

RZEŻBA I OSADY CZWARTORZĘDOWE DOLINY PIĘCIU STAWÓW POLSKICH (WYSOKIE TATRY)

UKD 551.793:551.435.484(438-924.5)

Dolina Pięciu Stawów Polskich jest jedną z najwyższych położonych (1600–2100 m npm) dolin Tatr Wysokich. Odnacza się ona wyjątkowo urozmaiconymi zespołami form i osadów lodowcowych oraz zboczowych (ryc. 1, 2). Były one przedmiotem zainteresowań wielu badaczy (11, 40, 31, 16, 18, 25, 26, 27, 28, 29, 1, 37, 39, 6). Podjęto także próby określenia wieku i charakterystyki geochemiczno-sedymentologicznej osadów dennych jezior Doliny Pięciu Stawów Polskich oraz zachowanych w nich szczątków organicznych (47, 48, 34, 35, 30, 42, 49), a także odtworzenia przebiegu ostatniej deglacjacji tego obszaru (5).

Celem niniejszej pracy jest przedstawienie rzeźby i osadów oraz młodoczwartorzędowej ewolucji Doliny Pięciu Stawów Polskich na podstawie kompleksowego kartowania geomorfologiczno-geologicznego, przeprowadzonego przez autorów w latach 1982–1984, przy wykorzystaniu analizy zdjęć lotniczych.

CHARAKTERYSTYKA GEOMORFOLOGICZNO-GEOLOGICZNA

Dolina Pięciu Stawów Polskich wycięta jest w obrębie tatrzańskiego trzonu krystalicznego, którego wiek określono na ok. 300–290 mln lat (4). Dla rozwoju tej doliny, poza czynnikami egzogenicznymi, istotne znaczenie miało pocięcie licznymi uskokami tatrzańskiego trzonu krystalicznego (17, 22, 23). Zróznicowanie petrograficzne granitów, budujących trzon krystaliczny, miało mniejsze znaczenie (36, 43, 44).

Czynnikami egzogenicznymi warunkującymi rozwój

rzeźby opisywanego obszaru były początkowo górnoplioceniśko-protoplejstoceniśkie procesy erozyjne, a w dalszej kolejności zlodowacenia plejstoceniśkie. O co najmniej czterokrotnym zlodowaceniu (Günz, Mindel, Riss, Würm) tego obszaru można wnosić na podstawie analizy rozmieszczenia, wysokości i stanu zachowania pokryw morenowych oraz wodnolodowcowych w obrębie Tatr i na ich przedpolu (19, 28, 33, 3). W Dolinie Pięciu Stawów Polskich zachowały się formy i osady tylko ostatniego zlodowacenia (Wisła = Würm). W młodszej części tego zlodowacenia i w holocenie uległy one częściowemu przeobrażeniu w wyniku rozwijających się tu do dziś procesów zboczowych (6, 5).

CYRKI LODOWCOWE

Cyrki lodowcowe stanowią jeden z głównych elementów rzeźby glacialnej Doliny Pięciu Stawów Polskich. Tworzą one półkoliste niszki w górnych odcinkach doliny i na jej zboczach (ryc. 1). W czasie ostatniego zlodowacenia były one miejscem akumulacji śniegu i firnu, który przeobrażony w lód lodowcowy wychodził jezorami poniżej granicy wiecznego śniegu. Rozluźnienie tektoniczne podłoża granitowego, jak też sam mechanizm ruchu jezorów lodowcowych oraz narastanie firnu i wietrzenie zboczy skalnych cyrków prowadziło do przeobrażenia niektórych z nich w misy (kotły) lodowcowe. W Dolinie Pięciu Stawów Polskich misy te ułożone są piętrowo (28), a w najgłębszych z nich, przegłębionych w wyniku egzaracji lodowcowej, znajdują się jeziora (ryc. 1, 2).

BARKI LODOWCOWE

Z reguły towarzyszą one cyrkom lodowcowym, występując poniżej nich w dolinach lodowcowych, gdzie tworzą spłaszczenia na zboczach, oddzielone od siebie strefami krawędziowymi – podciosami lodowcowymi (ryc. 1). Barki lodowcowe, a zwłaszcza ich spłaszczenia znane były w Dolinie Pięciu Stawów Polskich już od dawna (11, 18) i traktowane jako trzy poziomy zrównań płocięńskich (28) pokrytych cienką pokrywą materiału lodowcowego.

Najwyższy z nich (1760–1895 m npm) ciągnie się po północnej stronie Doliny Pięciu Stawów Polskich od Doliny Buczynowej do Doliny Pustej. Po przeciwnej stronie Doliny Pięciu Stawów Polskich odpowiada mu spłaszczenie na wysokości 1800–1810 m npm. W obu wypadkach poziom ten obcięty jest krawędzią (podciosem lodowcowym) niższego barku lodowcowego. Zdaniem M. Hakenberga (18) półka najwyższego barku lodowcowego ciągnie się także od ścieżki na Szpiglasową Przełęcz (1820 m npm) do Czarnej Ławki (1975 m npm).

Niższy poziom barku lodowcowego (1720–1810 m npm) jest czytelny na zboczach Koziego Wierchu i Wołoszyna (ryc. 1, 4). Po stronie południowej jest on wyrażony w postaci listwy skalnej nad Wielkim Stawem oraz nad Przednim Stawem i Czarnym Stawem (18).

Najniższy poziom barku lodowcowego (1685–1755 m npm) tworzy szeroką i płaską powierzchnię dna Doliny Pięciu Stawów Polskich, wysłaną osadami lodowcowymi (ryc. 1). W jego skład wchodzi próg Siklawy oraz zmutonizowane zbocza Wyżniej i Niżniej Kopy. W nim też wycięte są misy (kotły) zajęte przez Przedni Staw, Wielki Staw i Czarny Staw (ryc. 2).

