

*Piotr Kłapyta*

## RELIKTOWE WAŁY LODOWO-MORENOWE W ZACHODNIEJ CZĘŚCI CYRKU PYSZNIĄŃSKIEGO, TATRY ZACHODNIE

*Zarys treści:* Na podstawie szczegółowego kartowania geomorfologicznego, uzupełnionego analizą zdjęć lotniczych i satelitarnych oraz pomiarów ułożenia głazów w obrębie wałów gruzowych, stwierdzono w zachodniej części Cyrku Pyszniańskiego (Siwe Sady) obecność form mających cechy reliktowych wałów lodowo-morenowych (ang. *ice-cored moraine*). Formy te są wykształcone analogicznie do wałów lodowo-morenowych przed czołami współcześnie aktywnych lodowców w obszarze północnej Szwecji. Stanowią element rzeźby den cyrków w górach będących pod wpływem surowego klimatu kontynentalnego, w których formowaniu brały udział lodowce zasilane obficie gruzem. Do tej pory nie zostały opisane przypadki istnienia takich form na obszarze Tatr.

*Słowa kluczowe:* wały lodowo-morenowe, kartowanie geomorfologiczne, Tatry Zachodnie

*Key words:* ice-cored moraine, geomorphological mapping, Western Tatra Mts.

### Wstęp

Tatry stanowią najlepiej w całych Karpatach Zachodnich wykształcony obszar o rzeźbie wysokogórskiej. Historia badań glaciologicznych Tatr, zapoczątkowana odkryciem przez L. Zejsznera (1856) wałów morenowych w Kuźnicach u wylotu Doliny Bystrej, liczy ponad 150 lat. Od początku badań geomorfologicznych w Tatrach istotnym zagadnieniem było poznanie typu i rozmieszczenia form stowarzyszonych z etapami deglacjacji ostatniego zlodowacenia. Na odmienną morfochronologię i morfogenezę późnoglacialnej zachodniej części Tatr wskazywali E. Romer (1929), B. Halicki (1931), M. Klimaszewski (1960, 1961, 1988) oraz A. Kotarba i in. (1987). Rzeźba cyrków glacialnych położonych w górnych partiach Doliny Kościeliskiej stanowiła od dawna przedmiot badań geomorfologicznych. E. Romer (1929) stwierdził

na podstawie wykształcenia wałów morenowych długi okres stagnowania lodowców w najwyższej części Cyrku Pyszniańskiego, pomiędzy Błyszczem i Siwymi Turniami, zwrócił także uwagę na licznie występujące wały i zagłębienia w obrębie jego dna. J. Młodziejewski (1929) analizując erozyjną rzeźbę glacialną Siwych Sądów dopatrywał się śladów transfluencji z Doliny Kamienistej w okresie maksimum ostatniego zlodowacenia i opisał wał moreny stadialnej w rejonie Hali Pysznej. Na specyficzne cechy rzeźby den cyrków glacialnych zwrócił także uwagę S. Jaczynowski (1959); na podstawie analizy fotogrametrycznej cyrków w Dolinie Chochołowskiej wnosił o fazie akumulacyjno-recesyjnej podczas ostatniego etapu zlodowacenia, znaczonym formowaniem złożonego systemu poprzecznych i podłużnych „wałków morenowych”. Pierwsze dokładne kartograficzne przedstawienie ukształtowania den cyrków lodowcowych zostało przedstawione na Mapie geologicznej Tatr Polskich w skali 1:10 000 pod red. K. Guzika (1959), na której zaznaczono skomplikowany układ form w obrębie den cyrków lodowcowych. M. Klimaszewski (1961, 1988) stosunkowo mało uwagi poświęcił stadiom recesji oraz wykształceniu rzeźby w dnach cyrków lodowcowych Tatr Zachodnich podczas deglacjacji. Wyróżnił stadia oscylacyjne i recesyjne, znaczonym formowaniem wałów morenowych. Zgodnie z lansowanym przez siebie poglądem o dominującym wpływie rzeźby preglacialnej na typ i przebieg deglacjacji M. Klimaszewski (1960, 1961, 1965) interpretował skomplikowany układ form w obrębie mało nachylonych den cyrków Chochołowskiego, Jarząbczego i Starorobociańskiego jako wynik wytapiania i deglacjacji arealnej. Uznał, że podłużne rynny, stanowiące charakterystyczny element rzeźby cyrków zostały wycięte przez wody proniwalne w obrębie pokryw gruzowych równin moreny dennej, a zagłębienia między nimi są pochodzenia glacywytopiskowego. Nowe światło na problematykę deglacjacji Tatr Zachodnich rzuciły prace A. Nemčoka i T. Mahra (1974) oraz L. Kaszowskiego i in. (1988) i A. Kotarby i in. (1987), którzy po raz pierwszy rozpoznali w zespole form wypełniających dna cyrków glacialnych Tatr Zachodnich elementy reliktowych lodowców gruzowych. Prace te wskazały po raz pierwszy w dziejach badań rzeźby Tatr na dużą rolę lodowców gruzowych w późnoglacialnym etapie kształtowania rzeźby wysokogórskiej tych gór. Formy reliktowych lodowców gruzowych zostały wydzielone jedynie na podstawie interpretacji zdjęć lotniczych, dlatego wiele z tych form zostało mylnie zinterpretowanych. Należy jednak podkreślić dużą trudność w interpretacji typu form w obrębie kompleksu reliktowych form gruzowych, które uniemożliwia oddzielenie od siebie glacygenicznym lodowców gruzowych od form utworzonych przez lodowce pokryte gruzem. Przeprowadzone przez autora szczegółowe kartowanie geomorfologiczne w skali 1:10 000 w obrębie cyrków lodowcowych Tatr Zachodnich oraz pomiary ułożenia materiału gruzowego i profili poprzecznych w obrębie form uznawanych za lodowce gruzowe (Kaszowski i in. 1988, Libelt 1994, Libelt, Obidowicz 1994, Nowacki 2006) pozwoliły wydzielić w obrębie cyrków lodowcowych Tatr Zachodnich nowe typy form gruzowych. W obrębie dna zachodniej części Cyrku Pyszniańskiego rozpoznano formy mające cechy reliktowych wałów lodowo-morenowych ten typ form gruzowych nie był dotychczas opisywany z obszaru Tatr.

