

Alfred Jahn

Wrocław

MIKRORELIEF PERYGLACJALNY TATR I BABIEJ GÓRY

Zarys treści

Badania wykonano głównie w Tatrach Zachodnich oraz w grupie Babiej Góry w Beskidzie Wysokim. Wyróżniono zasadnicze formy mikroreliefu peryglacjalnego: thufury, jezory soliflukcyjne, girlandowe terasy soliflukcyjne, płaty i rynny rumowisk skalnych, wielkie i małe (miniaturowe) gleby strukturalne. Te formy peryglacjalne występują w całej strefie wysokogórskiej Tatr, aż po górną granicę lasu. Oprócz warunków klimatycznych na ich rozmieszczenie mają wpływ warunki litologiczne. Thufury i formy soliflukcji występują głównie na podłożu skał osadowych (wapieni, łupków). Natomiast formy i struktury sortowania, zbliżone do miniaturowych gleb strukturalnych, występują na powierzchni łupków krystalicznych i gnejsów. Pośrednia i bezpośrednia działalność człowieka, a więc wypas owiec i zakładanie dróg turystycznych przyspiesza procesy peryglacjalne, dlatego formy mikroreliefu peryglacjalnego występują często wzdłuż szlaków turystycznych lub na halach, nadmiernie wypasanych przez owce.

W Tatrach znajdują się współczesne formy peryglacjalne oraz relikty form plejstocenских. Wielkie sieci poligonalne są porośnięte trawą, nie wykazują śladów „życia”. Natomiast formy „żywe” należą raczej do typu miniaturowych gleb strukturalnych.

WSTĘP

W roku 1946 i 1947 przeprowadziłem badania geomorfologiczne w Tatrach z wyraźnym nastawieniem na zagadnienia mikroreliefu glacialnego i peryglacjalnego wysokich grzbietów i kotłów. Notatka o wstępnych wynikach tych badań ukazała się w *Wierchach* już w 1947 r. (4). Była to zarazem pierwsza wiadomość o znalezieniu gleb strukturalnych w całych Tatrach. Obszerniejsze zaś sprawozdanie z prac opublikowano z kolei w 1950 r. (5). W pracy tej opisano cztery stanowiska peryglacjalnych form glebowych w Tatrach. Oprócz gleb strukturalnych (Przełęcz Krzyżne) znaleziono formy soliflukcyjnych girland, glebę brukową oraz wysepki ziemiste wśród rumowisk skalnych. Zjawiska owe uznałem wówczas za wytwór współczesnego klimatu gór, wyznaczając granicę glebowych struktur mrozowych w wysokości 2100 m.

Nicco później znalazł J. Sekyra (21) piękne formy pagórków darniowych a więc tzw. thufurów oraz formy soliflukcji w Tatrach Bielskich, już w wysokości powyżej 1750 m. Praca Sekyry z 1950 r. o tych właśnie znaleziskach rozpoczęła szczęśliwe i bardzo owocne w wyniki badania peryglacjalne w słowackiej części Tatr, prowadzone przez samego Sekyrę (22, 23, 24), a ponadto przez J. Petránka (20), J. Peliška (18, 19), J. Ksandra (8, 9, 10) i M. Lukniša (14). W 1954 r. wymienia J. Ksandr

(9) już 15 stanowisk z formami mikroreliefu peryglacialnego w tej części Tatr. Znalezione tu wieloboczne gleby strukturalne, między innymi na przełęczy Lučne Sedlo pod Kończystą, na Bujaczym Wierchu w Tatrach Bielskich, na przełęczy pod Wielką Kopą Koprową, w dolinie Pięciu Stawów Spiskich, pod Sławkowskim Szczytem oraz w bardzo osobliwych warunkach na dnie jeziora Skalnate Pleso pod Łomnicą. Odkryto wiele stanowisk girlandowych teras soliflukcyjnych, zwłaszcza w Tatrach Bielskich (Bujaczy Wierch, Przednie Jatki). Ta część gór jest również znana z typowych thufurów, które ostatnio opisano także ze słowackiej części Tatr Wysokich. Na osobną wzmiankę zasługują gleby brukowe notowane przez J. Ksandra (10) i J. Sekyrę (24) z obszaru Pięciu Stawów oraz w okolicy Kobylego Stawu pod przełęczą Gładkie. Podkreślana jest ogromna rola lodu włóknistego w kształtowaniu mikroreliefu peryglacialnego Tatr.

Biorąc pod uwagę wyniki dotychczasowych badań można wysunąć bardzo prawdopodobne przypuszczenie, że zasadnicze typy form mikroreliefu peryglacialnego Tatr zostały już poznane. Sprawą istotną staje się teraz rozmieszczenie tych form, dolna granica ich występowania, związek z ekspozycją stoków, a wreszcie zależność od lokalnych warunków litologicznych i gospodarki człowieka.

Dla wyjaśnienia owych zagadnień odbyłem w 1955 i 1956 r.¹ szereg wycieczek, głównie na obszarze Tatr Zachodnich. Była to praca finansowana częściowo przez Instytut Geografii Polskiej Akademii Nauk. Niniejszy artykuł zawiera wyniki tych spostrzeżeń.

THUFURY

Pagórki darniowe, nazwane przez Thoroddsena (26) na Islandii *thufurami* należą dzisiaj z racji ich powszechnego występowania do dobrze znanych form kriogenicznych. Są one identyczne z *bugrami* tundr syberyjskich, lecz nadmienić należy, że ta druga nazwa nie przyjęła się na zachodzie. Troll (27) w monografii mikroform i struktur peryglacialnych wypowiada się za terminem *thufur*, jako nazwą o charakterze międzynarodowym i konsekwentnie stosuje ją odnośnie pagórkowatych form peryglacialnych strefy wysokogórskiej. Ten fakt zadecydował zapewne o tym, że Czesi i Słowacy odkrywcy darniowe pagórki o cechach kriogenicznych w Tatrach (J. Sekyra, 21), w Niżnich Tatrach (D. Louček, 13) i w Małej Fatrze (E. Mazur, 16), nazwali je *thufurami*, a więc podobnie jak w Alpach. Aby uniknąć możliwych nieporozumień terminologicznych sądzę, że tę nazwę należy już utrzymać i dla form polskiej części Tatr, aczkolwiek

¹ W niektórych z nich w 1955 r. brali udział: prof. J. Dylik, doc. A. Dylikowa, mgr J. Gieysztorowa.

w naszym słownictwie peryglacjalnym wydaje się bardziej rozpowszechnione określenie rosyjskie *bugry*, używane przede wszystkim w opisach form plejstocenских, a więc kopalnych.

Najładniejsze stanowisko thufurów jest mi znane w okolicy Gładkiego Uplaziańskiego w Tatrach Zachodnich. Na łagodnie nachylonej powierzchni stoków i grzbietu (od 0° do 15°) zaznaczonej na mapie fotogrametrycznej Tatr (1 : 20 000) nazwą „Karczmiska” występuje w wysokości 1650—1700 m wielka ilość gęsto obok siebie stojących pagórków darniowych (fot. 1). Są one kopulaste, o zboczach stromych lub nawet poderwanych. Posiadają zarysy okrągławe, eliptyczne lub w ogóle są bezkształtne. Forma ta zresztą w dużej mierze zależy od nachylenia powierzchni grzbietu lub stoku. Wraz ze wzrostem nachylenia wydłuża się oś thufurów. Wysokość thufurów jest różna, rzadko jednak przekracza 0,5 m. Daje się zauważyć, że rozmiary tych form, a także ich ilość wzrasta tam, gdzie podłoże jest wilgotniejsze, np. dookoła źródeł wypływających u stóp Gładkiego Uplaziańskiego.