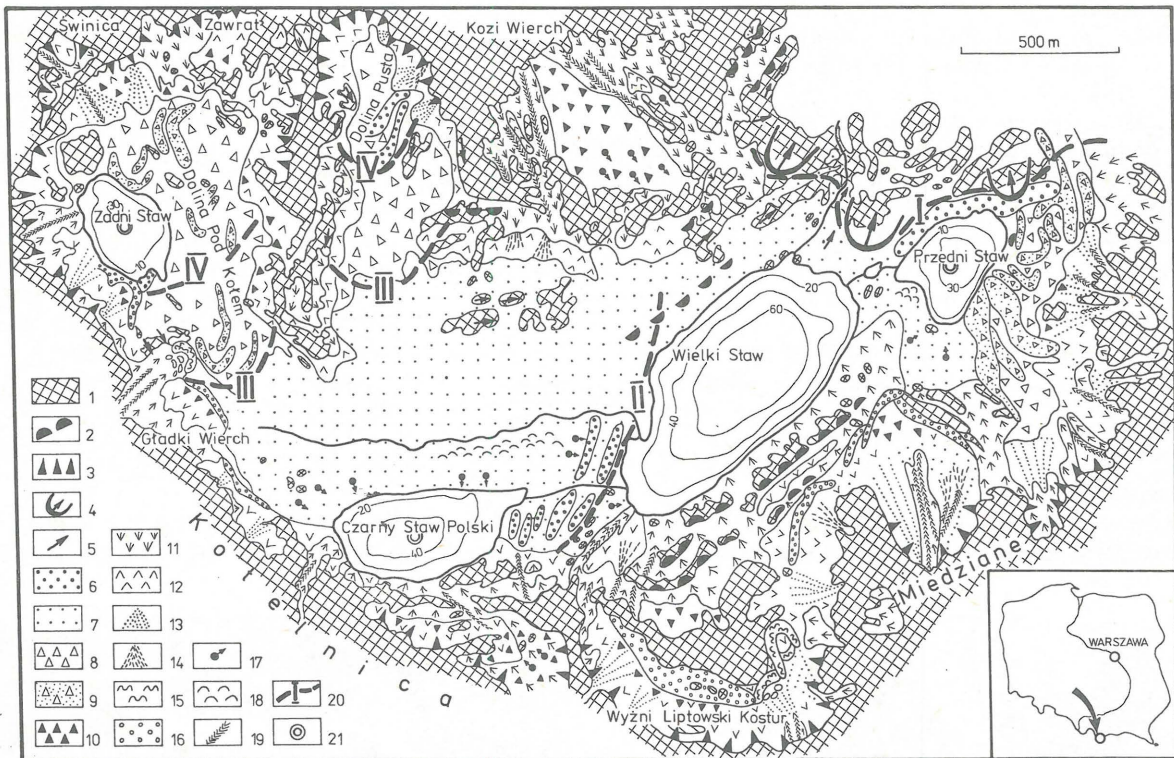
PROGI SKALNE

Są one występami skalnymi, oddzielającymi w formie kulminacji poszczególne cyrki i kotły lodowcowe (28). Najlepszymi przykładami form tego typu jest próg oddzielający Wielki Staw i Czarny Staw oraz próg Siklawy. Drugi z nich ciągnie się w poprzek Doliny Pięciu Stawów Polskich łagodnym łukiem od Świstowej Czuby do wylotu Doliny Buczynowej.

MUTONY I WYGŁADY LODOWCOWE

W Dolinie Pięciu Stawów Polskich do najlepiej wykształconych mutonów należy Niżnia Kopa (1710 m npm), Wyżnia Kopa (1720 m npm) i kulminacje skalne w zachodniej części progu Siklawy (około 1650 m npm).

Wyglądy lodowcowe są również częstymi formami w dnie Doliny Pięciu Stawów Polskich i na jej zboczach



Ryc. 1. Szkic geomorfologiczny Doliny Pięciu Stawów Polskich (6)

Fig. 1. Geomorphologic-geologic sketch of the Pięciu Stawów Polskich Valley (6)

1 – podłoże czwartorzędowe (granitoid tatrzański), 2 – podciosy lodowcowe, 3 – ściany cyrków, 4 – mutony, 5 – wyglądy lodowcowe, 6 – moreny końcowe kolejnych faz deglacji, 7 – równina akumulacji fluwioglacjalnej, 8 – pokrywy kamieniste lodowców gruzowych, 9 – wały moren lodowców gruzowych, 10 – stok gruzowo-blokowy, 11 – stok dojrzały utrwalony roślinnością, 12 – stok gruzowy grawitacyjny usypiskowy; 13 – stożek gruzowy usypiskowy, 14 – stożek gruzowy usypiskowo-napływowy, 15 – przełęczowe lodowce gruzowe, 16 – moreny niwalne, 17 – strefy występowania pełzających głazów, 18 – obszary występowania procesów spękania soliflukcyjnego, 19 – rynny korazyjne, 20 – zasięgi kolejnych faz deglacji, 21 – położenie profilów osadów jeziornych

1 – Quaternary substrate (Tatra granite), 2 – glacial trimline, 3 – cirque walls, 4 – roches moutonnées, 5 – glacial-scoured areas, 6 – end moraines of successive deglaciation phases, 7 – plain of glacial-fluvial accumulation, 8 – stone covers of rock glaciers, 9 – ramparts of rock glaciers, 10 – debris-blocky slope, 11 – mature overgrown slope, 12 – gravitation talus debris slope, 13 – talus debris cone, 14 – talus-alluvial debris cone, 15 – col rock glaciers, 16 – nival moraines, 17 – zones with creeping blocks, 18 – areas with solifluction processes, 19 – chutes, 20 – extents of successive deglaciation phases, 21 – location of sections of lake sediments

(ryc. 1). Największe i najliczniejsze z nich występują na progu skalnym Siklawy. Rysy lodowcowe widoczne na ich powierzchniach zorientowane są z SW na NE. Do najwyższych położonych form tego typu należą wygłądy lodowcowe w rejonie Niżniego Schroniska (1750 m npm) i w obrębie progu skalnego nad Wolim Okiem (1870 m npm).