## Obszar badań

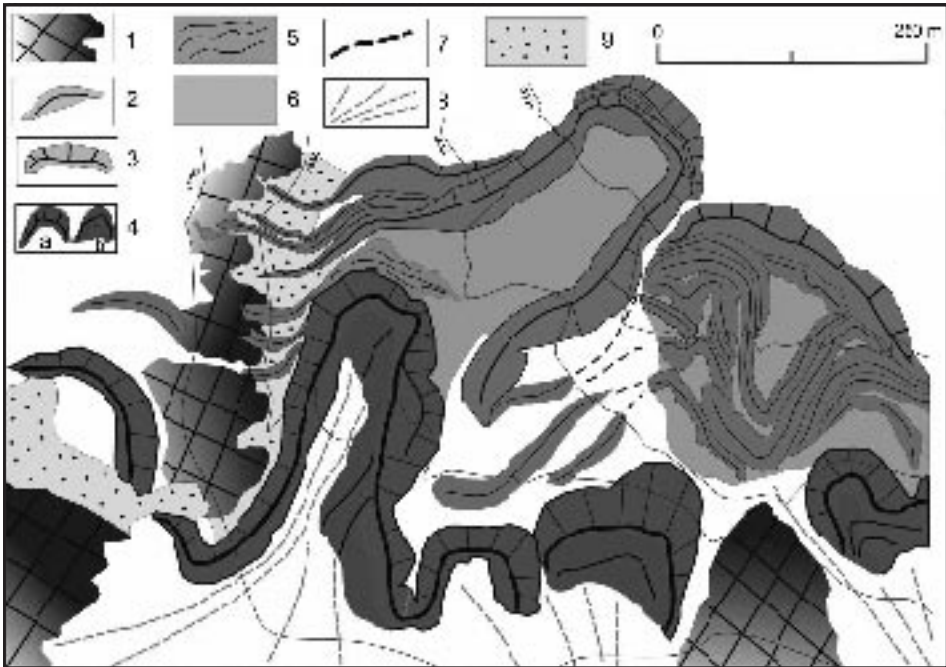
Rozległy Cyrk Pyszniański jest wycięty w obrębie północnego skłonu Tatr Zachodnich. Od południa jest ograniczony ścianami skalnymi Liliowych Turni (1974 m n.p.m.) i stokami skalnymi Błyszczą (2159 m n.p.m.) i Kamienistej (2121 m n.p.m.). Stoki w otoczeniu i dno cyrku są zbudowane ze skał metamorficznych (gnejsy, łupki krystaliczne, leukognejsy, migmatyty) i granitoidów (Piwkowski, Gawęda 1998), należących do trzonu krystalicznego Tatr. Cyrk Pyszniański stanowi największy cyrk lodowcowy na północnym skłonie Tatr Zachodnich (Klimaszewski 1988). Znaczna rozległość cyrku wiąże się z uwarunkowaniami strukturalnymi, położeniem w obrębie strefy dyslokacji Ornaku, która oddziela elewację tektoniczną Salatyńskiego Wierchu na zachodzie od depresji Goryczkowej na wschodzie (Jaroszewski 1965).

Formy gruzowe w obrębie den cyrków glacialnych północnego skłonu Tatr Zachodnich, z uwagi na znaczną dostawę gruzu w stosunku do stosunkowo niewielkiej powierzchni cyrków, tworzą skomplikowany układ nachodzących na siebie wałów morenowych i usypiskowych oraz łobów i jęzorów reliktowych lodowców gruzowych. Złożony układ przestrzenny tych form utrudnia jednoznaczne rozdzielenie faz formowania na podstawie materiału teledetekcyjnego i wymaga szczegółowych badań terenowych.

Znaczna rozległość Cyrku Pyszniańskiego sprawia, że formy gruzowe, w odróżnieniu od pozostałych cyrków glacialnych na północnym skłonie Tatr Zachodnich, nie nachodzą na siebie, przez co ich granice są czytelne, umożliwiające rozpoznanie granic i zasięgu występowania nawet na zdjęciach lotniczych i satelitarnych. Powoduje to, że zespół różnowiekowych form gruzowych, utworzony jako odpowiedź na późnoglacialne, chłodne fluktuacje klimatyczne, może być uznany za reprezentatywny zapis morfologiczny etapów deglacjacji podczas schyłku ostatniego zlodowacenia północnego skłonu Tatr Zachodnich.

W obrębie dna cyrku, położonego na wysokości 1600 m n.p.m., można wydzielić dwa zespoły form gruzowych, różniące się położeniem, wykształceniem i stopniem przekształcenia powierzchni przez procesy peryglacialne (ryc. 1). Najwyraźniejsze formy gruzowe znajdują się w zachodniej części cyrku, u podnóży ścian skalnych Liliowych Turni, w rejonie tzw. Siwych Sadów. Znaczą one etapy położenia czoł niewielkich jęzorów lodowcowych, które funkcjonowały w tej części Tatr w ostatnich stadiach morfogenezy glacialnej (Romer 1929). W tej części cyrku, z uwagi na znaczne zacienienie dna przez ściany skalne, obfitą dostawę gruzu oraz efekt przewiewania śniegu (ang. *wind blowing*) przez główny grzbiet Tatr z obszaru Doliny Gaborowej, lodowce miały sprzyjające warunki do akumulacji. Z tego też powodu ich linia równowagi bilansowej (ang. *equilibrium line altitude ELA*) była położona niżej w stosunku do lodowców we wschodniej części cyrku, co powodowało, że lodowce były dłuższe, a ich moreny czołowe zostały uformowane niżej niż w części wschodniej.

