchy masowe również nie były w stanie zmienić jej powierzchni, a tym mniej usunąć istniejące tu osady. Tylko temu szczęśliwemu zbiegowi okoliczności można zawdzięczać zachowanie się na szczycie Ciemniaka fragmentów brekcji piargowej².

Trzeba przy tym zaznaczyć, że nie należy sobie wyobrażać za E. Romerem (1929), iż najwyższe szczyty Tatr przez wszystkie glacialy były pokryte „lodami i wiecznymi śniegami“. Najwłaściwiej zagadnienie to ujmuje S. Lencewicz (1937). Chociaż śniegi rzeczywiście pokrywały szczyty Czerwonych Wierchów, podobnie jak dziś pokrywają Mt. Blanc, to spełniały one — podobnie jak lodowce w dolinach (Romer 1929) — rolę konserwującą.

Prof. E. Passendorfer w dyskusji ze mną nie uważał za możliwe, by powierzchnia preglacjalna zachowała się na tak eksponowanym miejscu przez cały plejstocen. Zgadza się ze mną, że nie dotarło tu podcięcie glacialne ani denudacja peryglacjalna; zwraca natomiast uwagę na wietrzenie chemiczne, które powinno zupełnie zniszczyć brekcję o spoiwie martwicowym i na to, że pod czapą śniegową pokrywającą w glacialach szczyty Czerwonych Wierchów zachodzą pewne drobne przesunięcia,

² Również i w Dolinie Cichej (Mastalerzówna & Klimaszewski 1938) procesy denudacyjne działające w karach i walnej dolinie nie sięgają ani nie wywierają wpływu na oddzielony wyraźnym załomem krajobraz obszarów szczytowych, gdzie zachowały się ślady starych poziomów fluwialnych.

w których wyniku brekcja ze szczytu Ciemniaka powinna spaść do Kotła Mułowego.

Nie mamy dokładnych danych dotyczących tempa wietrzenia chemicznego. Można jednak przypuszczać, że wietrzenie to nie osiąga zbyt dużych rozmiarów w czystej atmosferze powyżej 2000 m, gdzie szata roślinna nie jest zbyt obfita, a ilość CO₂ mniejsza niż na gęsto zaludnionych nizinach. Procesy krasowe nie działają powierzchniowo, lecz liniowo lub punktowo (leje krasowe), trudno więc mówić o jakimś ogólnym efekcie obniżenia powierzchni w wyniku działania procesów krasowych.

Śnieg na płaskich szczytach odgrywa, moim zdaniem, raczej rolę konserwującą. Jeśli nawet zachodziła przy tym denudacja, to przecież na Ciemniaku nie przetrwała do dziś jednolita pokrywa brekcji piargowej, lecz pojedynczy blok leżący w zagłębieniu, który tylko niezwykle szczęśliwemu zbiegowi okoliczności zawdzięcza swe ocalenie.

Przy sposobności należy również sprostować mylne wyobrażenia E. Romera (1929) o budowie szczytów Czerwonych Wierchów w czasie ostatniego zlodowacenia. Brak materiału krystalicznego w morenach H-2 poniżej Hali Małej Łąki i pewną domieszkę skał serii reglowej Romer tłumaczy przykryciem Czerwonych Wierchów przez płaszczowiny reglowe. Nieobecność materiału krystalicznego w tych morenach świadczy tylko o tym, że w owym czasie z czapek tektonicznych Małołączniaka i Kopy Kondrackiej nie sypał się gruz granitowy. Analogiczna sytuacja była w Kotle Mułowym, gdzie w morenie nie ma materiału granitowego, mimo obecności granitowej czapki tektonicznej na Twardym Upiązie. Jednak w morenach kotłów górnej części Małej Łąki jest już materiał wersyński i krystaliczny. W tej ostatniej fazie egzystowania lodowca sypał się więc gruz z czapek tektonicznych, gdyż nastąpiło większe podcięcie ścian karów i zaostrenie spadku.

Nie może być również przyjęty młody, postglacjalny wiek Kotła Litworowego i jego rzekomo wyłącznie krasowe pochodzenie po usunięciu pokrywy reglowej po ostatnim zlodowaceniu (Romer 1929). W kotle tym istniał w ostatnim glacjale lodowiec, po którym pozostały fragmenty moreny (Rabowski 1955).

Po usunięciu ewentualnych wątpliwości, które mogłyby podważyć preglacjalny wiek powierzchni szczytowej Czerwonych Wierchów, spróbujmy bliżej określić wiek tej powierzchni.