MORENY CZOŁOWE

Reprezentowane są one przez łukowato wygięte wały, z reguły poprzeczne względem doliny (ryc. 1). Zbudowane są z grubookruchowego materiału skalnego, w obrębie którego dominują bloki granitowe. Większość z nich nadbudowuje lub towarzyszy progom skalnym, co wiąże się z momentami dłuższego (fazowego) postoju czoł zanikających lodowców w tych rejonach oraz z większą możliwością inicjalnej akumulacji materiału skalnego w rozpadlinach i szczelinach lodowcowych nad kulminacjami podłoża.

Do największych moren czołowych opisywanego obszaru należy system wałów nadbudowujących próg skalny, oddzielający Dolinę Pięciu Stawów Polskich od Doliny Roztoki (ryc. 1). Powstały one zapewne w momencie dłuższego oparcia się czoła zanikającego lodowca o mutony Niżniej i Wyżniej Kopy. W ich obrębie można obserwować wiele kilka- i kilkanastometrowych zagłębień bezodpływowych, stanowiących pozostałość po bryłach martwego lodu lodowcowego.

W strefie progu oddzielającego Czarny Staw i Wielki Staw (ryc. 1) morena czołowa składa się z co najmniej trzech wyraźnych wałów leżących na wysokości 1685–1730 m npm. Budują je bloki skalne o średnicy do kilku metrów. Natomiast moreny czołowe zachowane u wylotu Doliny pod Kołem (1850–1880 m npm) zbudowane są z materiału różnoziarnistego z przewagą żwiru, widocznego na ich spłaszczonych powierzchniach.

OSADY WODNOLODOWCOWE

Pokrywają one głównie stosunkowo płaskie dno Doliny Pięciu Stawów Polskich (ryc. 1), pochylające się ku wschodowi od ok. 1850 do ok. 1650 m npm. Składają się na nie żwiry i piaski akumulacji sandrowej ze sporadycznie występującymi w nich głazami. Osadzenie ich związane było z ogromną ilością większych i mniejszych strumieni, odprowadzających wody roztopowe od lodowców w wyżej położonych partiach doliny, po częściowo jeszcze zachowa-

nych płatach martwego lodu, zwłaszcza konserwujących kotły lodowcowe – miejsca późniejszego rozwoju jezior.

Do tego typu osadów zaliczono także okazały wał ciągnący się wzdłuż północnego brzegu Czarnego Stawu aż po Gładkie Kopki. Buduje go luźny materiał piaszczysto-żwirowy z większymi głazikami granitowymi. Jego wyodrębnienie ze stosunkowo płaskiej powierzchni sandrowej w formie ostańca erozyjnego jest wynikiem młodszego przepływu wód roztopowych od lodowców gruzowych zajmujących niegdyś Dolinę pod Kołem i Dolinę Pustą.

OSADY LODOWCÓW GRUZOWYCH

Powstanie wałów i pokryw kamienistych, zbudowanych z grubookruchowego materiału skalnego, które są zachowane w wyższych partiach opisywanej doliny, związane z rozwojem i zanikiem lodowców gruzowych (32, 7). Lodowce te miały charakter szczątkowy i odznaczały się pierwotnie szczelnym pokryciem swej powierzchni materiałem skalnym i przemieszczaniem tego materiału zarówno w wyniku ruchu lodu, jak i wskutek grawitacyjnego zsuwania po powierzchni lodowej. Osadzony przez nie materiał w wielu wypadkach ma charakter moreny ablacyjnej. Największe jego rozprzestrzenienie spotkać można w cyrkach Doliny Pustej i Doliny pod Kołem (ryc. 3) oraz na wschód od Przedniego Stawu (ryc. 1).

OSADY PRZEŁĘCZOWYCH LODOWCÓW GRUZOWYCH

Tworzą one łukowato wygięte wały u podnóża ścian skalnych, dostarczających znacznych ilości materiału gruzowego oraz stwarzających warunki dla wieloletniego gromadzenia się śniegu przechodzącego w lód (7). W opisywanym obszarze osady tego typu stwierdzono u stóp Gładkiej Przełęczy (1970 m npm) i u stóp Szpiglasowej Przełęczy (1960 m npm), gdzie tworzą system podkowiastych wałów (ryc. 1). P.G. Johnson (24) nazywa takie formy „lawnowymi lodowcami gruzowymi”, a ich powstanie wiąże z mieszanym się śniegu i lodu z materiałem gruzowym lawin na zboczach górskich.

STOKI I STOŻKI USYPISKOWE

Stoki i stożki usypiskowe (gruzowe) towarzyszą ścianom skalnym i są zasilane przez odpadający z nich materiał



Ryc. 2. Widok Doliny Pięciu Stawów Polskich z Przednim Stawem, Wielkim Stawem i Czarnym Stawem (w głębi)

Fig. 2. View of the Pięciu Stawów Polskich Valley with the Przedni Staw Lake, Wielki Staw Lake and Czarny Staw Lake (in the background)



Ryc. 3. Osady lodowca gruzowego w Dolinie Pod Kołem. Fot. W. Jaroszewski

Fig. 3. Deposits of a rock glacier in the Pod Kołem Valley. Phot. by W. Jaroszewski

(ryc. 1). Rozróżnienie tych form na stoki i stożki usypiskowe wynika z różnej budowy, kształtu i genezy (37, 7).