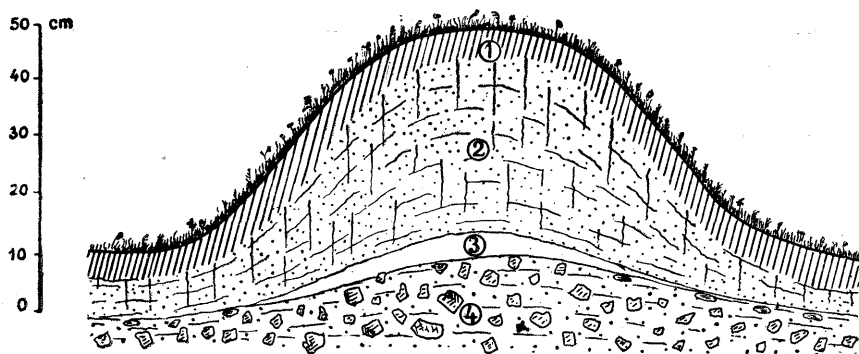


Fig. 1. Przekrój przez thufur na Gładkiem Uplaziańskim

1. darni; 2. glina pylasta, pulchna z korzonkami; 3. przestrzeń pusta; 4. glina zwarta, z głazami

Thufury są zbudowane z gliny żółtej, zawierającej drobny gruz dolo-mitów. Materiał ten jest bardzo porowaty, pulchny, poprzecinany całą siecią drobnych kanalików (fig. 1). W głębi pagórków, nieco poniżej poziomu ich podstawy, znajduje się glina o większej zawartości gruzu, bardzo zbita, czym wyraźnie różni się od sypkiego materiału pagórka. Granica tych warstw jest ostra, między obu warstwami spotyka się niekiedy soczewkowatą przestrzeń pustą. Powierzchnia dolnej warstwy posiada łagodną wypukłość naśladującą nabrzmienie thufura. Roślinność trawiasta pokrywa pagórek, a nitkowate korzonki głęboko sięgają w jego wnętrze, nie przekraczają jednakże powierzchni gliny zwartej.

Thufury są w Tatrach zjawiskiem bardzo powszechnym, występują niemal na każdej płaskiej lub łagodnie nachylonej powierzchni trawiastej, zwłaszcza powyżej wysokości 1700 m. Drugie ich stanowisko, w okolicy Gładkiego Upłaziańskiego, to Przełęczka przy Kopie (1800 m) między wspomnianym grzbiem a Chudą Turnią (fot. 2). Z innych stanowisk wymienić należy: Trzydniowiński Wierch — małe thufury (0,2—0,3 m) w wysokości 1740 m, Czerwony Wierch (grzbiet poprzeczny między Wołowcem a Jarząbczym Wierchem), Przełęcz Pyszniańska (1787 m). Na stokach Kominów Tylkowych thufury pojawiają się stosunkowo nisko, w wysokości 1500 m. Również niskie stanowisko owych form stwierdza się pod Kobylarzem i nad Kotłami Wielkiej Świstówki (1600—1700 m) oraz pod Przełęczą Kondracką przy ścieżce z doliny Małej Łąki (1500 m). Pagórki thufurowe spotyka się na trawiastych upłazach Czerwonych Wierchów, a więc pod Kopą Kondracką i Małolączniakiem, począwszy od wysokości 1800 m w górę. Okazałe tego rodzaju formy, 0,5 m wysokie występują na przełęczy Liliowe — o czym zresztą wspomina już J. Ksandr (9).

Pod Kopą Magury oraz na Hali Karczmisko (nad Halą Gąsienicową) występują bądź to pojedynczo, bądź też gromadnie pagórki darniowe w położeniu bardzo niskim (1560 m). Budową przypominają thufury Gładkiego Upłaziańskiego, a więc posiadają spulchnioną, pylastą glinę wewnątrz oraz łagodnie uwypukloną, zwartą glinę u podstawy. Trzymają się miejsc wilgotnych. Czy są to formy kriogeniczne, trudno odpowiedzieć. W przeciwieństwie do poprzednio opisanych stanowisk Karczmisko pod Kopą Magury jest miejscem wypasu bydła, które jak wiadomo (6) racicami wydeptuje formy bardzo przypominające thufury. Niektóre z tych pagórków są związane z blokami skalnymi, tworzącymi jakby trzon formy.

Na wapiennych stokach Małej Koszystej, od strony Polany Waksmundzkiej, thufury pojawiają się już powyżej wysokości 1600 m.

W rozważaniu zagadnień genetycznych thufurów tatrzańskich zwrócić należy uwagę na następujące momenty:

1. Na rozmieszczenie thufurów duży wpływ wywiera podłoże skalne. Osadowe skały serii wierchowej i reglowej są miejscem występowania owych form częściej, aniżeli krystaliczne skały trzonu. Odnosi się to przede wszystkim do skał rozpuszczalnych, a więc dolomitów i wapieni. Ponadto thufury pojawiają się również na powierzchni różnych łupków. Przyczyna tego faktu wydaje się zrozumiała. Na dolomitach i wapieniach występuje gruba warstwa zwietrzliny, o stosunkowo dużej plastyczności. Materiał ten, zwłaszcza jeśli jest wilgotny (w pobliżu źródeł i wysięków wodnych), ulega dużym zmianom objętościowym pod wpływem działania mrozu. Roślinność trawiasta chętnie porasta tę węglanową zwietrzelinę, dlatego

na jej powierzchni spotyka się grubą pokrywę darniową. Ponieważ zaś na stokach plastyczny materiał pod darnią ulega łatwo ruchom grawitacyjnym, stąd powstają drobne nabrzmienia lub zmarszczenia powierzchni trawiastej. Owe niewielkie wypukłości są często formą wyjściową thufurów i rozrastają się pod działaniem mrozu w typowe formy. Roślinność ma więc w tym procesie poważne znaczenie. Zdołałem zauważyć, że tam, gdzie wskutek nadmiernego wypasu owiec na suchych stokach darń została zniszczona (denudacja gleb), thufury nie występują. Stoki i zagłębienia wilgotne, które oparły się tej denudacji i posiadają zwartą pokrywę darniową, na przykład na przełęczach, posiadają typowe pagórki thufurowe.

Thufury unikają więc głównego grzbietu tatrzańskiego (z wyjątkiem Czerwonych Wierchów), bo nie sprzyja ich rozwojowi gruzowa zwietrzeliina granitowo-gnejsowa. Nie należy sądzić, że formy te w ogóle tu nie występują. Są tu one jednakże skromniejsze co do rozmiarów, a gęstość w obrębie ich zespołów jest wyraźnie mniejsza. Partie miękkich łupków krystalicznych wśród skał trzonu posiadają raczej wpływ pozytywny (Przełęcz Pyszniańska).

2. Warunki klimatyczne określają dolną granicę występowania thufurów. Jest ona jednakże różna w różnych skałach — w dolomitach i wapieniach schodzi niżej, aniżeli w skałach krystalicznych. Wśród tych pierwszych dolną granicą thufurów jest górna granica lasów (około 1500 m), chociaż i tu typowe formy pojawiają się dopiero w wysokości 1700 m. Na podłożu skał krystalicznych thufury występują wyraźnie wyżej, a dolna ich granica przypada zapewne nie niżej jak 1700 m. Podobnie jest w południowej stronie Tatr (Sekyra, 21). Natomiast w Niżnich Tatrach, jak podają J. Kunský i V. Král (12) oraz D. Louček (13) występują thufury począwszy od wysokości 1400 m w górę, lecz według opinii wspomnianych autorów są to formy plejstoceny, a więc kopalne. Natomiast w Małej Fatrze śledził E. Mazúr (16) „żywe” thufury w wysokości około 1600 m. Trudność ścisłego określenia dolnej granicy thufurów wynika z dwu przyczyn:

a. poniżej granicy lasu trafiają się stare formy peryglacjalne a więc „kopalne” thufury, które nie łatwo rozróżnić od form żywych, gdyż i one podlegają do pewnego stopnia drobnym ruchom mrozowym w czasie ostrych zim;

b. poza współczesną strefą peryglacjalną znajdują się „pseudo-thufury” — formy, które powstanie swoje zasadniczo zawdzięczają działalności zwierząt (mrówki, krety, bydło). Pagórki takie w sprzyjających warunkach klimatycznych stają się bardzo podobne do thufurów, ponieważ podlegają działaniu mrozu i są miejscem długo w czasie wiosny utrzymującego się lodu gruntowego (6). W Tatrach występują one często. Widziałem

je na Przysłopie Miętusim (w wysokości 1150 m) oraz na stokach Cyrhli i w Jaszczurówce. Sądzę, że do tego typu form należą wspomniane przez E. Mazúra (16) thufury na Przełęczy Medzihołe w Małej Fatrze, w wysokości 1170 m.