Mówiliśmy już o tym, że preglacjalna powierzchnia Lucerny jest poligeniczna. Brekcja piargowa na szczycie Ciemniaka powstała w zupełnie odmiennej sytuacji morfologicznej niż obecna. Pochodzi ona zapewne z górnej części piargu sypiącego się z wyżej położonych zboczy i szczytów. Morfologia ta jest oczywiście starsza od powierzchni szczytowej Czer-

wonych Wierchów. Poziomom dolinnym w Dolinie Kościeliskiej zaznaczonym przez wyższe generacje jaskiń przypisaliśmy wiek plioceniński.

Dno Kotła Mułowego znajduje się na wysokości ok. 1900 m. Jeśli przyjmiemy, czego nie można wyłączyć, że powstał on na miejscu preglacjalnego poziomu dolinnego (lejka źródłowego), to wysokość tego poziomu stawia go między II i III poziomem M. Klimaszewskiego (1950). Uwzględniając niższą wysokość Tatr Zachodnich, można preglacjalny poziom Kotła Mułowego porównać z II poziomem kotłów Klimaszewskiego i przypisać mu wiek sarmacki. Położona znacznie wyżej powierzchnia szczytowa Czerwonych Wierchów może być jeszcze starsza.

O charakterze tej powierzchni można snuć przypuszczenia na zasadzie analogii z preglacjalną powierzchnią Karkonoszy (Łoziński 1910). Powierzchnia ta (np. Równia pod Śnieżką) uważana jest za penepłenę trzeciorzędową, nad którą wystają tylko twardziele (np. Śnieżka). Powstała ona oczywiście jeszcze przed wydzwignięciem całego bloku sudeckiego, co zapoczątkowało intensywną erozję.

Czy w Tatrach mogło dojść po ustąpieniu morza paleogeńskiego do powstania penepłeny?

Do rozstrzygnięcia tej kwestii brak jest konkretnych faktów i musimy się opierać na mniej lub więcej umotywowanych przypuszczeniach.

Podczas plejstocenu powierzchnia szczytowa Tatr Zachodnich została obniżona według Lucerny (1908) o ok. 300 m. Jak wiemy z analizy materiału glacialnego i fluwioglacialnego, budowa Tatr nie różniła się wówczas wiele od dzisiejszej. A przecież podczas neogenu musiała zostać usunięta pokrywa fliszu podhalańskiego i znaczna część serii wierchowej i reglowej (ta ostatnia została przeważnie usunięta przed i podczas transgresji eoceńskiej — Passendorfer 1951). Można wątpić, czy usunięcie wielusetmetrowej serii osadów i obniżenie powierzchni Tatr do poziomu powierzchni preglacjalnej odbyło się w jednym akcie erozyjnym. Możliwe, że w jednym cyklu erozyjno-denudacyjnym doszło do powstania mniej lub więcej wyrównanej powierzchni, która następnie uległa wydzwignięciu, przez co został zapoczątkowany nowy cykl erozyjny, który doprowadził do powstania preglacjalnej powierzchni.

Resztką owej starszej powierzchni może być powierzchnia szczytowa Czerwonych Wierchów. Wydaje się więc, że tej dawnej morfologii (o młodocianych zresztą cechach) należy przypisać wiek mioceniński.

Przyjęcie podwójnego cyklu erozji Tatr po ich wynurzeniu w paleogenie jest o tyle uzasadnione, że nie widzę możliwości powstania w jednym cyklu erozyjnym rozległych zrównań szczytowych. W jednym cyklu erozyjnym nie mogły zostać usunięte serie osadów o tak znacznej miąż-

szości, jaka wynika z rozważań paleogeograficzno-facjalnych i tektonicznych.

Pogląd R. Lucerny (1908) o obniżeniu preglacjalnej powierzchni szczytowej w plejstocenie o ok. 300 m jest słuszny, ale tylko dla grupy Rohaczy, wzdłuż której Lucerna poprowadził swój profil. Natomiast w grupie Czerwonych Wierchów zachowały się resztki preglacjalnej powierzchni, która przetrwała przez cały plejstocen może m. in. dzięki temu, że była ona w tym miejscu znacznie niższa i mniej rozczłonkowana, co uchroniło masyw Czerwonych Wierchów od liczniejszego zagnieżdżenia się w nim lodowców i ich niszczącego działania.