Stoki usypiskowe tworzy materiał grubszy, głównie gruzowo-głazowy, dostarczany bezpośrednio ze ścian skalnych wznoszących się powyżej. W wypadku gdy ściany te rozcięte są żlebami, wówczas stoki gruzowe są stale zasypywane przez stożki usypiskowe i tym samym ich występowanie jest coraz bardziej ograniczone do fragmentów między górnymi partiami stożków.

Natomiast stożki usypiskowe buduje materiał drobniejszy z domieszką frakcji żwirowej. Kształtem przypominają one wachlarz, są najgrubsze w osi i u podnóża, rozszerzają się ku dołowi. Materiał budujący stożki dostarczany jest żlebami, wznoszącymi się nad nimi.

MORENY NIWALNE

Są wałami o wysokości kilkunastu metrów, zbudowanymi z materiału gruzowego. Z reguły opasują one u podstawy stożki usypiskowe. Powstają w wyniku depozycji materiału skalnego na powierzchni stożków, w czasie przykrycia ich pokrywą śnieżną. W Dolinie Pięciu Stawów Polskich towarzyszą one stożkom usypiskowym pod Miedzianym Kosturem, na Szpiglasowych Perciach, pod Gładkim Wierchem i Gładką Przełęczą (ryc. 1, 5).



Ryc. 4. Bark lodowcowy na zboczach Koziego Wierchu. Fot. W. Jaroszewski

Fig. 4. Glacial trimline at slope of the Kozi Wierch. Phot. by W. Jaroszewski



Ryc. 5. Moreny niwalne pod Gładkim Wierchem i Gładką Przełęczą

Fig. 5. Nival moraines beneath the Gładki Wierch and the Gładka Przełęcz

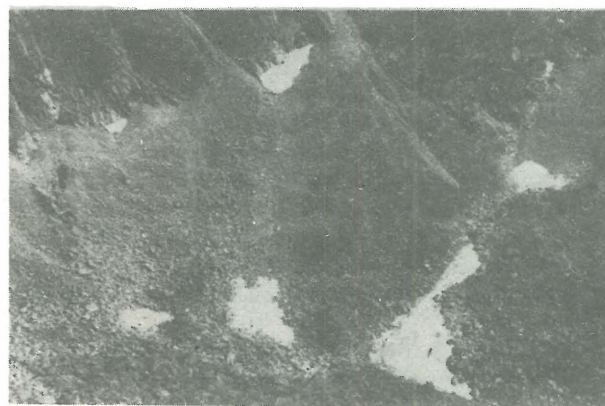
Są one zjawiskiem powszechnie notowanym w Dolinie Pięciu Stawów Polskich, zwłaszcza tam gdzie znajdują się wyloty dużych żlebów (ryc. 1). Najczęstszym ich śladem są z jednej strony rozcięcia (typu rynien korazyjnych) na powierzchniach stożków usypiskowych, a z drugiej strony nabrzmienia na powierzchniach tych stożków (ryc. 6). Splywy takie zachowane są m.in. poniżej Szpiglasowej Przełęczy, u stóp Koziej Przełęczy oraz na zboczach Opalnego i Miedzianego. Zdaniem W. Rączkowskiego (39) splywy te są współcześnie najwyższymi procesami modelującymi rzeźbę Tatr Wysokich. W ich obrębie wyróżnia się często pełznące gazy skalne. Zjawisko to w Dolinie Pięciu Stawów Polskich zachodzi powszechnie na zboczach nachylonych do 30°, z prędkością ok. 1,5 m na rok (39). Najlepsze przykłady pełznięcia gładów obserwuje się na zboczach Koziego Wierchu.

Procesy soliflukcyjne rozwijają się tu na każdej nachylonej powierzchni, pokrytej zarówno materiałem zwietrzelinowym, jak i darnią. Ich dowodem są zarówno małe, jak i duże nabrzmienia materiału skalno-glebowego na stokach. Zdaniem W. Rączkowskiego (39) w soliflukcyjnym przemieszczaniu pokryw gliniasto-zwietrzelinowych główne znaczenie ma wiosenne i jesienne narastanie lodu włóknistego.

.ZARYS MORFOGENEZY

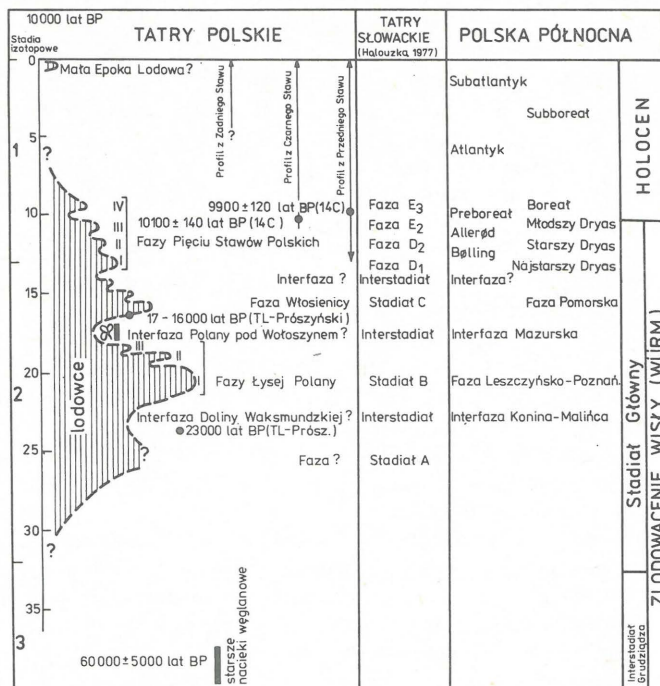
Wyżej opisane formy i osady oraz ich rozprzestrzenienie upoważniają do podjęcia próby odtworzenia młodoczwartorzędowej morfogenezy Doliny Pięciu Stawów Polskich, a zwłaszcza historii rozwoju i zaniku lodowców ostatniego zlodowacenia (Wisła = Würm) na tym obszarze (ryc. 7). Lodowce te, w momencie swego maksymalnego zasięgu, osiągały w Tatrach od kilku do kilkunastu kilometrów długości. W Tatrach Wysokich, gdzie zbiorniki firnowe były bardzo duże i pojemne, ich rozmiary były największe. I tak lodowiec doliny Białki, grupujący w swym jezorze lodowce Białej Wody, Żabiej Białczańskiej, Rybiego Potoku i Morskiego Oka oraz Roztoki i Doliny Pięciu Stawów Polskich, osiągał ok. 14 km długości. Jego maksymalny zasięg wyznacza wał moreny czołowej, przegradzający dolinę Białki w rejonie Łysej Polany (914 m npm).