W rzeźbie formy gruzowe zaznaczają się jako masywne wały morenowe w kształcie podłużnych jęzorów, ułożonych piętrowo, o wysokości czoł 12–15 metrów. Zespół starszy, położony na wysokości 1550–1600 m n.p.m. wykształcony jest asymetrycznie.



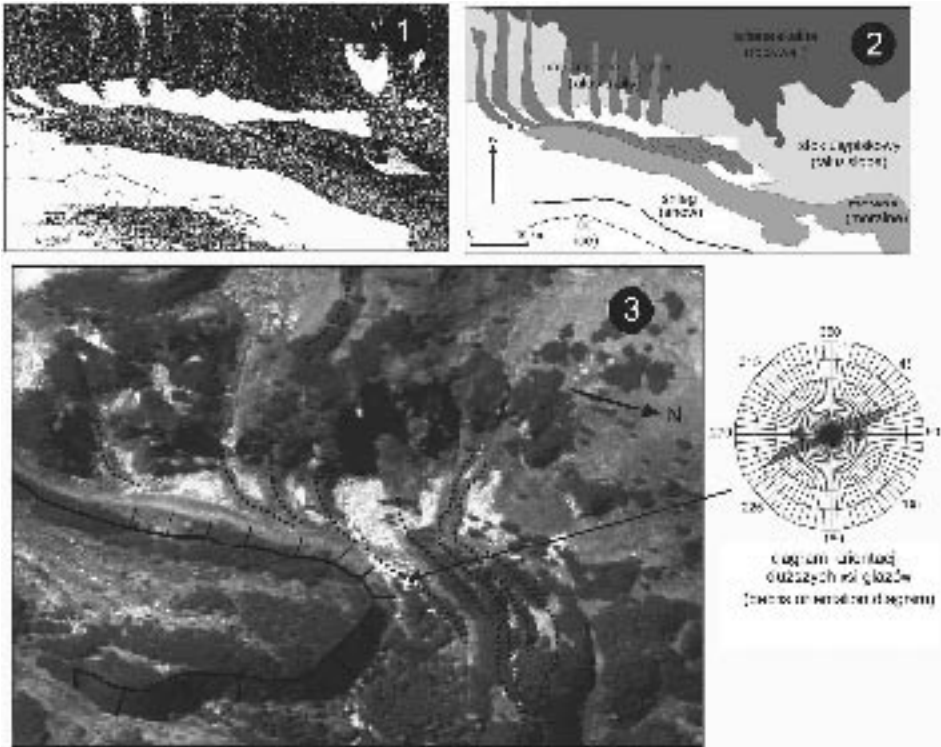
Ryc. 1. Szkic morfologiczny Siwych Sądów na podstawie badań autora

1 – stoki i ściany skalne, 2 – nabrzmienia piargowe i wały morenowe (zespół 1), 3 – spiętrzone, masywne wały morenowe (zespół 1), 4 – masywne, gruzowe wały morenowe (a), reliktywne lodowce gruzowe (b) (zespół 2), 5 – sfaldowany i spiętrzony materiał morenowy przed czołem nasuniętego jezora reliktywnego lodowca gruzowego, 6 – pagórkowata powierzchnia (morena powierzchniowa), 7 – wały morenowe rekonstruowane, 8 – stożki i rynny spływów gruzowych, 9 – stoki usypiskowe

Figure 1. Morphological scheme of the Siwe Sady, Pyszniański Cirque, the Western Tatra Mts., Poland (according to the author)

1 – rock slopes and rock walls, 2 – talus trails and moraine ridges (older generation), 3 – massive, distinct moraine ridges (older generation), 4 – massive, debris moraine ridges (a), relic moraine rock glaciers (b) (younger generation), 5 – moraine material folded and piled by a relic rock glacier tongue, 6 – ablation moraine (hummocky surface), 7 – reconstructed moraine ridges, 8 – gullies and accumulation cones of debris flow, 9 – talus cones

Masywny, wielogrzbietowy lewy wał moreny bocznej oraz wał moreny czołowej składa się z siedmiu mniejszych, łączących się ze sobą grzbietów gruzowych (ryc.1, 2). Wały i obniżenia nie stanowią tak jak w przypadku reliktywnych lodowców gruzowych reliefu w obrębie masy gruzowej, lecz są złożone w obrębie skalnego dna doliny. Struktury te ciągną się w kierunku stoków usypiskowych i tworzą w ich obrębie charakterystyczne podłużne nabrzmienia. Postępując w dół doliny, podłużne nabrzmienia stokowe nadbudowują coraz bardziej zewnętrzną część masywnego wału morenowego. Płaszczyzny stożków usypiskowych są w dolnej części wyraźnie wygięte i naśladują kierunek grzbietów gruzowych. Ciągłość trzech najwyższych położonych nabrzmień została przerwana



Ryc. 2. Porównanie zespołu form tworzących aktywne wały lodowo morenowe w obszarze lodowca Storglaciären (masyw Kebnekajse, Szwecja) (1); widoczny charakterystyczny układ nabrzeżeń piargowych tworzących wał morenowy (2) według R.P. Ackerta (1984) do analogicznie wykształconego kompleksu morenowego w Cyrku Pyszniańskim (3)

Po lewej stronie zdjęcia widoczny masywny język reliktoвого lodowca gruzowego, młodszego kompleksu gruzowego. Strzałką zaznaczono miejsce pomiaru ułożenia głazów na grzbiecie wału morenowego oraz przerywaną linią ciągi nabrzeżeń piargowych tworzących wał morenowy bocznej.