Jeśli się przyjmie, że powierzchnia szczytowa Czerwonych Wierchów pochodzi rzeczywiście z poprzedniego cyklu erozyjnego, to wiek brekcji piargowej leżącej na owej powierzchni nie jest jednak jednoznacznie określony. Mogła ona powstać w pierwszym cyklu erozyjnym, w okresie niszczenia form o młodym charakterze. W tym przypadku byłaby to brekcja mioceńska. Nie można jednak wyłączyć, że zbrocze, z którego sypał się piarg, istniało jeszcze w pliocenie. W każdym razie niewątpliwy związek brekcji z tymi dawnymi formami morfologicznymi zdaje się świadczyć o jej preglacjalnym wieku. Należy przy tym zaznaczyć, że blok brekcji na szczycie Ciemniaka znajduje się na złożu wtórnym, choć nie został przyniesiony z daleka.

Mniej prawdopodobny jest interglacjalny wiek brekcji. W tym przypadku należałoby przyjąć, że na południe od Ciemniaka, jeszcze w plejstocenie, istniał jakiś wyższy od niego szczyt, z którego pochodzi scementowany później piarg. Szczyt ten mógł być następnie zniszczony wskutek cofania się kotła Świstówki. Sugestię tę w recenzji niniejszej pracy wysunął prof. M. Klimaszewski, opowiadając się przytem za preglacjalnym wiekiem powierzchni szczytowej Czerwonych Wierchów.

Wiek brekcji mógłby być określony z większą pewnością, gdyby można było ustalić warunki klimatyczne w jakich powstał piarg i odbyła się cementacja. Niestety, w brekcji nie ma zupełnie szczątków roślinnych, a pozostałe cechy nie różnią jej od interglacjalnych brekcji piargowych opisanych w następnym rozdziale i od trzeciorzędowych utworów martwicowych np. z Ganowiec. O stosunkowo starym wieku wydaje się świadczyć znaczna zwięzłość brekcji i znaczna rekrystalizacja spoiwa.

INTERGLACJALNE BREKCJE PIARGOWE

Zgodnie z opinią badaczy zajmujących się morfologią glacialną Tatr, w dolinach tatrzańskich nie zachowały się moreny ze starszych zlodowaceń. Wszystkie klasyczne wały morenowe powstały podczas ostatniego glacialu. Z poprzednich zlodowaceń przetrwały tylko eratyki kry-

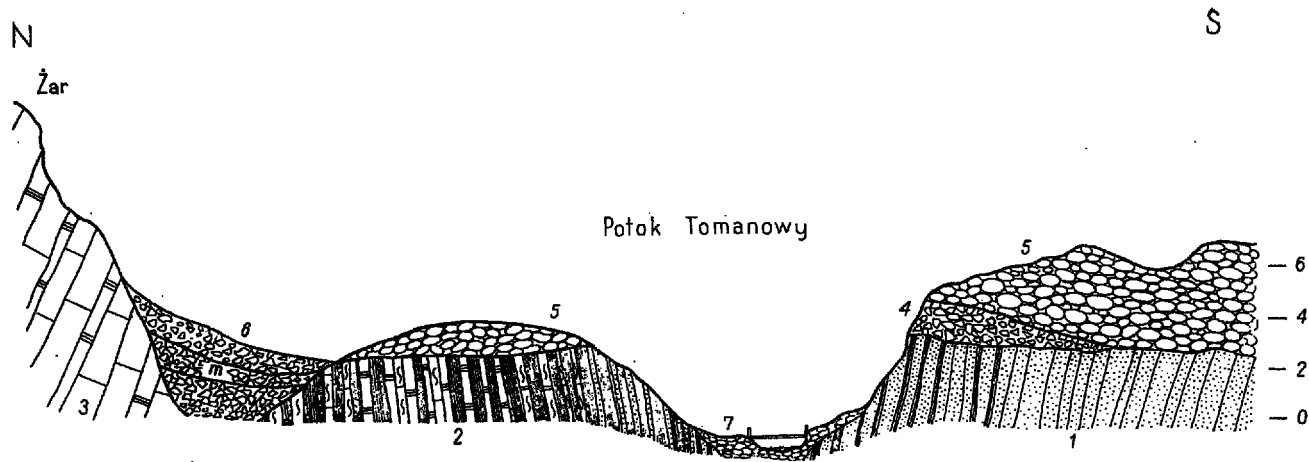


Fig. 4

Profil osadów czwartorzędowych w Dolinie Tomanowej

Podłoże: 1 piaskowce kwarcytyczne i łupki (seis), 2 łupki czerwone i zielone, margle i dolomity (dolny kampil), 3 wapienie i dolomity (anizyk). Plejstocen: 4 interglacjalne brekcje piargowe, 5 utwory morenowe ostatniego glaciału. Holocen: 6 piarg postglacjalny (m brekcja piargowa), 7 współczesny kamieniec Potoku Tomanowskiego