3. Istnieje ścisły związek thufurów z soliflukcją. Troll (27) nazywa je wprost formami *amorficznej soliflukcji*. Pagórki te pokrywają jezory i terasy soliflukcyjne, są więc zjawiskiem następczym w stosunku do tego typu spływów gruntowych, z drugiej zaś strony thufury same ulegają soliflukcji, czasami nawet przyspieszają ją, stają się więc przyczyną stokowych ruchów masowych. Ta podwójna rola thufurów w stosunku do zjawiska soliflukcji świadczy o wieku form. Na stokach Gładkiego Uplaziańskiego młode jezory soliflukcyjne są oblepione, niby brodawkami, kopcami thufurów (fot. 3). Podobne fakty stwierdzamy na stokach Kominów Tyłkowych i Koszystej. Jeżeli więc soliflukcja jest tu zjawiskiem współczesnym, a świadczą o tym bardzo świeże ślady przesunięć mas gruntowych, to tym bardziej współczesne w swojej genezie i ewolucji są thufury. J. Sekyra (21) i J. Pelíšek (19) stwierdzają również młody wiek thufurów Tatr Bielskich. Thufury, które występują powyżej granicy lasów w Tatrach, są elementem współczesnego peryglacjału gór.

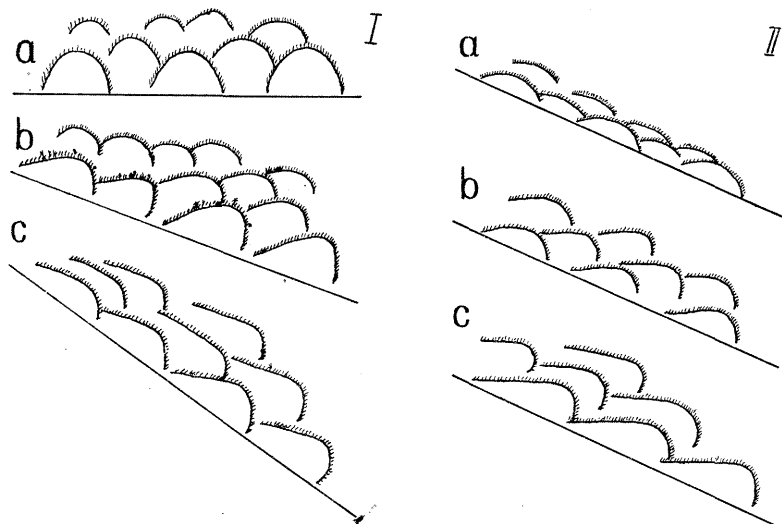


Fig. 2. Deformacja thufurów w zależności od nachylenia stoku (I) i wieku (II)

Thufury ulegają przeobrażeniom grawitacyjnym, stają się częścią form soliflukcyjnych. Proces ten przebiega stadialnie. Małe pagórki rozrastają się pod wpływem działania mrozu prostopadle do powierzchni stoku. W miarę jednakże rozwoju dobrze nabrzmiały i regularny kopiec przekształ-

ca się pod wpływem grawitacji w formę asymetryczną, wydłużoną zgodnie z nachyleniem stoku. Etapy tego rozwoju thufurów przedstawia rysunek (fig. 2). Na stokach o tym samym nachyleniu mogą występować wszystkie trzy typy thufurów, a więc proste, przechylone i wydłużone, zależnie od wieku form.

FORMY SOLIFLUKCYJNE

Współcześnie czynna soliflukcja w Tatrach daje dwójakiego rodzaju efekty mikromorfologiczne — jężory i girlandowe terasy soliflukcyjne.

Jężory soliflukcyjne. Typowe przykłady tych form obserwowałem na północno-zachodnich stokach Gładkiego Uplaziańskiego, w miejscu wskazanym wyżej w związku z opisem thufurów. Jest tu kilka jęzorów, których wspólny front tworzy próg o wysokości 1 m (fot. 3). Powierzchnia jęzorów jest nierówna, falista, pokryta thufurami. Nachylenie stoku wynosi 15° — 20° .

Na południowych stokach Rzędów i Zdrapiska w grupie Kominów Tylkowych od strony przełęczy Iwaniackiej występują długie jężory soliflukcyjne na podłożu dolomitów (górną część stoku) i łupków (dolną część stoku). Nachylenie powierzchni wynosi 25° — 30° . Jężory mają zindywidualizowane czoła o kształcie łuku. Szerokość jęzorów wynosi około 10 m, a wysokość frontu dochodzi do 3,5 m. Materiałem soliflukcji jest tu drobny gruz gliniasty. Większe odłamy i bloki skalne są zgromadzone wzdłuż łukowatych frontów. Na powierzchni jęzorów spotyka się duże głazy, które zjeżdżają po stoku szybciej, aniżeli cała masa gruzowa, czego dowodem są wyraźne wały darni przed głazami. Dolna granica zasięgu jęzorów przebiega w wysokości 1470 m, tuż nad przełęczą. Na stokach Czerwonych Wierchów spotyka się sfalowaną powierzchnię soliflukcyjną pod Małolączniakiem. Również stoki Ciemniaka od strony kotłów Kamienistej są pokryte grubą pokrywą soliflukcyjnie spływającej zwietrzeliny. W kierunku doliny Tomanowej, poniżej grzbietu zwanego „Rzędy”, duże jężory soliflukcji występują na wysokości 1600—1700 m.

Podobnie jak thufury, jężory soliflukcyjne tworzą się przede wszystkim na podłożu dolomitów, wapieni i łupków osadowych. Przykładów poza wymienionymi można by znaleźć wiele, a przede wszystkim na stokach Czerwonych Wierchów, zwłaszcza na północno-zachodnich stokach Ciemniaka (w kierunku Lodowej Groty), dalej na stokach Giewontu, Kopy Magury i Liliowego. Wpływ skał na typ soliflukcji zaznacza się bardzo wyraźnie na stokach Koszystej. W granitowej i kwarcytowej części grzbietu zjawiska soliflukcji są rzadkie i przybierają postać teras girlandowych (5), na stokach zaś wapiennych, od strony Polany Waksmundzkiej pojawia się

typowo soliflukcyjna, pomarszczona powierzchnia, w której obrębie można rozróżnić poszczególne jęzory spływu. Sięgają one nisko, do wysokości 1600 m.

Opisany tu typ soliflukcji jest zjawiskiem współczesnego klimatu Tatr. Dowodem tego jest fakt, iż jęzory soliflukcji występują na stokach bezleśnych i to powyżej granicy lasu. Nad Przełęczą Iwaniacką (stoki Rzędów) jęzory soliflukcyjne sięgają tylko do granicy lasu. Granica ta zdecydowanie dzieli stok na dwie powierzchnie mikroreliefu.

Girlandowe terasy soliflukcyjne. Troll (27) wydzielił w Alpach pod nazwą *Girlandenboden* drobne, łukowato wygięte terasy stokowe, których progi są umocnione darnią, a powierzchnia górna, płaska jest pozbawiona roślinności. Wspomniany badacz nie stawia wyraźnej granicy między owymi terasami girlandowymi i innymi nabrzmieniami soliflukcyjnymi stoku, a więc formami, które w języku niemieckim znane są pod nazwą *bogenförmige Rasenwülsten* lub *Rasenwälzen*. Z moich obserwacji tatrzańskich wynika jednak, że ta granica istnieje. Nabrzmienie darniowe — to wyżej wyróżnione jęzory soliflukcyjne, formy wydłużone zgodnie z nachyleniem stoku, w całości pokryte darnią i kończące się u dołu łukiem czoła. Natomiast teraski girlandowe mają raczej rozciągłość poprzeczną do stoku, a powierzchnia ich nie jest pokryta roślinnością. Formy te wyróżniłem niegdyś na przykładzie soliflukcji Koszystej (5), a bliższą uwagę poświęcili im badacze Czechosłowacji, zwłaszcza J. Sekyra (21, 23), J. Pelíšek (19) i J. Ksandr (9).

W polskiej części Tatr wypada zanotować następujące nowe stanowiska.

Najbardziej okazałe formy spotyka się na głównym grzbiecie Tatr Zachodnich, w odcinku między Przełęczą Pyszniańską a szczytem Kamienistej. Grzbiet ten, zbudowany z gnejsów i łupków krystalicznych jest szeroki i poprzecznie wypukły. Terasy girlandowe spotyka się tylko w osi grzbietu. W dole, nad Przełęczą Pyszniańską, gdzie spadek grzbietu jest mały (5°), teraski są płaskie i niskie. Próg darniowy ma najwyżej 1 dm wysokości. Wyżej, gdzie spadek osi grzbietu wynosi 15° i więcej, teraski są krótsze i wyższe (próg do 5 dm). Próg ten jest stromy, często przewieszony. Na powierzchni terasy widać gruz łupków (fot. 4), pod nim zaś jest materiał drobny, nawet gliniasty. Powierzchnia teraski w zarysie poziomym ma kształt półksiężyca, którego maksymalna szerokość przypada w osi grzbietu.