Figure 2. Comparison between the active ice-cored moraines at the Storglaciären, Kebnekajse, Sweden (1,2) (according to Ackert 1984) and the relic structures in the Pyszniański Cirque, Western Tatra Mts., Poland. Note a set of talus trails joining together down the slope into the distinct moraine ridge (2)

Massive tongue of the younger generation relic rock glacier is well visible on the left hand side on Photo 3. The arrow marks the location of the debris fabric measurements, plotted as a debris axis orientation diagram. The dashed line marks set of the talus trails.

przez nasunięty z góry spiętrzony wał młodszego zespołu morenowego, który spowodował sfałdowanie jej przed czołem w nieregularną masę gruzową.

Odmienne wykształcony jest prawy boczny wał morenowy, który jest pojedynczy, niższy i w znacznym stopniu zdegradowany (ryc. 1). Na zapleczu wałów morenowych dno cyrku jest pokryte masą gruzową o nieregularnym reliefie, typowym dla deglacji

czół lodowców pokrytych gruzem. Asymetria w wykształceniu bocznych wałów morenowych wynika z nierównomiernego rozprzestrzenienia ścian i stoków skalnych w obrębie cyrku. Sąsiedztwo ścian skalnych Liliowych Turni o wysokości 60–100 m w zachodniej części cyrku spowodowało, że lewy wał moreny bocznej jest bardziej gruzowy i masywny niż wał prawy.

Zespół młodszy jest położony w najwyższej części cyrku na wysokości 1650–1700 m n.p.m. pod stokami i ścianami skalnymi. Są to masywne gruzowe wały morenowe oraz reliktove lodowce gruzowe. Zastanawiające jest bardzo masywne wykształcenie wysokich, pojedynczych wałów morenowych młodszego zespołu wałów gruzowych w stosunku do niewielkiego obszaru zasilania lodowców i wielkości ścian skalnych, stanowiących źródło dostawy gruzu. Cechy morfologiczne sugerują, że formy te powstały w wyniku ponownej transgresji lodowców pokrytych gruzem, powodującej detrakcję, egzarcację spiętrzenie i włączenie w obręb moren proglacialnej zwietrzliny stokowej. Tak wysokie formy nie mogły być jedynie skutkiem ponownego nasunięcia stagnującego lodowca (oscylacji), ale sugerują zupełnie nowy cykl procesów glacialnych na niepokrytym lodem podłożu i jego deformacje. W przekroju poprzecznym formy te są asymetryczne, ze stromymi czołami o nachyleniu bliskim kąta naturalnego zsy-pu i łagodnie opadającymi zboczami po stronie proksymalnej, sugerujące powstanie w drodze pchania i spiętrzenia materiału przed czołem nasuwającego się jezora lodowcowego. Reliktowe lodowce gruzowe (ryc. 1, 2) reprezentują formy będące w różnym stopniu rozwoju, od inicjalnie wykształconych masywnych lobów i podkowiastych wałów bez wyraźnie wykształconych struktur grzbietów i obniżień na powierzchni, po jezory z podłużnymi drugorzędnymi grzbietami w obrębie masy gruzowej i stromymi czołami. Lodowce gruzowe tworzyły się lokalnie jako kontynuacja procesów w obrębie lodowców pokrytych gruzem, spowodowane przez podnoszenie linii równowagi bilansowej lodowca i zmniejszanie obszaru akumulacji powodujące, że pokryte i przeciążone gruzem czoło kontynuowało dalsze pełznięcie jako lob lodowca gruzowego. Lodowce gruzowe formowały się w wyniku znacznej dostawy gruzu, która powodowała jego koncentrację bezpośrednio na powierzchni niewielkiego, stromego obszaru ablacji (Ackert 1998). Inicjalne formy lodowców gruzowych tworzyły się wskutek przerwania dalszej dostawy gruzu, w wyniku czego pokryte gruzem czoła lodowców nie zostały przekształcone w loby i jezory lodowców gruzowych, lecz zachowały się w rzeźbie w postaci masywnych podkowiastych wałów bądź lobów gruzowych (ang. *ice-cored terminal moraine loop*) (Ackert 1998).

Cechy morfologiczne starszego kompleksu morenowego w Cyrku Pyszniańskim przypominają opisywane przez R.P. Ackerta (1984) aktywne wały moren bocznych z jądrem lodowym w otoczeniu lodowców doliny Tarfała w masywie Kebnekajse (Szwecja) (ryc. 2). Materiał gruzowy budujący stożek usypiskowy nie tworzy jednolitej pokrywy usypiskowej, lecz podłużne nabrzmienia piargowe (ang. *talus trails*), które łączą się niżej tworząc masywny wał moreny bocznej. Nabrzmienia piargowe na stoku usypiskowym powstały w reżimie płynięcia lodu w strefie akumulacji, przez co stanowią unikalny typ form glacialnych tworzonych w strefie akumulacji powyżej linii wieloletniego śniegu (Ackert 1984). Wyraźnie ukierunkowane stożki usypiskowe i mikrorelief w ich obrębie stanowią linie kierunku płynięcia lodowca. Dlatego najmniejsza wysokość położenia

wygiętych stożków usypiskowych jest używana do określenia położenia linii równowagi bilansowej lodowca w okresie tworzenia masywnej moreny.

Reliktowe wały lodowo-morenowe w obrębie Siwych Sądów budują bloki i grubofrakcyjny gruz skalny. W strukturze gruzu budującego wał morenowy w zachodniej części Cyrku Pyszniańskiego zaznacza się, podobnie jak w przypadku lodowców gruzowych, wyraźna orientacja dłuższych osi większych głazów do przebiegu wałów gruzowych i kierunku płynięcia lodu (ryc. 2). Ukierunkowanie to w przypadku gruzu budującego wały lodowo-morenowe nie stanowi dowodu na wtórne przemieszczanie mas lodowo-gruzowych (Kotarba 1991), lecz wiąże się z dopasowaniem bloków do kierunku płynięcia lodu i naprężeń w obrębie płaszczyzn poślizgu lodowca (Ackert 1984).