Section of Tomanowa Valley Quaternary deposits

Substratum: 1 quartzitic sandstones and shales (Seis), 2 red and green shales, marls and dolomites (Lower Campilian), 3 limestones and dolomites (Anisian). Pleistocene: 4 interglacial talus breccia, 5 last glaciation morainic debris. Holocene: 6 post-glacial talus deposits (among others talus breccia), 7 recent gravels of the Tomanowski Stream

staliczne, związane z określonymi wyższymi poziomami. Dna dolin zostały uprzątnięte ze starszych osadów przez lodowce ostatniego zlodowacenia.

W tym stanie rzeczy interesujące jest znalezienie osadów interglacjalnych, przykrytych przez utwory morenowe.

W Dolinie Tomanowej, za drugim mostkiem na Potoku Tomanowym, ok. 800 m od drogi do schroniska na Ornaku, widoczny jest następujący profil (fig. 4).

Ponad pionowo stojącymi warstwami wurfenu, należącymi do wyższej części seisu, w urwisku podciętym przez potok, odsłonięte są brekcje złożone z okruchów wapieni triasowych, sklejonych spoiwem o charakterze martwicowym. Bardzo zwarte bloki tej brekcji leżą również luźno poniżej urwiska w strumyku, przy mostku. Miąższość warstwy brekcji przekracza 1 m. Ponad nią leżą niescementowane bloki skał krystalicznych, przeważnie granitów. Są one najczęściej dobrze obtoczone i reprezentują utwór morenowy ostatniego zlodowacenia, łącząc się morfologicznie z morenami Smreczyńskiego Stawu. Możliwe, że materiał morenowy został przemyty przez wody fluwioglacjalne młodszych stadiałów.

Brekcje leżące pod moreną są niewątpliwie utworem piargowym. Źródła materiału nie trzeba daleko szukać. Są nim strome zbocza Żaru, zaczynające się kilkadziesiąt metrów dalej ku N. Zgodność materiału jest zupełna. Ponieważ piarg ten jest przykryty przez morenę ostatniego zlodowacenia, należy bez wątplenia do ostatniego interglacjalna. Świadczy o tym również zupełny brak w brekcji materiału werfeńskiego (nie jest to zatem scementowana zwietrzelina skał miejscowych), jak również krystalicznego. Ten kopalny piarg zachował się tylko w strzępach, leży przy tym na odpornych kwarcytach seisu, nie ma go natomiast na miękkich utworach dolnego kampilu, widocznych dalej w dół potoku, mimo że znajdują się one bliżej triasowego urwiska Żaru, z którego sypał się piarg. Ze stosunkowo dalekiego położenia brekcji piargowej od urwiska wynika, że było ono w ostatnim interglacjale znacznie wyższe. Fluwialny charakter brekcji jest wykluczony ze względu na wybitnie ostrokrawędzisty charakter okruchów i zupełny brak wśród nich składników pochodzących z głębi Doliny Tomanowej.

U stóp triasowego urwiska (fig. 4, lewa część profilu) znajduje się postglacjalny, częściowo współczesny piarg. W środkowej części odkrywki jest on scementowany spoiwem martwicowym. W tej postglacjalnej brekcji piargowej prócz okruchów wapiennych znajdują się również otoczaki granitowe, co jest rzeczą zrozumiałą, jeśli się zważy, że piarg leży hipsometrycznie niżej od sąsiadującej z nim moreny. Obecnie piarg nie jest cementowany. Okres cementacji jest być może związany z postglacjalnym maksimum wilgotności.