Godny uwagi jest fakt, iż w połączeniu z owymi terasami występują na północnym stoku Kamienistej długie pasy gruzu rozdzielone pasami trawy (fot. 5). Na pierwszy rzut oka zjawisko czyni wrażenie strukturalnej gleby pasowej (*Streifenboden*), chociaż po bliższym zbadaniu okazuje się, że nie posiada ona wszystkich cech wymienionych mikroform peryglacjalnych.

Strugi głazowe są stokowym przedłużeniem powierzchni teras, trawiaste zaś grzędy łączą się z darniowymi progami girland grzbietowych (fig. 3).

Z innych stanowisk gleb girlandowych w polskiej części Tatr wymienić należy stoki Czerwonych Wierchów. Pod Kopą Kondracką są pojedyncze terasy, z wysokimi wałami darni. Wał taki działa jak tama, która zatrzymuje zsuwający się z góry gruz. Gdzieś tam wał darniowy jest rozerwany, a smuga gruzu ciągnie się poniżej terasy. Podobne formy obserwowałem również pod Świnicą, na południowych stokach. Pod Krzesanicą występują małe lecz bardzo foremne teraski (fot. 6) o powierzchni pokrytej drobnym gruzem.

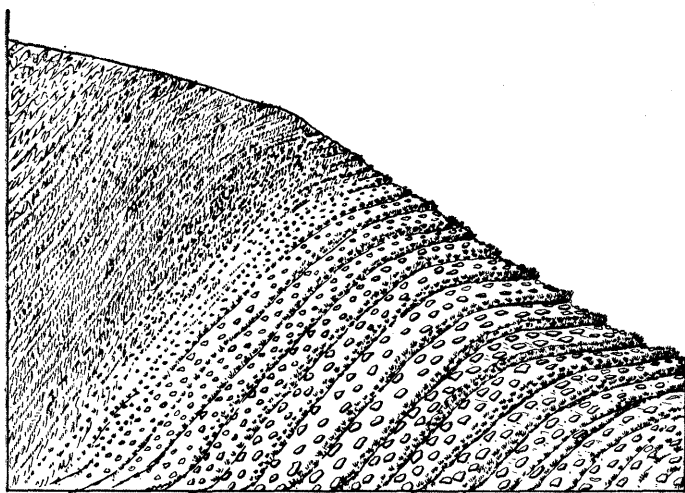


Fig. 3. Sytuacja teras girlandowych i pasów gruzowych na grzbiecie i stokach Kamienistej

Na temat powstania teras girlandowych wiele już wiemy na podstawie wyników badań alpejskich (25, 27). Studia Sekyry (21, 23) i Ksandra (9) aktualizują ów problem w Tatrach i przynoszą dalszy postęp w rozwiązywaniu genezy owych form. Nie ulega wątpliwości, że wyjściową formą teras jest powierzchnia soliflukcyjna sfalowana poprzecznie do ruchu, a więc poprzecznie do nachylenia stoku. Ruch taki odbywa się energicznie tam, gdzie na wiosnę utrzymuje się w podłożu gleby zmarzlina. Na grzbietach Tatr Zachodnich panują owe warunki. W zimie na grani jest mało śniegu (wiatry), a gleba przemarza tu głębiej niż na stokach. Dlatego też wczesną wiosną — gdy pokrywa śnieżna otula jeszcze stoki — grani jest wolna od śniegu. Sytuacja taka zdarza się najczęściej w kwietniu. Pod koniec kwietnia 1949 r. odwiedzałem grani między Przełęczą Pyszniańską a Kamienistą

i znalazłem tu wówczas prawdziwie polarne warunki rozwoju procesów peryglacialnych. Podobną sytuację stwierdza Sekyra (23) na grani Wielkiej Kopy Koprowej, dopatrując się w niej przyczyn istnienia „żywych” zjawisk kriogenicznych, do których należą miniaturowe gleby strukturalne.

J. Ksandr (9) rekonstruuje cykl rozwojowy teras girlandowych uważa, że w początkowych etapach rozwoju form powstają szczeliny poprzeczne, jako linie wyznaczające położenie progów terasowych. Wynik ten nie potwierdza się. Girlandy Kamienistej, jak też inne znane mi przykłady, świadczą o tym, że soliflukcyjne przewalcowanie darni na sztywnym, zamrożonym podłożu już w dostatecznej mierze wyjaśnia początek form. Progi mają wybitnie grawitacyjny a nie szczelinowy charakter, a dowodem tego jest ich łukowate wygięcie w dół.

Terasy girlandowe są na ogół pozbawione roślinności na powierzchni. Jest to cecha pewnego etapu rozwojowego tych form, powiedziałbym, etapu dojrzałości. Sekyra (21, 23) i Ksandr (9) przytaczają różne przyczyny owych zmian, przede wszystkim działanie lodu włóknistego, wiatru, owiec i człowieka. Jest rzeczą zgoła uderzającą, że teraski girlandowe występują tam, gdzie naturalne lub sztuczne warunki przeciwdziałają normalnemu rozwojowi darni roślinnej. Głównym jej niszczycielem dzisiaj są owce i turyści. Dlatego formy te spotyka się często na stokach intensywnych wypasów lub przy szlakach turystycznych. Gleby girlandowe w okolicy Przełęczy Pyszniańskiej znajdują się w takich właśnie warunkach.

Nadwężenie lub wyniszczenie powłoki darniowej ułatwia dwa procesy naturalne — penetrację mrozową w głąbi gleby oraz zmywy ablacyjne. Grubszy gruz na powierzchni teras pochodzi w dużej mierze z wymarzania kamieni. Dlatego w profilu pionowym rozciętych teras stwierdzamy wzbogacenie w gruz warstwy przypowierzchniowej. Zjawisko to ma wszelkie cechy rozwoju tzw. gleb brukowych, będących pewną odmianą gleb strukturalnych, gdzie wędrówka głazów odbywa się głównie w pionie, z dołu do góry. Działanie procesów mrozowych jest ułatwione dobrą wilgotnością gleby. Terasy mają powierzchnię zamkniętą. W ich obrębie zbiera się woda deszczowa i roztopowa tworząc odrębne kałuże, które słusznie porównuje Sekyra (21) z zatopionymi, sterasowanymi polami ryżowymi. Na powierzchni teras stwierdza się często świeżą warstewkę mułu, jako osad tych sporadycznie stagnujących wód. Rzecz jasna, że w takich warunkach działanie mrozu musi być szybkie. W obrębie wilgotnej i nie pokrytej roślinnością powierzchni duże spustoszenie czyni lód włóknisty, przesuwałając głazy i podrywając brzegi darni.

Drugim procesem ewolucji i modyfikacji girland terasowych jest działanie wód stokowych. Należy podkreślić, że podczas gdy udział procesów

mrozowych w ich rozwoju jest dobrze poznany, rola wód spływających nie została dotychczas należycie wyjaśniona.

Ze względu na działanie wód powierzchniowych istnieją dwa krańcowe typy stoków tatrzańskich: a. stoki pokryte zwartą darnią i nie podlegające działaniu wód powierzchniowych; b. stoki pobrużdżone żłobinami i rynami, pozbawione darni, a więc powierzchnie intensywnie działających wód denudacyjnych. Pierwszy typ stoków, o ile posiada odpowiednią zwierzelinę, jest miejscem spływów soliflukcyjnych, na stokach drugiego typu ruchy masowe w ogóle ustają, gdyż materiał drobny jest uprzątnięty przez wodę.

Stoki z teraskami girlandowymi zajmują pośrednią pozycję między dwoma wymienionymi wyżej typami stoków. Tutaj odbywa się wspólne działanie grawitacyjnych ruchów masowych (soliflukcji) i wód ablacyjnych. Jeśli roślinność zostanie zniszczona w sposób naturalny (mróz, wiatr) lub sztuczny (pośrednia lub bezpośrednia działalność człowieka), girlandy nie tworzą się lecz panuje tam niepodzielnie erozja gleb. Gdy zaś istnieją warunki częściowego zachowania się darni, stok pokrywa się formami terasowymi.