## Charakterystyka rzeźby reliktowych wałów lodowo-morenowych

Wały lodowo-morenowe (wały morenowe z jądrem lodowym, ang. *ice-cored moraine*) ze względu na specyficzne cechy morfologiczne i genezę, stanowią odrębny typ form morfologicznych w stosunku do wałów morenowych bez jądra lodowego w obszarach wysokogórskich będących pod wpływem klimatu kontynentalnego (Østrem, Arnold 1970). Boczne wały lodowo-morenowe były opisywane w obszarach wysokogórskich położonych w strefie polarnej Svalbardu (Sletten i in. 2001, Lønne, Lyså 2005, Lukas i in. 2006), w strefie subpolarnej Laponii (Østrem 1964, 1966, Ackert 1984, Rączkowska 2007), kanadyjskich Górach Skalistych (Østrem, Arnold 1970), terytorium Jukonu (Johnson 1971) i południowej Norwegii (Eriksson 1958).

Najwięcej prac dotyczy obszarów górskich Skandynawii, gdzie po raz pierwszy został opisany mechanizm i warunki tworzenia tych form. Obecność aktywnych wałów morenowych z rdzeniem lodowym jest uznawana za wskaźnik wieloletniej zmarzliny (Rączkowska 2007).

Wały morenowe z rdzeniem lodowym to masywny kompleks moreny czołowej lub bocznej w kształcie łuku bądź wału, osięgający wysokość do 50 m, złożony z szeregu mniejszych, drugorzędnych, ułożonych koncentrycznie lub wzajemnie nachodzących na siebie grzbietów. Formy te charakteryzują strome zbocza (30–35°), osięgające nachylenie kąta naturalnego zsypu, falisty profil podłużny grzbietu, nie związany z profilem podłużnym lodowca oraz bardzo charakterystyczna, nieproporcjonalnie duża szerokość i masywność w stosunku do rozmiarów i obszaru zasilania lodowca (Ackert 1984).

Cechy morfologiczne, a w szczególności obecność równoległych, koncentrycznie ułożonych grzbietów powodowała, że formy te były mylnie interpretowane jako lodowce gruzowe typu „*debris rock glacier*” (dyskusja Østrem, Arnold 1970, 1971 i Barsch 1971, 1996, Rączkowska 2007). Pomyłki te wynikały z podobieństw, jakie istnieją na zdjęciach lotniczych, między zespołem wałów morenowych a strukturami grzbietów i obniżen (ang. *ridges and furrows, porridge like topography*) na powierzchni lodowców gruzowych. Wały lodowo-morenowe tworzą się w obrębie płaskich den cyrków glacialnych, gdzie nachylenie powierzchni uniemożliwia charakterystyczny dla aktywnych lodowców gruzowych proces pełznięcia mas lodowo-gruzowych. Dodatkowo lód lodowcowy zawarty wewnątrz wałów lodowo-morenowych nie jest wystarczająco miąższy, aby nastąpiło jego plastyczne płynięcie (Barsch 1996). Badania triangulacyjne

położenia punktów w obrębie wałów morenowych oraz pokrycie aktywnych form przez porosty *Rhizocarpon geographicum* (Østrem, Arnold 1971) świadczą o stabilności kompleksu morenowego i wykluczają możliwość ich genetycznej interpretacji jako lodowca gruzowego. W odróżnieniu od lodowców gruzowych po stronie proksymalnej wałów morenowych z rdzeniem lodowym znajduje się zagłębienie bądź mało nachylona powierzchnia powstała po wytopieniu lodowca w miejscu stagnowania lodu. Formy te różnią się także kształtem; wały lodowo-morenowe to łukowate bądź podłużne masywne grzbiety, a nie jęzory i loby gruzowe, które charakterystyczne są dla morfologii lodowców gruzowych.

Istnieje jednak możliwość transformacji kompleksu moreny czołowej z rdzeniem lodowym w lodowce gruzowe typu *debris rock glacier* w przypadku złożenia masy gruzowo-lodowej na stoku o znacznym nachyleniu oraz warunków topoklimatycznych umożliwiających dostawę gruzu oraz przetrwanie i formowanie lodu wewnętrznego (interstycjalnego) (Østrem, Arnold 1971). Jak wykazały badania w rejonie Kebnekajse (Østrem 1964, Ackert 1984), boczne wały morenowe z rdzeniem lodowym mogą być wykształcone asymetrycznie, bardziej masywne i wysokie po jednej stronie lodowca i nie występować zupełnie po stronie przeciwnej. Asymetria warunkowana jest rozprzestrzenieniem obszarów zasilania gruzem w otoczeniu lodowca. Skoncentrowana przestrzennie dostawa gruzu powoduje jego skupienie w jednej strefie lodowca i bardziej masywne formy morenowe po wytopieniu lodu. Geneza lodu rdzeni lodowych budujących wały morenowe była zagadnieniem dyskusyjnym: wiązano ją bądź z obecnością lodu lodowcowego (Johnson 1971, Ackert 1984), bądź lodu pochodzącego z diagenetyzacji płatów wieloletniego śniegu (Østrem 1964, 1966). Formowanie wałów lodowo-morenowych w górach Świętego Eliasza wiąże się z wytapianiem moreny wewnętrznej lub zasypywaniem rdzenia lodowego przez osady stożków fluwioglacjalnych wypływających z topniejącego lodowca (Johnson 1971) oraz szarżami lodowców. Formy zbudowane z drobnych osadów fluwioglacjalnych są niestabilne i po wytopieniu rdzenia lodowego ulegają degradacji tworząc urozmaicony, chaotyczny pagórkowaty relief morenowy (ang. *hummocky moraine*). Jak wykazały badania w rejonie Kebnekajse (Ackert 1984), nawet po wytopieniu lodu wewnętrznego wały gruzowe wyraźnie eksponują się w rzeźbie cyrków, szczególnie te zbudowane z bloków i głazów skalnych, tworząc struktury linijne (ang. *controlled moraine*) (Benn, Evans 1998). Wały lodowo-morenowe tworzą się współcześnie w obszarach będących pod wpływem klimatu kontynentalnego z małą ilością opadów (Laponia, Góry Skaliste, wschodnia część Spitsbergenu), sprzyjających znacznej dostawie gruzu i niewielkiej dynamice procesów glacialnych. Brak ich zupełnie w obszarach o dużej wilgotności, gdzie większa dostawa opadów sprzyja formowaniu lodowców (Østrem, Arnold 1970).