Z profilu tego wynika, że Potok Tomanowy wciął się w postglacjale poniżej osadów morenowych i poniżej utworów z ostatniego interglacjału. Nie znaczy to, że dzisiejsza erozja w całej Dolinie Kościeliskiej czy Tomanowej sięgnęła poniżej dna potoków z ostatniego interglacjału. Opisany profil znajduje się w pobliżu północnego zbocza Doliny Tomanowej i przecina utwory zboczowe, a więc leżące na pewno wyżej od maksymalnego wcięcia potoków w ostatnim interglacjale. Potok Tomanowy płynął wtedy dalej na S, a dopiero w postglacjale przesunął się ku N, podciął zbocza Żaru i odsłonił utwory interglacjalne, które uchroniły się przed niszczącą działalnością lodowca dzięki swemu peryferycznemu położeniu. Dlatego pozostaje nadal aktualna opinia E. Romera (1929), że erozja poglacjalna w Dolinie Kościeliskiej (podobnie jak w Miętusiej i Chochołowskiej) wcięła się zaledwie kilka metrów w stożki fluwioglacjalne z ostatniego zlodowacenia.

Utwory, które należy uznać za interglacjalne, znajdują się jeszcze w kilku punktach w Tatrach Zachodnich, nie mają tu jednak wyraźnego przykrycia morenowego.

Po przeciwnej stronie Doliny Kościeliskiej, przy drodze na Przełęcz Iwaniacką, nad odkrywką tzw. wapieni i dolomitów komórkowych znajdują się brekcje, co do których wyraziłem przypuszczenie, że mogą to być interglacjalne brekcje zboczowe (Kotański 1956). Prócz tworzącej się współcześnie brekcji zboczowej (op. cit., fig. 1) znajduje się tam również skorupa brekcji zboczowej starszej, niszczonej przez czynniki współczesne, złożonej prawie wyłącznie z okruchów szarych margli, sklejonych spoiwem kalcytowym.

Brekcja ta musi być również odniesiona do ostatniego interglacjału, wtedy bowiem powstało wcięcie potoku płynącego od strony Przełęczy Iwaniackiej, który rozciął starszy poziom glacialny, pokryty otoczkami krystalicznymi, i który ciągnie się na południowych zboczach Panienek. Poziom ten odpowiada zapewne 30-46-metrowemu poziomowi H-1, wyróżnianemu przez E. Romera (1929) na Hali Smytniej. Stosunkowo więzłe brekcje uchroniły się przed zniszczeniem podczas ostatniego zlodowacenia, którego moreny znajdują się znacznie niżej. Dopiero postglacjalna erozja boczna podcięła zbocze Panienek i odsłoniła cały ten interesujący profil. Erozja ta natomiast nie naruszyła jeszcze interglacjalnych utworów zboczowych, które znajdują się nieco poniżej Przełęczy Iwaniackiej.

Zupełnie odmienny przebieg miały procesy erozyjne po przeciwnej stronie Doliny Kościeliskiej — w Dolinie Tomanowej, w której zostały zniszczone cyrki glacialne, a zachowały się moreny na Hali Tomanowej. Jest to według B. Halickiego (1930) jeden z nielicznych przykładów (obok

Doliny Kondratowej) dłuższego przetrwania form akumulacyjno-lodowcowych niż erozyjno-glacialnych. Należy przy tym zaznaczyć, że dolinka prowadząca w stronę Przełęczy Iwaniackiej nie była zlodowacona w czasie ostatniego glacjału, co przyczyniło się do zachowania się tu osadów interglacialnych.

Następnym punktem, gdzie zachowały się interglacialne brekcje piargowe, jest droga hawiarska w Dolinie Miętusiej. Brekcje te po raz pierwszy zostały opisane przez F. Rabowskiego (1930). Opierając się na fakcie, że składają się one z okruchów serii wierchowej (od skał krystalicznych do margli albu włącznie), a brak jest w nich okruchów serii reglowej, Rabowski sądził początkowo, że powstały one podczas okresu lądowego przed nasunięciem płaszczowin reglowych. Później jednak skłaniał się on do przypuszczenia, że są to plejstocenijskie utwory zboczowe, sklezione spoiwem martwicowym, które utworzyły się podczas pewnej fazy oscylacyjno-regresywnej lodowca.

Osady te podawałem jako przykład brekcji piargowej i wyraziłem przypuszczenie, że może ona mieć wiek interglacialny (Kotański 1954), podobnie jak alpejska brekcja z Hötting.