W świetle datowań bezwzględnych nacieków węglanowych jaskiń tatrzańskich na 60 000 ± 5 000 lat BP i 124 000 + 66 000 - 14 000 lat BP (15) należy uznać, że



Ryc. 6. Nabrzmienie na stożku, wynik transportu materiału skalnego i jego depozycji u wylotu rynny korazyjnej

Fig. 6. Swelling on a cone due to transport of rock debris and its deposition at the outlet of a chute



Ryc. 7. Korelacja chronostratygraficzna młodszej części zlodowacenia Wisły (5)

Fig. 7. Chronostratigraphic correlation of the younger part of the Wisła Glaciation (5)

główny rozwój lodowców najmłodszego zlodowacenia w Tatrach musiał odpowiadać ostatniemu globalnemu ochłodzeniu od 32 000 do 13 000 lat BP (ryc. 7). Na Niżu Polskim jego odpowiednikiem był stadiet główny tego zlodowacenia z maksimum ok. 20 000 lat BP (12). W Tatrach Polskich maksimum to można określić jako fazę Łysej Polany wyrażoną morenami recesyjnymi (I–III) w Dolinie Białki i w Dolinie Waksmundzkiej (50), a w Tatrach Słowackich jako stadiet B (Štósy) (20). Jest ono nieco młodsze od okresu rozwoju gleby kopalnej zachowanej w dolinie między Bystrem a Olczą i datowaną metodą TL na 23 000 lat BP (41). O wyraźnie transgresywnym charakterze lodowców fazy Łysej Polany świadczy fakt, że zarówno w Dolinie Waksmundzkiej (13, 14) jak i na Łysej Polanie (26) ich osady morenowe przykrywają serie fluwioglacjalne z interfazy waksmundzkiej (5).

Zanik lodowców tej fazy wyraził się w dolinach Tatr Wysokich możliwością rozwoju akumulacji organogenicznej w Dolinie Waksmundzkiej (50), określonej jako interfaza Polany pod Wołoszynem oraz wydatnym kurczeniem się jeziorów lodowcowych i formowaniem w strefach ich czoł kilku generacji wałów moren czołowych (5). Najbardziej okazałymi z nich są moreny wyznaczające położenie tych czoł na wysokości 1280–1400 m npm w Dolinie Żabiej Białczańskiej, w Dolinie Rybiego Potoku i w Dolinie Rزتoki. Moment ten określono jako fazę Włosienicy i skorelowano ze stadietem C (Veža) w Tatrach Słowackich (20). Odpowiednikiem ich na Niżu Polskim może być faza pomorska, której maksimum określane jest na ok. 16 000 lat BP.

Dalszy zanik lodowców tatrzańskich prowadził do ich fazowego kurczenia się i formowania kolejno młodszych wałów moren czołowych w wyższych częściach dolin. Największe z nich grupują się na wysokości 1660–1710 m npm w Dolinie Żabiej Białczańskiej, w górnej części Doliny Rybiego Potoku oraz w górnej części Doliny Rزتoki – w strefie progów Wyżniej i Niższej Kopy (ryc. 1). Wyznaczają

one maksymalny zasięg lodowców w I fazie Pięciu Stawów Polskich, którą autorzy korelują z fazą D₁ (Prostredna Polana I) w Tatrach Słowackich (20). Na Niżu Polskim jej odpowiednikiem jest zapewne faza Gardna, utożsamiana z najstarszym Dryasem (38, 10).

Następujące po tej fazie ocieplenie interfazowe wyraziło się deglacją wschodniej, najniżej położonej części Doliny Pięciu Stawów Polskich oraz rozwojem tam inicjalnych zbiorników jeziornych zapełnianych osadami z florą okrzemek w diatomofazach PS1 i PS2 (35) oraz sporadycznymi szczątkami Cladocera, Insecta i Platyhelminthes (42). Analiza palinologiczna tych osadów wykazała możliwość ich akumulacji zapewne już w schyłkowej części najstarszego Dryasu i w Bøllingu? (30). Obecność w nich ziaren żwirku i okruchów skalnych (49) świadczy o możliwości ówczesnego dostarczania do zbiorników inicjalnych grubszych frakcji mineralnych z wytapiających się brył martwego lodu.

Kolejny młodszy moment formowania moren czołowych był wynikiem przetrwania lodowców jedynie w górnej części Doliny Pięciu Stawów Polskich. Sprzyjał on akumulacji wałów tych moren w strefie rygła Czarnego Stawu 1750–1810 m npm (ryc. 1). Poniżej tego rygła w dalszym ciągu mogła zachodzić akumulacja w inicjalnych zbiornikach jeziornych rejestrowana przez okrzemki – diatomofazy PS3 (35) oraz szczątki Cladocera, Insecta i Platyhelminthes (42). Domieszka materiału piaszczystego w obrębie ówczesnych osadów jeziornych (49) dowodzi możliwości jego dostawy z dalej jeszcze wytapiających się brył martwego lodu. Badania palinologiczne tych osadów świadczą o możliwości ich akumulacji w starszym Dryasie (30). Moment ten autorzy określają jako II fazę Pięciu Stawów Polskich i korelują z fazą D₂ (Prostredna Polana II) w Tatrach Słowackich (20).