## Mechanizm formowania bocznych wałów lodowo-morenowych

Wały lodowo-morenowe tworzą się z gruzu piargowego włączonego i transportowanego w obrębie masy lodowca oraz lodu lodowcowego (Ackert 1984). Układ i geometria struktur budujących wały lodowo-morenowe jest uwarunkowana kierunkiem ruchu lodu oraz rozprzestrzenieniem gruzu w obrębie lodowca. Materiał gruzowy



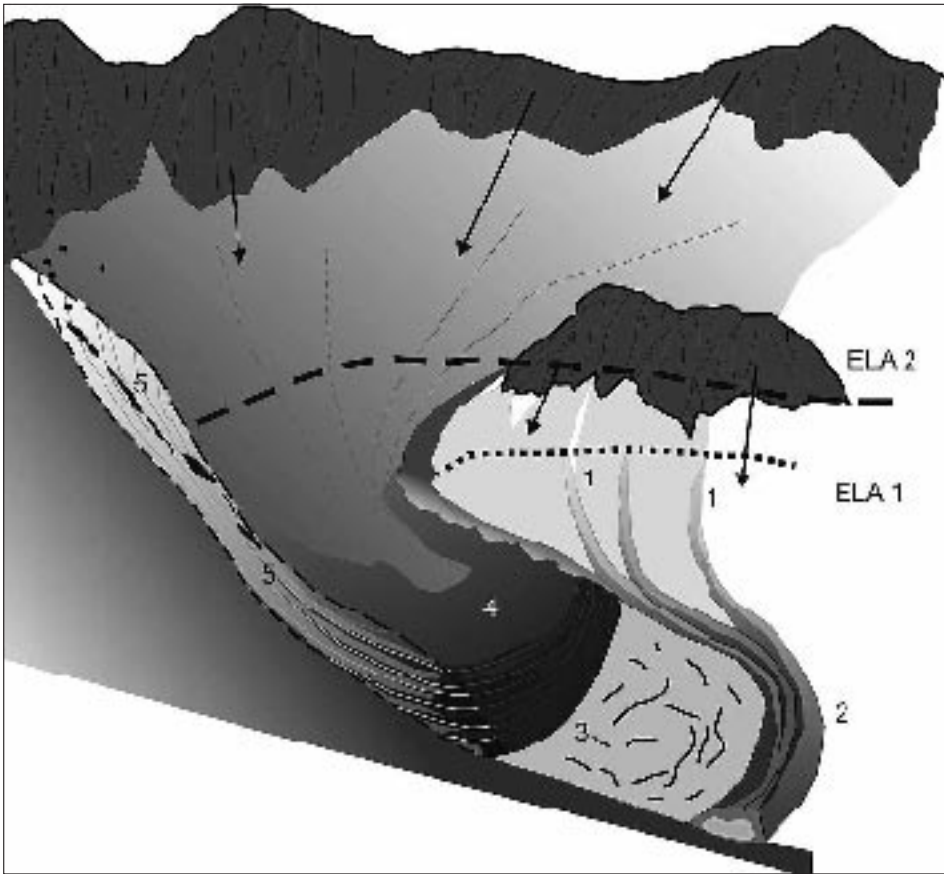
transportowany glacialnie może być składany na powierzchni lodowca przez lawiny i dostarczany w wyniku odpadania z otaczających lodowiec ścian skalnych (transport supraglacialny), z wyłączenia materiału z podłoża (transport subglacialny) oraz transportu wewnątrz lodowca (transport inglacialny) (Sletten i in. 2001). Dostawa ze ścian cyrków stanowi główne źródło zasilania gruzem lodowców górskich (Benn, Evans 1998, Potter 1972). Gruz jest akumulowany w obrębie pola firnowego i transportowany w obręb strefy ablacji wewnątrz masy lodowej, wzdłuż płaszczyzn ślizgu w postaci warstw wzbogaconych w gruz równoległe do stratyfikacji lodu (ryc. 3). Jego transport zachodzi wzdłuż linii płynięcia lodu i naśladuje kierunek płynięcia lodowca, skupia się w strefie konwergencji strumieni gdzie zbiegają się kierunki strumieni lodu a wraz z nimi gruzu wewnętrznego.

Poniżej linii wieloletniego śniegu istnieją warunki do tworzenia na obrzeżach i czole jezora lodowcowego pokrywy gruzowej (Ackert 1998). Tworzy się ona w miarę włączania większej ilości gruzu z otaczających lodowiec ścian i stoków skalnych oraz wskutek wytapiania bądź wynurzania się gruzu wewnątrz lodowcowego (inglacialnego) wzdłuż powierzchni ścinania (Benn, Evans 1998 i literatura tam cytowana).

Mięzsza pokrywa gruzowa działa jak warstwa izolacyjna dla lodu zagrzebanego poniżej warstwy gruzowej i powoduje szybsze wytapianie lodu niż warstwy lodowo-gruzowej, doprowadzające z czasem do odcięcia wału lodowo-morenowego od reszty lodowca. W wyniku na czole i obrzeżach jezora tworzą się wydłużone, równoległe do krawędzi jezora nabrzmienia lodowo-gruzowe. Obniżenia między nimi są wykorzystywane przez koryta wód progłacialnych, powodujących wtórne przemodelowanie wałów lodowo-morenowych (Benn, Evans 1998).