Brekcja ta niewątpliwie istniała przed ostatnim glacjałem, a w każdym razie przed obrywem Wantul (Romer 1929, Sokołowski 1936). Lodowiec Miętusiej, który przesunął się w dolinie, nie sięgnął na zbocze dzielące Dolinę Miętusią od Małej Łąki. Wyłącznie wierchowy materiał brekcji leżącej na reglowym środkowym triasie (Rabowski 1955), przy jej piargowym charakterze świadczy o istnieniu w pobliżu stromych zboczy zbudowanych ze skał serii wierchowej. Zbocza takie dzisiaj znajdują się daleko. Wszystko to świadczy o powstaniu brekcji w zupełnie odmiennych warunkach morfologicznych. Wydaje się więc, że należy ją zaliczyć do któregoś ze starszych interglacialów. Preglacialny wiek wydaje się być wyłączony. Wynika to z jej stosunkowo niewysokiego położenia hipsometrycznego i z obecności eratyków krystalicznych ponad drogą hawiarską.

Podobna brekcja, również zapewne interglacialna, znajduje się w Dolinie Małej Łąki pod siodłem Bacug (Rabowski 1930).

Brekcja piargowa o spoiwie martwicowym jest mi również znana z Doliny Cichej. Odsłania się ona pod Beskidem, na nowej magistrali turystycznej, prowadzącej na Kasprowy Wierch, poniżej czapki krystalicznej jądra fałdu Giewontu. Jest to również brekcja kopalna, zapewne interglacialna, gdyż dzisiaj nie ma w miejscu jej występowania warunków na powstawanie spoiwa martwicowego.

W tatrzańskich brekcjach interglacialnych, pomimo ich spoiwa martwicowego, nie zachowała się niestety flora ani fauna, która by pozwoliła

na określenie warunków klimatycznych w poszczególnych interglacjalach. Interglacjalne trawertyny z florą i fauną z Gliczarowa na Podhalu opisał B. Halicki (1930). Na wielką skalę rozwinięte są one w Ganowcach na Spiszu.

Jak widać z tego przeglądu, znajomość osadów interglacjalnych w Tatrach ogranicza się do brekcji piargowych. Jest to oczywiście spowodowane wymieceniem niescementowanych osadów przez lodowce oraz intensywnością procesów erozyjnych i denudacyjnych podczas plejstocenu.

Czy jednak w Tatrach nie zachowały się żadne inne osady interglacjalne prócz zwiezłych brekcji piargowych?

Zgodnie z opinią wielu badaczy (Romer 1929, Halicki 1930, Mastalerzówna & Klimaszewski 1938), materiał morenowy pochodzi nie tylko z rozkruszenia i niszczenia (pogłębiania) dna i zboczy bezpośrednio przez lodowiec, lecz składa się głównie z materiału zwietrzałego, nagromadzonego w dolinach podczas interglacjalów. Można więc sobie wyobrazić, że w dolinach niezlodowaconych i tych, gdzie nie rozwinęły się zbyt silne lodowce, mogły przetrwać osady interglacjalne.

Jedną z takich dolin jest Dolina Cicha, niezlodowacona w czasie ostatniego zlodowacenia (Romer 1929). Niektóre starsze stożki piargowe powstały tam w ostatnim interglacjale (Mastalerzówna & Klimaszewski 1938).

Na południowym zboczu Giewontu istnieje kilka starych, nieczynnych dziś i pokrytych roślinnością stożków, które wchodzi pod moreny lawinowe na Hali Kondratowej. Stożki te czynne były zapewne w ostatnim glacjale, jednak rozwój ich mógł być zapoczątkowany jeszcze w czasie ostatniego interglacjalu.

Takich starych stożków znajduje się w Tatrach wiele (np. Kira Miętusia w Dolinie Kościeliskiej, Polana Chochołowska, Hala Strążyska).

Zagadnienie wieku stożków nasypowych i napływowych i wyróżnienia wśród nich generacji stożków interglacjalnych, glacialnych i postglacialnych nie było właściwie dotychczas stawiane, poza opracowaniem J. Mastalerzówny i M. Klimaszewskiego (1938).

Jest rzeczą wątpliwą, by zachowały się w dolinach pod przykryciem morenowym interglacjalne osady jeziorne.