Smugi darniowe działają jak pasy ochronne, zatrzymując masy soliflukcyjne i ablacyjne. Progi teras są często przewieszane, to znaczy, że napór mas ziemnych trwa tu nieustannie. Wody deszczowe i roztopowe przeciekają po powierzchni, przedostają się z terasy na terasę, a strefy darniowe przeszkadzają w rozwinięciu siły ich pełnego, erozyjnego działania. Jeżeli terasy występują na grzbiecie — jak na przykład na grani między Przełęczą Pyszniańską a Kamienistą — wówczas wody ablacyjne uciekają z nich w bok i przedostają się na stoki. Opisane wyżej pasy gruzowe na stoku Kamienistej, to rynny działania wód ablacyjnych. Stok ten morfologicznie i genetycznie bardzo przypomina znane w Tatrach miejsca intensywnej denudacji gleb, jak na przykład stoki kotłów Kamieniste pod Ciemniakiem lub stoki Jaworzynki. Jest rzeczą oczywistą, że pasy gruzowe to nie tylko linie spływu wód; tam gdzie roślinność została usunięta gruz zsuwa się bez udziału wody, grawitacyjnie, jak w stożku usypiskowym.

Dowodem złożonego działania soliflukcji i wód ablacyjnych jest paradoksalne zjawisko skośnego ułożenia rynien gruzowych na stoku Kamienistej (fig. 3). Soliflukcja działa na grzbiecie głównym przesuwając formy girlandowe zgodnie ze spadkiem osi grzbietu w dół. W ten sposób początki rynien ablacyjnych ulegają również przesunięciu, a więc odchylają się od dawnego położenia przyjmując na stoku pozycję skośną.

Rezultatem działania wód opadowych lub roztopowych może być gwałtowne przerwanie wału darniowego terasy. Wówczas półpłynna masa gruzowa wylewa się na zewnątrz, osiada na niższej terasie bądź też, jeżeli

poniżej darniowego progu jest normalny stok trawiasty, wachlarz gruzu pokrywa trawę. Takie świeżo zniszczone erozyjne terasy obserwowałem na stokach Kopy Kondrackiej (fot. 7).

RUCHOME RUMOWISKA SKALNE

Już od czasów W. Łozińskiego (15) wiadomo, że karpackie rumowiska skalne (gołoborza, morza głazów) są w pełni typowym zjawiskiem peryglacjalnym. Dotyczy to również rumowisk tatrzańskich, które — rzecz znamienna — są mało znane, mimo iż Tatry należą w porównaniu z innymi górskimi grupami karpackimi do obszarów lepiej zbadanych pod względem morfologicznym. Zagadnienie rumowisk wymaga więc specjalnych studiów, które objęłyby całokształt zjawiska, a przede wszystkim rozmieszczenie i kwestię ruchu stokowych pokryw blokowych. W związku z ostatnim problemem poczyniłem kilka obserwacji, głównie w Tatrach Zachodnich, z których relację uważam za wskazane dołączyć do niniejszych uwag:

Łoziński (15) sądził, że karpackie rumowiska skalne są zjawiskiem martwym, pochodzącym z czasów peryglacjału plejstocenijskiego. Klimaszewski (7) uważa to stanowisko za słuszne, dodaje jednak, że ruch głazów na stromych stokach trwa do dzisiaj. To uzupełnienie teorii Łozińskiego w kierunku uznania rumowisk strefy wysokogórskiej za zjawisko współczesnego peryglacjału wydaje się ważne i obowiązuje przede wszystkim w odniesieniu do Tatr, natomiast nie zawsze sprawdza się w niższych grupach karpackich, a nawet w odniesieniu do Babiej Góry, o czym piszę poniżej. O młodym ruchu rumowisk tatrzańskich świadczy ich forma oraz stosunek do roślinności.

Istnieją tu dwojakiego rodzaju rumowiska skalne: a. płatowe i b. rynnowe.

Płaty głazów i bloków zaścielają szeroko całe stoki, jak na przykład pod Jarząbczym Wierchem (fot. 8), Wołowcem, Starobociańskim Wierchem, Kamienistą. Płaty rozpoczynają się u góry, na szerokiej powierzchni, w miejscu obnażonych skał szczytowych. W dół zwężają się one, często w postaci regularnych jezorów. Wypukłe w dół łuki jezorów mogą być świadectwem młodych przesunięć grawitacyjnych. Są one nabrzmiałe tworząc na stoku progi kilkumetrowej wysokości. Piękne jezory głazowe spotyka się na północnych stokach Suchego Kondrackiego. Szerokość ich wynosi około 10 m. Ich czoła sąsiadując ze sobą tworzą regularną linię festonów, przebiegających w poprzek stoku w wysokości 1700 m. Wydaje się godne podkreślenia to, że świeże progi bloków są tylko u czoła jezorów, wnętrza tych form porosłe trawą czynią wrażenie zjawisk zamierających.

Podobne jęzory głazowe spotyka się na zachodnim stoku Jarząbczego Wierchu.

Dowody ruchu głazów są następujące:

1. Górne części stoków i wierzchołki gór Tatr Zachodnich są z reguły wolne od rumowisk. Tutaj wychodzi na powierzchnię wietrzejąca skała, będąca źródłem usuwających się w dół bloków. Dowód ten przytacza Klimaszewski (7) odnośnie rumowisk karpackich.

2. W poprzek niektórych stoków, jak na przykład na zachodnich stokach Jarząbczego Wierchu, północnych i południowych stokach Suchego Kondrackiego biegną rowy, powstałe przez denudacyjne wypreparowanie listw warstw miękkich, przeważnie łupków. Na linii rowów kończą się płyty rumowisk, zaścielających stoki powyżej rowów (fot. 9). Nie ulega wątpliwości, że obsuwający się gruz stokowy zasypuje rowy, które stanowią zdecydowaną przeszkodę zatrzymując głazy w ich ruchu w dół. Niektóre odcinki rowów są wypełnione głazami i tylko tam płyty rumowisk mogą rozprzestrzeniać się poniżej rowu. Z badań moich wynika, że rowy nie są formami peryglacjalnymi. Pochodzą one raczej z tej fazy klimatycznej, kiedy całe stoki były pokryte roślinnością, wietrzenie mechaniczne miało podrzędne znaczenie, a dużą rolę morfologiczną spełniały wody działające suffozyjnie. Rowy pochodzą zapewne z postglacjalnego optimum klimatycznego, a może też z ostatniego interglacjału. Rumowiska skalne są zjawiskiem w stosunku do rowów następczym, zaczęły się tworzyć i rozprzestrzeniać w okresie wzmożonego peryglacjału, który trwa do dzisiaj. I dlatego właśnie rowy stokowe ulegają likwidacji. W każdym razie zestawienie owych faktów wskazuje na ruchomość rumowisk skalnych.

3. Między Wołowcem a Jarząbczym Wierchem koło przełęczy Niskie występują stare gleby strukturalne (opisane niżej), pochodzące zapewne jeszcze z czasów peryglacjału plejstocénskiego. Składają się one z głazów stępionych, silnie zwietrzałych, ale tylko w warstwie powierzchniowej. Na nie wkracza świeże rumowisko stokowe z ostrokrawędzistymi blokami. Różnica w wyglądzie gruzu obu rumowisk jest wyraźna. Współczesne, ruchome rumowisko przykrywa rumowisko plejstocénskie.

4. Często obserwuje się, że powierzchnia płytów rumowisk skalnych podnosi się powyżej kęp kosówki. Nie ulega wątpliwości, że krzewy te zatrzymują gruz i bloki, powodują ich lokalne spiętrzenia. Jest to widoczne zwłaszcza tam, gdzie ruch rumowisk został sztucznie przyspieszony działalnością człowieka (wypas, turystyka), jak na przykład w kotłach Kamienistego (fot. 10).

Rynny rumowisk skalnych, a więc druga forma ruchu głazów, są często związane z działaniem wód stokowych i lawin. Schodzą one znacznie niżej aniżeli ruchome płyty rumowisk. W kotłach i niszach niwalnych

Tatr Zachodnich są bardzo powszechne. W dolnych częściach stoków u wylotu rynien tworzą się stożki gruzowe.

W związku z omawianiem ruchomych rumowisk skalnych zwrócić należy uwagę na wędrujące pojedyncze głazy na stokach Tatr. Nie jest to zjawisko peryglacjalne w ścisłym tego słowa znaczeniu, bowiem dla ich ruchu procesy kriogeniczne nie mają decydującego znaczenia. Najlepsze przykłady takich bloków obserwowałem na stokach Ciemniaka, zwłaszcza od strony doliny Kościeliskiej, poza tym na stokach Kominów Tylkowych. O szybkim ruchu głazów świadczą potężne wały ziemne przed nimi oraz długie rynny poza nimi. Warunkiem ruchu są własności podłoża i duże nachylenie stoku. Wędrujące głazy występują na stokach zbudowanych z wapieni dolomitowych, zwłaszcza zaś margli i łupków.