Powstanie masywnych wałów morenowych opisywanych z Cyrku Pyszniańskiego wiązało się z długim i złożonym procesem tworzenia w warunkach sprzyjających bardzo dużej dostawie gruzu ze stoków. Podczas deglacjacji system wysokogórski stanowił czuły układ sprzężony, zależny od stosunku dostawy lodu i gruzu do systemu. Zmiany w ilości dostarczanego lodu i gruzu wpływały na wykształcenie rzeźby i typ form gruzowych. Dynamika w systemie gruzowo-lodowym była generowana przez zmiany klimatyczne oraz modyfikowana przez zróżnicowane przestrzennie cechy strukturalne podłoża, które decydowały o mozaikowym układzie przestrzennym źródeł dostawy gruzu. Struktura podłoża, rozumiana jako cechy litologiczne skał (typ petrograficzny, odporność) oraz tektoniczne (ułożenie, zespół spękań), stanowiła element decydujący w rozprzestrzenieniu źródeł dostawy gruzu i modyfikowała położenie form morfologicznych. Czynnikiem ten powodował, że w obrębie cyrków o niewielkiej dostawie ze stoków i ścian skalnych, formy gruzowe zostały wykształcone jako niewielkie, niskie wały morenowe, a w dnach cyrków z dużą powierzchnią ścian skalnych zaznaczają się dobrze wykształcone gruzowe kompleksy ablacyjne (lodowce gruzowe, moreny ablacyjne).

Tworzenie aktywnych wałów lodowo-morenowych opisywanych w Skandynawii (Ackert 1984) wymagało małej dynamiki procesów glacialnych i stosunkowo niewielkich zmian pozycji czoła lodowca w dłuższym okresie. Takie warunki mogły panować jedynie podczas dłuższych okresów chłodnych, które powodowały niewielkie zmiany tempa akumulacji lodu w polu firnowym (Østrem, Arnold 1970).



Ryc. 3. Model formowania wałów lodowo-morenowych w Cyrku Pyszniańskim (według autora)  
 1 – nabrzmienia piargowe na stoku usypiskowym formowane w strefie akumulacji lodowca, 2 – masywny wał lodowo-morenowy, 3 – gruzowa pokrywa ablacyjna, 4 – pokryty gruzem język lodowca, 5 – inglacialnie transportowany gruz, strzałki wskazują kierunek dostawy gruzu ze stoków, ELA1, ELA 2 – położenie lokalnych linii wieloletniego śniegu

Figure 3. Model of the ice-cored moraine formation in the Pysznianski Cirque (according to the author)

1 – talus trills formed in the zone of glacier accumulation, 2 - massive ice-cored moraine ridge, 3 – debris ablation cover, 4 – debris covered glacier tongue, 5 – inglacially transported debris, arrows marked the debris input directions, ELA 1, ELA 2 – equilibrium line altitude localization

Wysokie i masywne wały moren bocznych, opisywane w obrębie Cyrku Pyszniańskiego, stanowiły efekt nakładania się kilku strumieni gruzowych, utworzonych podczas sukcesywnych nasunięć jezora lodowcowego (ryc. 3). Nabrzmienia piargowe stopniowo powiększały i nadbudowywały wał morenowy od strony proksymalnej, dlatego jest on nieproporcjonalnie masywny w stosunku do rozmiarów lodowca, który

go tworzył. Najstarszym elementem rzeźby wału morenowego są strumienie piargowe złożone po jego dystalnej części podczas maksymalnego nasunięcia lodowca pyszniańskiego w obrębie dna cyrku. Stopniowo nadbudowywany od wewnątrz wał morenowy utworzył swoistą barierę morfologiczną dla kolejnych nasunięć czoła lodowca (Ackert 1984). Zachowane struktury nabrzmień piargowych świadczą, że późniejsze awanse lodowca pyszniańskiego miały coraz mniejszą amplitudę w stosunku do najbardziej zewnętrznego wału morenowego zachowanego w obrębie tego cyrku. Sugeruje to stopniowe, powolne podnoszenie się linii wieloletniego śniegu, które nastąpiło po okresie znacznego nasunięcia (transgresji) czoł lodowców w Dolinie Pyszniańskiej.

## Wnioski

Cechy morfologiczne wałów morenowych w zachodniej części Cyrku Pyszniańskiego, a w szczególności związek genetyczny między wałami moren bocznych i sąsiadującymi stożkami usypiskowymi przypomina analogicznie wykształcony kompleks gruzowy w masywie Kebnekajse (Laponia). Wysoki i masywny wał moreny bocznej stanowi skutek nakładania się kilku strumieni gruzowych, które tworzyły się podczas sukcesywnych nasunięć pokrytego gruzem jezora lodowcowego. Tworzenie kompleksu wałów lodowo-morenowych wymagało długotrwałego suchego, chłodnego klimatu, sprzyjającego bardzo dużej dostawie gruzu oraz niewielkim oscylacjom czoła lodowca. Formy opisywane w obrębie Siwych Sadów stanowią dowód na późnoglacialną morfogenezę cyrku przy udziale lodowców pokrytych gruzem.

## Literatura

- Ackert R.P., 1984, *Ice-cored lateral moraines in Tarfala Valley, Swedish Lapland*, Geografiska Annaler, 66A, 1–2, 79–88.
- Ackert R.P., 1998, *A rock glacier/debris covered glacier system at Galena Creek, Absaroka Mountains, Wyoming*, Geografiska Annaler 80A, 3–4, 267–276.
- Barsch D., 1971, *Rock glaciers and ice-cored moraines*, Geografiska Annaler, 53A, 3–4, 203–206.
- Barsch D., 1996, *Rock Glaciers: indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments*, Springer-Verlag, Berlin.
- Benn D.I., Evans D.J.A., 1998, *Glaciers and Glaciation*, Arnold, London.
- Eriksson B.E., 1958, *Glaciological investigations in Jotunheim and Serek in the years 1955 to 1957*, Geographica, Papers from Geographical Institute, Upsala University, 34, 43–46.
- Guzik K., 1959, *Mapa geologiczna Tatr Polskich*, Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Halicki B., 1931, *Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr*, Spraw. Polskiego Instytutu Geologicznego, 5, 3–4, 375–534.
- Jacynowski S., 1959, *Fotogrametryczna analiza młodszej pokrywy i form czwartorzędowych dolin Chochołowskiej i Jarząbczej w Tatrach Zachodnich*, Przegląd Geologiczny, 7, 369–372.
- Jaroszewski W., 1965, *Budowa geologiczna w górnej części Doliny Kościeliskiej w Tatrach*, Acta Geologica Polonica, 15, 4, 429–499.