Następujące po tej fazie ocieplenie wyraziło się intensywnym zanikiem lodowców zajmujących wyższe partie Doliny Pięciu Stawów Polskich. W obrębie kotłów Przedniego i Wielkiego Stawu doszło wówczas do wyraźnego pogłębienia zbiorników wodnych i poprawy warunków ekologicznych, zarejestrowanych w diatomofazie PS4 (35). W świetle analizy palinologicznej osadów dennych Przedniego Stawu wiąże się to z ociepleniem w Allerødzie (30).

Młodsze ochłodzenie klimatyczne doprowadziło w górnej części Doliny Pięciu Stawów Polskich do przekształcenia się szczątkowo tam zachowanych płatów lodu w lodowce gruzowe z morenami czołowymi na wysokości 1880–1910 m npm (7). Zajmowały one Dolinę Pod Kołem i Dolinę Pustą, a wypływające z nich wody sprzyjały formowaniu na przedpolu rozległych powierzchni sandrowych. Po zasięgnięciu tych lodowców znalazł się zakonserwowany jeszcze częściowo przez martwy lód kocioł Czarnego Stawu (ryc. 1) oraz uprzednio już znacznie pogłębione zbiorniki jeziorne w kotłach Przedniego Stawu i Wielkiego Stawu. W profilu osadów dennych Czarnego Stawu śladem donoszenia do niego materiału sandrowego może być warstwa piasku, która wraz z wyżej leżącą gytą została objęta datowaniem na 10 100 ± 140 lat BP (47, 48, 49). W osadach dennych Przedniego Stawu zdają się im odpowiadać twory ilaste, które wraz z nadległą gytą były datowane na 9900 ± 120 lat BP (47) i określone palinologicznie na młodszy Dryas (30). Na podstawie flory okrzemkowej (diatomofaza PS5) zanotowano wówczas powrót do surowszych warunków ekologicznych i klimatycznych, a ponadto wzrost zawartości niektórych pierwiastków śladowych w analizowanych osadach (35). Moment ten autorzy określają jako III fazę Pięciu Stawów Polskich i korelują z fazą E₂ (Polana pod Wysokou I) w Tatrach Słowackich (20).

Następujące po tym ochłodzeniu, krótkotrwałe ale

znaczne polepszenie warunków klimatycznych, zarejestrowane jest w osadach dennych Przedniego Stawu jako okres preborealny (30) i diatomofaza PS6 (35) oraz gwałtowny rozwój Cladocera i Insecta w II Cladocerofazie (42). W wyższych partiach Doliny Pięciu Stawów Polskich nastąpiło wówczas gwałtowne kurczenie się lodowców gruzowych (7).

Najmłodszy okres formowania pokryw lodowcowych na opisywanym obszarze wyraził się ponownym narastaniem lodowców gruzowych, ale już jedynie w cyrkach Doliny Pustej i Doliny Pod Kołem na wysokości 1930–1980 m npm (7). W dalszym ciągu był jednak jeszcze konserwowany przez lód kocioł Zadniego Stawu (ryc. 1). Wypływające z tych lodowców wody roztopowe kierowały się ku osiowemu partiom Doliny Pięciu Stawów Polskich, rozcinając wcześniej osadzone pokrywy sandrowe. Część z tych wód mogła spływać w stronę niżej położonych i coraz bardziej pogłębiających się zbiorników jeziornych Czarnego Stawu, Wielkiego Stawu i Przedniego Stawu. W Przednim Stawie okres ten rejestruje diatomofaza PS7 (35) oraz III Cladocerofaza (42). Z analizy palinologicznej osadów dennych Przedniego Stawu wynika, że okres ten odpowiada Boreałowi (30). Autorzy określają go jako IV fazę Pięciu Stawów Polskich i korelują z fazą E₃ (Polana pod Vysokou II) w Tatrach Słowackich (20).

W środkowym holocenie nastąpiła w Dolinie Pięciu Stawów Polskich wyraźna poprawa warunków klimatycznych, wyrażająca się całkowitym zanikiem lodowców gruzowych oraz ostatecznym wytopieniem brył martwego lodu w niżej położonych kotłach, a być może i w kotle Zadniego Stawu. W tym ostatnim wypadku mogło dojść wówczas do rozwoju inicjalnej akumulacji jeziornej. Zdaniem autorów akumulacja ta, być może jeszcze na bryłach martwego lodu, mogła mieć miejsce już pod koniec optimum atlantyckiego, gdy nastąpiło podniesienie granicy lasów do 1850–1950 m npm (30) i tym samym znaczne zahamowanie procesów zboczowych. W osadach dennych Przedniego Stawu środkowy i młodszy holocen rejestrują diatomofazy PS8–PS10 (35) oraz sukcesja palinologiczna typowa dla okresów: atlantyckiego, subborealnego i subatlantyckiego (30).

Globalne ochłodzenie subborealne i pod koniec Subatlantyku spowodowało w Dolinie Pięciu Stawów Polskich ponowny rozwój ruchów masowych i geliflukcyjnych, prowadzących do tworzenia tarasów darniowych, a następnie przekształcania ich w tarasy kamieniste (20). Ponadto dochodziło wówczas do uruchamiania rozcięć erozyjnych, rynien korazyjnych i stożków usypiskowych.

W młodszym Subatlantyku, w czasie globalnego ochłodzenia i wzrostu opadów (Mała Epoka Lodowa 600–100 lat temu), nastąpił w Dolinie Pięciu Stawów Polskich rozwój przełączowych lodowców gruzowych oraz nasilenie akumulacji moren niwalnych (7). Obecnie lodowce te sprawiają wrażenie zamaryłych. Ich odpowiednikami mogą być szczątkowe lodowce karowe, zachowane w Tatrach Wysokich w Wielkim Kotle Mięguszowieckim oraz pod Rysami (45, 46, 8, 9).