LITERATURA CYTOWANA

- BIRKENMAJER K. 1954. Sprawozdanie z badań geologicznych przeprowadzonych nad neogenem na Podhaju w latach 1949-1951. W: Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach, Pieninach i na Podhaju (Geological investigations of Podhale Neogene, Central Carpathians. In: From the geological researches in Tatra, Pieniny Mountains and in Podhale). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 86. Warszawa.
- DAVIS W. M. 1909. Glacial erosion in North Wales. — Quart. J. Geol. Soc. London, vol. 65. London.
- GADOMSKI A. 1926. Morfologia glacjalna północnych stoków. Wysokich Tatr. Cieszyn.
- GOŁĄB J. 1952. Tektonika Podhala. — Geol. Biul. Inf. P. I. G., z. 1. Warszawa.
- HALICKI B. 1925 Kilka uwag o morfologii Podhala (Quelques remarques sur la morphologie de Podhale). — Spraw. Nauk. Koła Geogr. U. J. (C.-R. Ass. Géogr. Univ. Jagiell.) II. Kraków.
- 1930. Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr (La glaciation quaternaire du versant nord de la Tatra). — Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. V, z. 3-4. Warszawa.
- 1932. Parę uwag o rozwoju dolin tatrzańskich (Quelques remarques sur l'évolution des vallées tatriques). — Ibidem, t. VII, z. 2. Warszawa.
- JAHN A. 1951. Głęby strukturalne w polskiej części Tatr. — Przegl. Geogr., t. 8. Warszawa.
- KLIMASZEWSKI M. 1948. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym (Polish Western Carpathians during the Pleistocene-epoch). — Prace Wrocł. Tow. Nauk. (Trav. Soc. Sci. Lettr. de Wrocław), ser. B, nr 7. Wrocław.
- 1950. Morfologia zamknięcia Doliny Białej Wody w Tatrach (Morphology of the head of the White Water Valley in the Tatra Mountains). — Ochrona Przyrody, R. XIX. Kraków.
- KOTAŃSKI Z. 1954. Próba genetycznej klasyfikacji brekcji na tle badań wierchowego triasu Tatr (Tentative genetical classification of breccias on the basis of studies concerning the High-Tatric Triassic in the Tatra Mountains). — Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXIV, z. 1. Kraków.
- 1956. Kampil wierchowy w Tatrach (High-Tatric Campilian in the Tatra Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. VI/1. Warszawa.
- LENCEWICZ S. 1937. Uwagi o zlodowaceniu w polskich Tatrach Wysokich (Remarques sur la glaciation dans les Hautes Tatra).
- LUCERNA R. 1908. Glazialgeologische Untersuchung der Liptauer Alpen. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., Bd. 117. Wien.
- ŁOZIŃSKI W. 1910. Karkonosze a Tatry. — Pam. Tow. Tatr., 31. Kraków.
- MAŁKOWSKI S. 1924. O morenie lodowca tatrzańskiego w okolicy Nowego Targu (Sur une moraine de l'ancien glacier du Haut-Tatra, découverte aux environs de Nowy Targ). — Kosmos 49. Lwów.
- De MARTONNE E. 1911. Étude morphologique des Alpes Orientales (Tauern) et des Karpates septentrionales (Tatra). — Bull. Géogr. et descript., nr 3. Paris.
- MASTALERZÓWNA J. & KLIMASZEWSKI M. 1938. Morfologia glacjalna Doliny Cichej w Tatrach (Glazialgeomorphologie des Cichatales in der Tatra). — Wiad. Geogr., nr 1. Kraków.