- Johnson P.G., 1971, *Ice cored moraine formation and degradation*, Donjek glacier, Yukon territory, Canada, *Geografiska Annaler*, 53A, 3–4, 198–202.
- Kaszowski L., Krzemień K., Libelt P., 1988, *Postglacialne modelowanie cyrków lodowcowych w Tatrach Zachodnich*, *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne*, 71, 121–141.
- Klimaszewski M., 1960, *On the influence of pre-glacial relief on the extension and development of glaciation and deglaciation of mountainous regions*, *Przegląd Geograficzny*, 32, Suppl., 41–49.
- Klimaszewski M., 1961, *Guidebook of Excursion "From the Baltic to the Tatras" (Part III South Poland)*, *Materiały INQUA VI Congress*, 1961, Łódź.
- Klimaszewski M., 1965, *On the effect of the preglacial relief on the course and the magnitude of glacial erosion in the Tatra Mountains*, *Geographia Polonica*, 2, 11–21.
- Klimaszewski M., 1988, *Rzeźba Tatr Polskich*, PWN, Warszawa.
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987, *High-mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains*, *Geographical Studies, Special Issue*, 3, 69–95.
- Kotarba A., 1991, *Reliktowe lodowce gruzowe jako element deglacjacji Tatr Wysokich*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 25–26, 133–149.
- Libelt P., 1994, *Das Spaet – und Postglazial in der Polnischen Tatra*, *Salzburger Geographische Arbeiten*, 26, 71–82.
- Libelt P., Obidowicz A., 1994, *Die Holozäne evolution der natürlichen umwelt in der stufe der oberen wladgrenze in der West-Tatra*, *Witteilung der Österreichen Geographischen Gesellschaft*, 136, 243–262.
- Lønne I., Lyså A., 2005, *Deglaciation dynamics following the Little Ice Age on Svalbard: Implications for shaping of landscapes at high latitudes*, *Geomorphology*, 72, 300–319.
- Lukas S., Nicholson L.I., Humlum O., 2006, *Comment on Lønne and Lyså (2005): "Deglaciation dynamics following the Little Ice age on Svalbard: Implications for shaping of landscapes at high latitudes"*, *Geomorphology*, 84, 145–149.
- Młodziejewski J., 1929, *Morfologia glacialna "Siwych Sadów" w Dolinie Kościeliskiej w Tatrach*, *Wiadomości Geograficzne*, 510–525.
- Nowacki Ł., 2006, *Formy lodowcowe i wodnolodowcowe w Dolinie Kościeliskiej (Tatry Zachodnie)*, *Przegląd Geologiczny*, 54, 7, 605–609.
- Nemčok A., Mahr T., 1974, *Kamenne ladovce v Tatrach*, *Geografický Časopis*, 4, 359–373.
- Østrem G., 1964, *Ice-cored moraines in Scandinavia*, *Geografiska Annaler.*, 46, 3, 282–333.
- Østrem G., 1966, *Ice-cored moraine in the Kebnekaise area*, *Biuletyn Peryglacialny*, 11, 271–278.
- Østrem G., Arnold K., 1970, *Ice-cored moraines in southern British Columbia and Alberta*, Canada, *Geografiska Annaler*, 53A, 3–4, 207–213.
- Østrem G., Arnold K., 1971, *Rock glaciers and ice-cored moraines, a reply to D. Barsch*, *Geografiska Annaler*, 53A, 3–4, 207–213.
- Piwkowski R., Gawęda A., 1998, *Ewolucja metamorficzna skał rejonu Błyszczka (Masyw Bystrej, Tatry Zachodnie)*, *Studia Geologica Polonica*, 11, 137–154.
- Potter N., 1972, *Ice-cored rock glacier, Galena creek, northern Absaroka Mountains*, Wyoming, *Geological Society of America Bulletin*, 83(10), 3025–3057.
- Rączkowska Z., 2007, *Współczesna rzeźba peryglacialna wysokich gór Europy*, *Prace Geograficzne IGiPZ PAN*, 212.
- Romer E., 1929, *Tatrzańska epoka lodowa*, *Prace Geograficzne*, 11, Lwów, 93–102.

Sletten K., Lyså A., Lønne I., 2001, *Formation and desintegration of high-arctic ice cored moraine complex*, Scott Turnerbreen, Svalbard, *Boreas*, 30, 272–284.

Zejszner L., 1856. *Über eine Längemoräne im Tale des Biely Dunajec bei dem Hochofen von Zakopane in der Tatra*, Sitz. d.k. Akademie d. Wiss., Math. – naturwiss., 21.

## Relic ice-cored lateral moraines in the western part of the Pyszniański Cirque, the Western Tatra Mts.

### Summary

A morphological study which included detailed geomorphological mapping, aerial and satellite images analyses and debris fabric studies was conducted on massive debris ridges in the Pysznianska Valley (Siwe Sady), the Western Tatra Mts. Study reveals a connection between the talus geometry and the moraine ridge development, which resembles a situation on active ice-cored moraines in the Swedish Lapland. These forms are frequent in the Alpine areas of continental climate, where glacial cirques were shaped by debris-covered glaciers. Such type of morphological forms have never been discovered in the Tatra Mts.

*Piotr Kłapyta*

*Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej*

*Uniwersytet Jagielloński*

*ul. Gronostajowa 7*

*30-387 Kraków*

*e-mail: woytastry@poczta.onet.pl*