GLEBY STRUKTURALNE

Ten typ struktur i form mikroreliefu powstaje przez porządkowanie materiału różnoziarnistego pod wpływem działania mrozu. W Tatrach występują dwa typy tych form — wielkie i małe.

1. Zanotowano jedno nowe stanowisko wielkich gleb strukturalnych, odpowiadających pod względem nie tylko rozmiarów lecz również wieku takim formom, jakie dotychczas są znane z Przełęczy Krzyżne po stronie polskiej lub na Lučnym Sedle po stronie Słowackiej. To nowe stanowisko znajduje się na grzbiecie Tatr Zachodnich, między Wołowcem a Jarzabczym Wierchem w pobliżu Przełęczy Niskie. W wysokości 1920 m grzbiet jest rozcięty skośnym rowem, który rozszerzając się wychodzi na północny stok. Na zboczach i dnie rowu zaznaczają się formy wieloboczne dookoła wypukłych porośniętych trawą i mchem wysepek (fot. 11 i 12). Średnica tych, stosunkowo mało foremnych poligonów wynosi od 0,5 do 3,5 m. Większe są na dole, na dnie rowu, mniejsze zaś na jego zboczach, których nachylenie dochodzi do 25°. Wstęgi gruzowe otaczające pola trawiaste są zbudowane z głazów o powierzchni zwietrzałej i pokrytej porostami.

Jedną z tych wysepek przekopano do głębokości 60 cm. Stwierdzono takie następstwo warstw:

- 0—25 cm gleba darniowa, z wyraźnym poziomem humusowym i eluwialnym, z miałem i drobnym gruzem
- 25—50 cm gruz i drobne głazy (o średnicy do 15 cm)
- 50—60 cm drobny gruz i miał.

Przekop wykazał zatem, że w środku pola strukturalnego nie ma grubszych głazów, natomiast występują one na brzegu pól. Gruz pola jest luźny, dobrze przemity, pozbawiony drobniejszych części gleby.

Opisana sieć poligonalna nie wykazuje żadnych śladów świeżych zmian. Istnieje tu jakby zastygły, nieruchomy układ strukturalny. Warstwa powierzchniowa wyraźnie różni się od materiału z głębi. Na powierzchni są głazy duże, stępione i zwietrzałe — w głębi drobny, ostrokrawędzisty gruz. Są więc dowody sortowania i nacisków mrozowych, lecz procesy te dokonały się niewątpliwie w innych warunkach niż obecnie. Gruz pól strukturalnych musiał wówczas zawierać spory procent ziemistej zwietrzliny, która była zdolna zatrzymywać wodę. W obecnym stanie procesy mrozowe nie mogłyby spowodować segregacji materiału i przede wszystkim nie mogłyby wydzielić z masy gruzowej grubych głazów. Zaburzenia kriogeniczne ustały tu wówczas, gdy wody opadowe usunęły z gleby drobne cząstki. Pozostał na miejscu szkielet grubych głazów i gruzu, w którym zachowały się cechy struktury mrozowej.

Na tę właśnie starą plejstocenską powierzchnię — jak to wyżej podano — wkracza od strony stoku młody gruz skalny, produkt współczesnego wietrzenia.

2. W ostatnich czasach za przykładem Trolla (27) zwrócono baczniejszą uwagę na tak zwane miniaturowe gleby strukturalne, a więc formy segregacji materiału, których średnica nie przekracza 1—2 dcm. Formy miniaturowe opisał w Tatrach J. Sekyra (23) z Wielkiej Kopy Koprowej (z wysokości 1948 m).

Przykładów typowych gleb miniaturowych nigdzie nie spotkałem. Natomiast stwierdziłem, że drobny gruz w obrębie na przykład teras girlandowych często jest uporządkowany w sposób, który przypomina owe formy. Tak więc na terasach grzbietowych Kamienistej, a nawet na Przełęczy Pyszniańskiej gruz łupków krystalicznych jest bezsprzecznie przesuwany działaniem mrozu. Dowodem tego są płytki ustawione pionowo lub skośnie, a więc wyciśnięte od dołu lub bocznie. Podobne fakty można obserwować na stokach i wierzchołku Krzesanicy. Do zmiany położenia płytek może przyczyniać się woda roztopowa, lecz jej działanie łatwo rozpoznać, gdyż kamienie układają się wówczas pasmowo, zgodnie z nachyleniem powierzchni.

Miejscom energicznej działalności mrozu są tatrzańskie rowy grzbietowe i stokowe (fot. 13). Opisał je J. Młodziejowski (17), nie zwracając zresztą szczególnej uwagi na procesy niwacyjne i kriogeniczne dokonywane się w ich obrębie. Rowy te są wypełnione śniegiem długo w ciągu wiosny a nawet lata. Na brzegach i dnie płatów śnieżnych istnieją częste wahania temperatury około 0°, co przy dużej wilgotności materiału prowadzi w rezultacie do szybkich zmian strukturalnych w powierzchniowych warstwach gleby. Tak powstają struktury typu gleb brukowych, znamienne gęstą warstwą gruzu skalnego ułożonego na powierzchni gleby. Gdzie-

niegdzie zarysowują się wśród gruzu układy świadczące o przesunięciach bocznych kamieni.

Zjawiska te obserwowałem w rowach między Suchym Kondrackim a Kopą Kondracką, na Przełęczy Pyszniańskiej, na Wołowcu. Tutaj w szerokim rowie o kształcie zamkniętej misy (na zachód od wierzchołka) są wyraźne skupienia gruzu gnejsowego, jak gdyby wyspy wśród niepokrytej roślinnością gleby.

Warto zaznaczyć, że skutki działania tego procesu stwierdza się na stosunkowo niewielkich wysokościach. Tak więc w Tatrach Zachodnich na małym grzbieciku bocznym, znanym z mapy pod nazwą Czerwony Wierch (między Wołowcem a Jarząbczym Wierchem) jest cały system rowów. W jednym z nich na północnym krańcu grzbietu znajduje się małe jeziorko w wysokości 1760 m. Około jeziorka występują ślady wymarzania gruzu oraz poderwana i zniszczona działaniem lodu włóknistego darni (fot. 14). Tutaj również można zauważyć skupienia głazów w postaci nieregularnych wałów, a na zboczu zagłębienia małe, wydłużone strugi kamieni między kępkami roślin. Całość formy z jeziorkiem jest małą niszą niwacyjną, nadgryzaną boczenie i rozszerzaną działaniem śniegu i mrozu. Jest rzeczą zastanawiającą, że w tak niewielkiej wysokości, znacznie poniżej poziomu głównych grzbieców i szczytów tatrzańskich, procesy kriogeniczne powodują świeże, prawdopodobnie coroczne zmiany.

Szczególnym miejscem pracy czynników mrozowych są również te grzbieity, z których pod wpływem działalności wiatru została zdarta pokrywa roślinna. Takie luźne płyty gruzowe spotyka się powszechnie, zarówno po południowej jak też północnej stronie głównego grzbieitu Tatr Zachodnich. Tutaj odbywają się mrozowe ruchy kamieni często pod wpływem lodu włóknistego. J. Sekyra (23) obserwował miniaturowe gleby tatrzańskie w takich właśnie warunkach.

Należy również nadmienić, że czynnikiem ułatwiającym działanie procesów segregacji mrozowej jest człowiek. Podobnie jak w wypadku teras girlandowych niszczenie roślinności na szlakach turystycznych prowadzi do przyspieszenia ruchu głazów w glebie. Dlatego właśnie wzdłuż tychże szlaków częściej, aniżeli gdzie indziej, spotyka się gleby strukturalne i formy do nich podobne.

SPOSTRZEŻENIA PERYGLACJALNE NA BABIEJ GÓRZE

Wierzchołek Babiej Góry wysokości 1725 m jest pokryty rumowiskiem grubych bloków piaskowca, który uchodzi za klasyczny wprost przykład karpackiego gołoborza. Pisze o nim Łoziński (15) jako o plejstocieńskim morzu głazów, Klimaszewski (7) natomiast stwierdza, że peryglacjalne

wietrzenie i ruchy masowe są tu wciąż czynne. Autor ten dużą rolę również przypisuje wodom roztopowym i deszczowym, które „opłukując materiał gruzowy, utrzymują go w stanie świeżości i nie pozwalają na utworzenie się pokrywy zwietrzelinowej”. Idzie tu oczywiście o zwietrzelinę drobnoziarnistą, która chroni skały przed działaniem wietrzenia mechanicznego².