WNIOSKI

Całość dotychczas zebranych danych geomorfologicznych, geologicznych i paleontologicznych oraz datowania bezwzględne osadów czwartorzędowych, zachowanych w Dolinie Pięciu Stawów Polskich pozwala uznać ten obszar za najlepiej rozpoznany w Tatrach Polskich, jeśli chodzi o historię zaniku lodowców ostatniego zlodowacenia (ryc. 7). Możliwość powiązania poszczególnych faz zaniku tych lodowców z datowanymi palinologicznie faza-

mi akumulacji dennej Przedniego Stawu pozwala odnieść formowanie moren czołowych na wysokości 1660–1710 m npm (w czasie I fazy Pięciu Stawów Polskich) do najstarszego Dryasu, moren czołowych na wysokości 1750–1810 m npm (w czasie II fazy Pięciu Stawów Polskich) do starszego Dryasu, a moren położonych na wysokości 1880–1910 m npm i akumulowanych przed czołami lodowców gruzowych (w czasie III fazy Pięciu Stawów Polskich) do młodszego Dryasu. Najwyżej położone osady lodowców gruzowych (1930–1980 m npm), związane z IV fazą Pięciu Stawów Polskich, odniesiono do starszego holocenu i związane z okresem borealnym. Globalne ochłodzenie w czasie Małej Epoki Lodowej (600–100 lat temu) sprzyjało rozwojowi w Dolinie Pięciu Stawów Polskich przełączowych lodowców gruzowych.

Autorzy składają podziękowania Prof. dr hab. W. Jaroszewskiemu (Instytut Geologii Podstawowej Uniwersytetu Warszawskiego) za udostępnienie negatywów części zdjęć fotograficznych opisywanego obszaru.

LITERATURA

1. Bac-Moszaszwili M., Burchart J. et al. – Mapa geologiczna Tatr Polskich w skali 1:30 000. Wyd. Geol. 1979.
2. Bac-Moszaszwili M., Gąsienica-Szostak M. – Tatry Polskie. Przewodnik Geologiczny dla turystów. Wyd. Geol. 1986 (w druku).
3. Birkenmajer K., Stuchlik L. – Early Pleistocene pollen-bearing sediments at Szaflary, West Carpathians. Acta Paleobot. 1975 vol. 16 no. 2.
4. Burchart J. – Ile lat mają tatrzańskie granitoidy. Taternik 1968 nr 3.
5. Dzierżek J., Lindner L., Nitychoruk J. – Late Quaternary deglaciation of the eastern Polish Tatra Mts. Biul. PAN 1987 (w druku).
6. Dzierżek J., Nitychoruk J. – Rzeźba i osady lodowcowe oraz osady i procesy zboczowe w Dolinie Pięciu Stawów Polskich. Arch. Inst. Geol. Podst. Uniw. Warsz. 1985.
7. Dzierżek J., Nitychoruk J. – Rock glaciers types in the High Polish Tatra Mts. Biul. PAN 1987 (w druku).
8. Dzierżek J., Nitychoruk J., Żoźna P. – Badania lodowczyka pod Bułą pod Rysami. Pr. Studenckiego Koła Naukowego Geografów UMCS 1982 nr 1.
9. Dzierżek J., Nitychoruk J., Żoźna P. – Mapa płatów firnowych w okolicy Morskiego Oka. Ibidem.
10. Fedorowicz S., Rosa B., Sylwestrzak J. – Wiek TL moren gardzieńskich. Materiały Sympozjum poświęconego paleogeografii Niziny Gardzieńsko-Łębskiej 1985.
11. Gadowski A. – Morfologia glacialna północnych stoków Wysokich Tatr. B. Kotuła 1926.
12. Galon R. – On the stratigraphy and chronology of the last glaciation (Vistulian) in Poland. Quatern. Stud. 1982 no. 3.
13. Głazek J. – Czwartorzędowe osady podmorenowe Doliny Waksmundzkiej w Tatrach. Prz. Geol. 1960 nr 3.
14. Głazek J. – Les séries sedimentaires du versant nord de Wołoszyn (Hautes Tatras). Acta Geol. Pol. 1963 vol. 13 no. 1.
15. Głazek J. – Pierwsze datowania izotopowe nacieków z jaskiń tatrzańskich i ich konsekwencje dla stratygrafii plejstocenu Tatr. Prz. Geol. 1984 nr 1.