- PARTSCH J. 1907. Die Hohe Tatra zur Eiszeit. — Ber. Sächs. Ges. Wiss., Bd. LX. Leipzig.
- 1923. Die Hohe Tatra zur Eiszeit. Leipzig.
- PASSENDORFER E. 1951. Z zagadnień transgresji eocenu w Tatrach (Sur les problèmes de la transgression éocène dans la Tatra). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XX. Kraków.
- 1955. Jak powstały Tatry. Wyd. III. Warszawa.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. 1901-1909. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig.
- RABOWSKI F. 1930. Dyluwialne martwice wapienne w Tatrach (Tufs calcaire quaternaires dans la Tatra). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.) nr 27 Warszawa.
- 1955. Mapa geologiczna serii wierzchowej Tatr Polskich (Carte géologique de la série haut-tatruque des Tatras Polonais). Wyd. Geol. Warszawa.
- RADOMSKI A. 1957. Uwagi o sedymentacji fliszu podhalańskiego (Remarks on the sedimentation of the Podhale Flysch). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. XXVI, z. 2. Kraków.
- ROMER E. 1927. Najstarszy okres lodowy w Tatrach. II Zjazd Słow. Geogr. i Etnografów (La plus ancienne période glac. dans la Tatra. C.-R. II-me Congrès Géogr. et Ethnogr. Slaves). Kraków.
- 1929. Tatrzańska epoka lodowa (The Ice Age in the Tatra Mts.). — Prace Geograficzne, t. XI. Lwów.
- RUDNICKI J. 1958. Geneza jaskiń systemu Lodowego Źródła (The genetics of caves in the Lodowe Źródło cavernous system and their relationship with the Dolina Kościeliska Valley in the Tatra Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. VIII/2. Warszawa.
- SAWICKI L. 1909. Z fizjografii Karpat Zachodnich (Physiografische Studien aus westgaliz. Karpathen). — Geogr. Jber. Oesterr. VII. Wien, Lwów.
- SOKOŁOWSKI S. 1936. Wantule („Wantule“ dans les Tatras). — Ochrona Przyrody, R. XVI. Kraków.
- SZAFLARSKI J. 1937. Ze studiów nad morfologią i dykwium południowych stoków Tatr (Morphologische und glacialgeologische Studien auf dem Südhang der Tatra). — Prace Inst. Geogr. U. J. (Trav. Univ. Cracovie), z. 19. Kraków.
- UNRUG R. 1957. Współczesny transport i sedymentacja żwirów w dolinie Dunajca (Recent transport and sedimentation of gravels in the Dunajec valley, Western Carpathians). — Acta Geol. Pol., vol. VII/2. Warszawa.
- ZEUSCHNER L. 1856. Ueber eine alte Längsmoräne im Thale des Biely Dunajec bei dem Hochofen von Zakopane in der Tatra. — Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., Bd. 21. Wien.

3. КОТАŃСКИ

ДОЛЕДНИКОВЫЕ И МЕЖЛЕДНИКОВЫЕ ОСАДКИ В ТАТРАХ

(Резюме)

Найденная на вершине Червоных Верхов (Западные Татры — фиг. 1) усыпная брекчия с травертиновым соединяющим веществом, лежит на довольно плоской поверхности и образовалась в совершенно различных от современных морфологических условиях у подножия стока, которого реконструкция представлена на фиг. 2.

После проведения рассуждений на тему доледникового рельефа Татр (фиг. 3) и темпа эрозии в плейстоцене, автор приходит к заключению, что вершинная поверхность Червоных Верхов (2100 м.) а также усыпная брекчия происходят вероятно из доледниковой эпохи. Можно предполагать, что денудация Татр после уступления палеогенского моря произошла в двух эрозионных циклах.

В нескольких пунктах Западных Татр были найдены межледниковые усыпные брекчии, прикрытые мореной (фиг. 4), или без моренного покрова. Некоторые старые конусы выноса в Татрах происходят тоже из последнего межледникового периода.

Z. KOTAŃSKI

PREGLACIAL AND INTERGLACIAL DEPOSITS IN THE TATRA MTS.

(Summary)

The travertine cemented talus breccia, discovered at the summit of Mount Ciemniak in the Czerwone Wierchy massif of the Western Tatra Range (fig. 1), has been formed at the base of the mountain slope — whose reconstruction is shown in fig. 2 — under completely different morphological conditions.

In order to determine the age of the breccia the writer has devoted some time to extensive geomorphological speculations primarily concerned with the detection within the Tatra Mts. of relicts of Preglacial morphology (fig. 3). According to Lucerna's opinion (1908) these forms were nearly completely obliterated during the Pleistocene in result of incision work caused by glacier cirques and periglacial activities. It is the writer's belief that conditions which had prevailed during the Quarternary in the Czerwone Wierchy massif allowed for the persistence there of Preglacial

relief forms but slightly altered. It is not out of the question that the flat plane summit surface (2100 m.) here, as in the Karkonosze Range of the Sudeten Mts., represents relicts of the Miocene peneplain which developed during the first cycle of erosion after the Paleogene emersion. Hence the poligenic character of Preglacial surface.

The age of the talus breccia cannot be accurately determined. Most probably it is a Preglacial deposit, though it may be possibly referred to Miocene or interglacial times.

Talus breccias have been also recorded from several other sites. These, owing to their morphological position, should be referred to the interglacial period. One of these breccias has a moraine cover (fig. 4).

Within the Tatra Mts., besides relatively compact travertine deposits, some now inactive talus fans are referable to the last interglacial period. These fans are situated within valleys where the work of glaciers during the last glaciation was not very intense.

*Laboratory of Dynamic Geology
at the Warsaw University
Warszawa, December 1957*