Babia Góra jest wzniesieniem zbudowanym z piaskowców magórkich, podścielonych łupkami. Piaskowce opadają łagodnie ku południowi, w związku z czym południowy stok góry jest nachylony słabiej aniżeli stok północny. W obrębie północnego stoku występują potężne formy osuwisk i starych obrywk. W górnej, bardzo stromej części stoku znajdują się ogromne nisze osuwiskowo-niwalne o ścianach łatwo wietrzejących. U stóp ścian tworzą się stożki usypiskowe.

Stok południowy Babiej Góry składa się z szeregu stopni, które mimo założeń strukturalnych mają charakter teras altyplanacyjnych. Nieporośnięte roślinnością rumowiska skalne występują na stromych progach dzielących poszczególne stopnie od siebie. Powierzchnie stopni, o nachyleniu małym (2—5°) są pokryte warstwą gruzowej gleby, wśród której sterczą pojedyncze bloki piaskowcowe. Tu znajduje się skąpa roślinność. Najwyższym progiem jest kopuła wierzchołkowa Babiej Góry, pokryta grubymi blokami.

Zwiedzając Babią Górę skierowałem baczną uwagę na układ głazów i na formy mikroreliefu, poszukując przede wszystkim typowych zjawisk peryglacjalnych, a więc pasów soliflukcyjnych lub wysp i poligonów gleb strukturalnych. Dotychczasowe prace z tego obszaru o wzmiankowanych formach nie wspominają.

Wynik obserwacji okazał się wprawdzie skromny, mimo to jednakże pozwala on stwierdzić, że istnieją w obrębie części szczytowej Babiej Góry ruchy mrozowe zwietrzliny. Tak więc tuż pod wierzchołkiem, na wschód od wieży triangulacyjnej znajdują się wyraźne teraski girlandowe, o wysokości 30 cm, a szerokości 2—3 m. Jest to soliflukcja na powierzchni opadającej ku północy i przechodzącej niżej w stromy, północny stok Babiej Góry. Materiał zwietrzelinowy zawiera cząstki drobne, miałowe przy dużej obecności gruzu piaskowego. Na teraskach znajdują się kępki roślinne.

Gleb strukturalnych szukałem pilnie w obrębie prawie poziomych powierzchni terasowych, w partii szczytowej, a więc między 1600—1700 m. Zaledwie w jednym miejscu, na najwyższym stopniu od strony wschodniej

² Pierwszy zwrócił uwagę na gleby strukturalne Babiej Góry, J. Pelíšek (Poličkovité půdy v oblasti Babie Hory, Orava. *Vesmír*, 33, Praha 1954). Autor pisze o formach poligonalnych, występujących w wysokości 1550—1700 m, na zachód od głównego szczytu. Średnica pól 2—4 m. Form tych w czasie swoich badań nie znalazłem.

stwierdziłem kilka kolistych pierścieni, przypominających układy peryglacialnych gleb strukturalnych. Średnica pierścieni wynosi 3,5 m. Występują one tuż nad gruzowym progiem.

Inną formą mikroreliefu, zarówno w obrębie podszczytowych powierzchni terasowych, jak też we wschodniej części wierzchołka Babiej Góry są płytkie rynny, w których głązy piaskowcowe układają się w sposób przypominający struktury mrozowe. Płyty piaskowca stoją tu często pionowo, jakby wzniesione bocznym naciskiem. Formy te są podobne do rynien, które J. Kunský (11) opisał z Niżnich Tatr, nazywając je *puklinové závrtové strouhy*. Nie są to zjawiska mrozowe w ścisłym tego słowa znaczeniu; w spodzie rynny biegnie szczelina, która odprowadza wody powierzchniowe. Pionowe ustawienie płyt piaskowcowych, które zwykliśmy uważać za efekt bocznego nacisku zamarzających mas zwietrzelinowych, w tym wypadku może mieć inną, wcale nie mrozową przyczynę. Jest to grawitacyjne obsuwanie się płyt w szczelinę rozszerzoną działaniem wody. Takie zjawiska są częste w Tatrach, Karkonoszach i w ogóle tam, gdzie rumowiska skalne spoczywają na spękanych skałach. Babiogórskie pasy gławowe mogą mieć taką właśnie genezę, dlatego nie należy ich uważać za typowe i pewne zjawiska peryglacialne.

A zatem Babia Góra ze swoim szczytowym rumowiskiem skalnym jest obszarem, w którym istnieje niewiele śladów „żywego” peryglacjalu. Należą do nich bezsprzecznie tylko girlandowe teraski soliflukcyjne, w wysokości 1700 m i one jedynie świadczą o szybkim ruchu masowym zwietrzeli.

Czy gołoborza babiogórskie, jak przypuszcza Klimaszewski (7), wędrują w dół — to problem niezupełnie jasny. Uwaga ta nie odnosi się oczywiście do stożków usypiskowych u stóp północnych ścian, które — ściśle rzecz biorąc — nie są typową formą peryglacialną. Są dwie przyczyny, które utrudniają lub wręcz wykluczają ruch rumowisk: układ terasowy południowego stoku góry oraz proces wymywania lub wywiewania drobnego materiału spośród pokryw gławowych.

Gruz skalny na progach, rozdzielających od siebie poszczególne terasy, sypie się wprawdzie w dół pod działaniem grawitacji, lecz tylko w niewielu miejscach i to na krótkich odcinkach progów. Nie ma ów ruch szans wielkiego rozwoju, ponieważ podstawa progów, będąca powierzchnią następną w dół terasy jest z racji małego nachylenia absolutnie nieruchoma. Wierzchołek Babiej Góry jest kopułą potężnych bloków piaskowcowych, które nie podlegają właściwie zmianom. Należy pamiętać, że wierzchołek ten jest otoczony szeroką płaską powierzchnią najwyższej terasy podszczytowej, która uniemożliwia ruch gławów. Czyni on wrażenie niegdyś zrujnowanej budowli, lecz ruina ta jest raczej czymś zupełnie martwym. Pewne ślady

ruchu — jak wyżej wspomniałem — stwierdza się jedynie w drobnoziarnistej zwietrzelinie, której powierzchnia jest jednak niewielka. Wbrew opinii Klimaszewskiego (7) sądzę, że oczyszczanie gruzu przez wody i wiatr nie wspomaga, lecz utrudnia proces denudacji peryglacjalnej, czego dowodem są ślady ruchu tylko w obrębie drobnoziarnistej zwietrzeliny (soliflukcyjne teraski girlandowe). Suche rumowisko może przemieszczać się w dół, jeśli — jak to widzimy w Tatrach — stok jest odpowiednio stromy, długi i bez przeszkód terasowych. Tam zaś, gdzie owych warunków brak, masa drobnoziarnista zatrzymując wodę stwarza większe możliwości ruchu zwietrzeliny. Przeplukanie rumowisk babiogórskich przez wody opadowe zatrzymało stokowe procesy peryglacjalne, tak jak przeplukanie gruzu w grzbietach Tatr doprowadziło do zamarcia czynności gleb strukturalnych. Pokrywy gruzowe Babiej Góry są więc przede wszystkim reliktom peryglacjalu plejstocenijskiego. Współczesny zaś peryglacjal wycisnął swoje piętno tam, gdzie zachowała się drobnoziarnista mialka zwietrzelina na odpowiednio nachylonym stoku. Dotyczy to nachyleń w każdym razie większych od co najmniej 10° i to powyżej wysokości 1500 m.

UWAGI OGÓLNE

Mikrorelief peryglacjalny Tatr jest bardzo złożony i różnorodny, a składają się nań formy wymarzania i porządkowania głazów, na przykład gleby strukturalne, formy mrozowego uwypuklania powierzchni jak thufury, a wreszcie formy grawitacyjno-stokowe jak soliflukcja wraz z jej całym zespołem odmian. Dawniej znajdowano i opisywano stanowiska zjawisk peryglacjalnych w Tatrach. Nie jest to słuszne podejście. Bez przesady można powiedzieć, że cała powierzchnia Tatr powyżej górnej granicy lasu jest powierzchnią peryglacjalną. Wszędzie dadzą się tu wyróżnić pewne formy oddziaływania mrozu na skałę lub produkty jej wietrzenia, a więc wszędzie są oznaki peryglacjalu.