16. Guzik K., Michalik A., Watycha L. — Mapa geologiczna Tatr w skali 1:10 000, ark. Miedziane. Wyd. Geol. 1959.
17. Grochocka-Piotrowska K. — Fotointerpretacja i geneza struktur nieciągłych w masywie granitowym polskiej części Tatr Wysokich. Acta Geol. Pol. 1970 nr 2.
18. Hakenberg M. — Uwagi o morfologii glacialnej Doliny Pięciu Stawów Polskich. Prz. Geol. 1959 nr 8.
19. Halicki B. — Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr. Spraw. PIG 1930 t. 5, z. 3—4.
20. Halouzka R. — Stratigraphical subdivision of sediments of the last glaciations in the Czechoslovak Carpathians and their correlation with the contemporary Alpine and North-European glaciations. IGCP Project 73124. Quatern. Glaciations in the Northern Hemisphere, Raport 4 on the session in Stuttgart 1977.
21. Jahn A. — On Holocene and present-day morphogenetic processes in the Tatra Mts. Stud. Geomorph. Carpatho-Balkan 1979 nr 13.
22. Jaroszewski W. — O ciosie w granicie tatrzańskim. Tatarnik 1970 nr 2.
23. Jaroszewski W. — Magmatic-tectonic jointing in granitoids of the Tatra Mts. Acta Geol. Pol. 1985 vol. 35.
24. Johnson P.G. — Rock glacier types and their drainage system, Grizzly Creek, Yukon Territory. Can. J. Earth Sci. 1978 no. 15.
25. Klimaszewski M. — On the influence of preglacial relief on the extension and development of glaciation and deglaciation of mountainous regions. Prz. Geogr. 1960 t. 32.
26. Klimaszewski M. — South Poland. Guide-Book of Excursion. From the Baltic to the Tatras. INQUA VIth Congress 1961.
27. Klimaszewski M. — On the effect of the preglacial relief on the course and the magnitude of glacial erosion in the Tatra Mountains. Geogr. Pol. 1964 no. 2.
28. Klimaszewski M. — Polskie Karpaty Zachodnie w okresie czwartorzędowym. [W:] Czwartorzęd Polski (Red. R. Galon, J. Dylik). PWN 1967.
29. Klimaszewski M. — Tatry Wysokie. [W:] Geomorfologia. PWN 1978.
30. Krupiński K.M. — Evolution of Late Glacial and Holocene vegetation in the Polish Tatra Mts based on pollen analysis of sediments of the Przedni Staw Lake. Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci. 1984 nr 31.
31. Lenczewicz S. — Uwagi o zlodowaceniu w Polskich Tatrach Wysokich. Prz. Geogr. 1937 t. 16.
32. Lindner L., Marks L. — Types of debris slope accumulations and rock glaciers in South Spitsbergen. Boreas 1985 no. 14.
33. Lukniš M. — Relief Vysokych Tetier a ich predpolia. Vyd. Slov. Akad. Vied. 1973.
34. Marciniak B. — Late Glacial and Holocene new diatoms from a glacial Przedni Staw Lake in the Pięć Stawów Polskich Valley, Polish Tatra Mts. Acta Geol. Acad. Sci. Hungaricae 1982 no. 25.
35. Marciniak B., Cieśla A. — Badania diatomologiczne i geochemiczne późnoglacialnych i holocenów osadów z Przedniego Stawu w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (Tatry). Kwart. Geol. 1983 t. 27 nr 1.
36. Michalik A. — Zdjęcia geologiczne trzonu krystalicznego Tatr Wysokich. Biul. Inst. Geol. 1959 nr 149.
37. Musielewicz S. — Talus cones in the Polish Tatra Mts (an example from Pięć Stawów Polskich Valley). Stud. Geomorph. Carpatho-Balkan 1980 nr 14.
38. Petelski K. — Budowa geologiczna moreny czołowej i niecki końcowej lobu gardzińskiego. Biul. Inst. Geol. 1985 nr 348.
39. Rączkowski W. — Zróżnicowanie współczesnych procesów grawitacyjnych w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (Tatry Wysokie). Ibidem 1981 nr 332.
40. Romer E. — Tatrzańska epoka lodowa. (W: Romer E. — Wybór prac t. 2 1961, PWN), 1929.
41. Stańska-Prószyńska W., Prószyński M. — Termoluminescencyjne wskaźniki moren. Przew. Konf. Zlodowacenie środkowopolskie na wyżynach południowopolskich i terenach przyległych. 1984.
42. Szeroczyńska K. — Analiza Cladocera w osadach niektórych jezior tatrzańskich. Pr. i Studia Geogr. UW 1984 nr 5.
43. Tokarski J. — Izofemy tatrytu. Biul. Inst. Geol. 1959 nr 149.
44. Turnau-Morawska M. — Z mikrogeologii trzonu krystalicznego Tatr. Kosmos, seria A, 1947 t. 64.
45. Wdowiak S. — Współczesne szczątkowe lodowczyki firnowe Wysokich Tatr. Prz. Geol. 1959 nr 8.
46. Wdowiak S. — Współczesny lodowiec karowy w Wielkim Kotle Mięgoszowieckim nad Morskim Okiem w Tatrach. Biul. Geol. Wydz. Geol. UW 1961 t. 1 cz. 1.
47. Wicik B. — Postglacialna akumulacja osadów w jeziorach Tatr Wysokich. Prz. Geol. 1979 nr 7.
48. Wicik B. — Osady jezior tatrzańskich i etapy ich akumulacji. Pr. i Studia Geogr. UW 1984 nr 5.
49. Więckowski K. — Makroskopowa charakterystyka osadów dennych jezior tatrzańskich. Ibidem.
50. Włodek M. — Czwartorzęd rejonu Doliny Waksmundzkiej w Tatrach. Biul. Inst. Geol. 1978 nr 306.

SUMMARY

The Pięciu Stawów Polskich Valley (1600–2100 m a.s.l.) has been firstly initiated by the Upper Pliocene and Protopleistocene erosive-denudation processes and then, transformed by the Pleistocene glaciers. Its present characteristics in mainly due to glacial erosion and afterwards, accumulation during the last (Wisła=Würm) Glaciation. During the maximum of this glaciation (about 20,000 years ago) the Pięciu Stawów Polskich Valley formed the area of snow-firn accumulation that fed the glacial tongues, running as far as the Białka Valley. The phasal (I–IV) retreat of these tongues favoured a development of four end-morainic zones in the Pięciu Stawów Polskich Valley, accompanied by widespread glacial landforms and sediments (Fig. 1). The earliest phase is connected with the Oldest Dryas and the latest one with the Boreal Period (Fig. 7). During the Little Ice Age (600–100 years ago) the col rock glaciers developed.

Translated by the Authors

РЕЗЮМЕ

Генезис Долины пяти польских прудов (1600–2100 м н.у.м.) связан прежде всего с верхнеплиоценово-протоплейстоценовым эрозионно-денудационным про-