Należy podkreślić, iż peryglacjal tatrzański nie jest jednolity wiekowo. Są tu zarówno formy peryglacjalu współczesnego jak też i reliktów form peryglacjalu plejstocenijskiego. Zagadnienie to bardzo trafnie ujął J. Sekyra (23). Podzielał jego wątpliwości, gdy idzie o uznanie wielkich form gleb strukturalnych za efekt dzisiejszego klimatu. Ten typ zjawisk peryglacjalnych oparty na mrozowej segregacji materiału wymaga takich warunków klimatycznych, jakie występują w strefie polarnej. A Tatry tych warunków nie mają, nie znaleziono tu żadnych śladów wiecznej zmarzliny. Duże wieloboki gleb strukturalnych, o średnicy kilku metrów, są z reguły porośnięte roślinnością, mają niezaburzone poziomy glebowe. Opisane wyżej gleby strukturalne z Tatr Zachodnich należą do form kopalnych. Gleby

strukturalne na Przełęczy Krzyżne (2120 m) w Tatrach Wysokich określiłem niegdyś jako formy współczesne. Obecnie tej pewności nie mam. Sprawę wieku tych gleb należy uznać za otwartą, szukając rozstrzygnięcia problemu w badaniach wiosennych, w okresie „życia” tych form. Badania takie nie były dotychczas przeprowadzone.

Nowe obserwacje z Tatr Zachodnich pozwalają określić jedną z przyczyn zaniku żywotności procesów segregacji mrozowej w glebach, pochodzących z czasów plejstocenijskich. Przyczyną tą jest wypłukanie drobnopięknotnego materiału ze zwietrzliny. Proces ten był spowodowany zarówno wzrostem ilości opadów w postglacjalie jak też likwidacją wiecznej zmarzliny. Gdy zabrakło tej absolutnie nieprzepuszczalnej warstwy, zmieniły się warunki hydrologiczne przełęczy i grzbietów. Wody, które dotychczas stagnowały na płaskich powierzchniach i w rowach grzbietowych, utrzymując glebę w stanie płynności, wraz ze zmianą warunków klimatycznych, spłynęły łatwo w otwarte szczeliny podłoża. W ten sposób więc doszło do przepłukania zwietrzliny i zatrzymania procesów segregacji mrozowej. Uwaga powyższa odnosi się nie tylko do Tatr, lecz również do rumowisk skalnych innych grup karpacczych, jak na przykład do Babiej Góry, gdzie układ głazów wskazuje na dawniej istniejące gleby strukturalne.

Aktualnie czynne procesy kriogeniczne w Tatrach to wymarzanie kamieni z gleby oraz działalność lodu włóknistego. W ten sposób mogą powstawać gleby brukowe, widoczne zwłaszcza na powierzchni niektórych teras girlandowych oraz w małych, wypełnionych glebą i zatrzymujących wody opadowe zagłębieniach skalnych. Lód włóknisty rozsuwa gruz na boki powodując powstawanie układów miniaturowych gleb strukturalnych. Procesy te, jak stwierdza Sekyra (23), nie sięgają zbyt głęboko w glebę i tym różnią się od plejstocenijskich wielkich poligonów. Sądzę, że różnica jest wyraźna — we współczesnych miniaturowych glebach strukturalnych i glebach brukowych proces segregacji obejmuje warstwę 5—10 cm, maksymalnie do 30 cm, w glebach plejstocenijskich sięga on do 1 m a nawet głębiej.

Mówiąc więc o glebach strukturalnych w Tatrach i ich dolnej granicy występowania musimy mieć na uwadze wielkie głębokie formy kopalne, plejstocenijskie oraz małe i płytkie formy współczesne. Pierwsze z nich były wcześniej zauważone i chociaż od czasu swego powstania uległy one poważnemu zniszczeniu, zachowały do dzisiaj cechy w pełni typowych form. Drugie, mimo swojej świeżości, nie są typowe, trudne do wykrycia i dlatego na razie słabo znane. Oba rodzaje struktur, tak różnych wiekowo, mają różną dolną granicę występowania. Sądzę, że podana niegdyś przeze mnie dolna granica gleb strukturalnych (2100 m) wymaga sprawdzenia, nawet w odniesieniu do tak zwanych wielkich, plejstocenijskich sieci poli-

gonalnych. Ostatnie znalezisko w Tatrach Zachodnich (1920 m) wskazuje na to, że ten typ form występuje o 200 m niżej od dawniej wyznaczonej granicy. Współczesna segregacja mrozowa działa na powierzchni całej strefy górskiej powyżej granicy lasu. Tam też istnieją możliwości pionowego a nawet poziomego porządkowania gruzu zwietrzelinowego, co w rezultacie daje formy mniej lub więcej zbliżone do miniaturowych gleb strukturalnych.

Dolną granicę wielkich gleb strukturalnych w Alpach określił Troll (27) na 1800—2000 m w strefie brzeżnej i 2000—2200 m w głębi gór. Natomiast formy miniaturowe według tego autora występują w Alpach znacznie wyżej (ponad 2700 m), ponieważ dopiero w tej wysokości istnieją częste wahania temperatury około 0° , a więc tak ważna dla powstania struktur glebowych regelacja. Szczegółowe badania G. Furrera (2) w Alpach Szwajcarskich zdają się potwierdzać wnioski Trolla, że sieci miniaturowych gleb występują tu wyżej od normalnych, a więc wielkich poligonów. Do nieco innych wniosków doszedł ostatnio G. Höhl (3) śledząc zjawiska peryglacjalne w Alpach Gurktalerskich. Działanie segregacji mrozowej stwierdza on wszędzie powyżej granicy lasu. Formy miniaturowe będące efektem krótkiego działania mrozu, a więc tworzące się na przykład w ciągu kilku dni, spotyka się poniżej granicy typowych poligonów o dużej średnicy.

Sytuacja w Tatrach przedstawia się podobnie. Opierając się na spostrzeżeniach Sekyry (23) i własnych materiałach skłaniam się do wniosku, że powstanie miniaturowych struktur w glebie, głównie zresztą pod wpływem lodu włóknistego, schodzi tu bardzo nisko, gdyż prawie po granicę lasu. Nie są to typowe alpejskie „miniaturowe gleby strukturalne”, lecz jak powiedziałem, formy w pełni do nich zbliżone pod względem wyglądu i identyczne z nimi pod względem genezy. W Tatrach należy więc wyraźnie odróżnić dolną granicę tych płytkich struktur mrozowych od wielkich gleb strukturalnych, które — jak wspominałem wyżej — są raczej reliktem plejstocenijskim.

Thufury oraz mikrorelief soliflukcyjny należą do zespołu form peryglacjalnych wymagających mniejszego natężenia procesów mrozowych aniżeli gleby strukturalne. W powstaniu tychże form bierze udział grawitacja jako czynnik bardzo istotny, współdziałający z procesem ruchów kriogenicznych. Dlatego daje się zauważyć zależność thufurów nie tylko od momentów klimatycznych, lecz również od rodzaju zwietrzeliny, od jej stopnia plastyczności i płynności. W ten sposób znajdujemy związek thufurów z geologią podłoża. To samo dotyczy form soliflukcji.

W rezultacie stwierdzamy znamienne zjawisko, że thufury i wały soliflukcyjne są tym niżej, im bardziej sprzyjają ich powstaniu warunki

podłoża. Dolna granica ich występowania, a więc granica klimatyczna, jest tu pojęciem względnym, w każdym razie zmienia się ona w zależności od budowy geologicznej. Dlatego wymienione formy pojawiają się stosunkowo nisko, już przy granicy lasu (1500 m), lecz głównie na podłożu łatwo wietrzejących skał osadowych, dolomitów, wapieni i łupków ilastych. Jak podaje A. Dylikowa (1) ślady współczesnej soliflukcji występują w grupie Turbacza w wysokości 1200 m. Sądzę, że skały fliszowe, z których zbudowany jest Turbacz, bardzo ułatwiają działanie tego typu procesów. Tym zapewne należy tłumaczyć tak niskie położenie na stokach Turbacza form soliflukcji.

Osobnym zagadnieniem jest wpływ pośredniej lub bezpośredniej gospodarki człowieka na przebieg procesów peryglacjalnych. Jest rzeczą znaną, że pokryta i nie pokryta roślinnością gleba różnie reaguje na działanie tych procesów klimatycznych. Człowiek przerzedzając lub wręcz niszcząc powłokę roślinną w strefie wysokogórskiej Tatr, staje się tam czynnikiem zmieniającym przebieg procesów peryglacjalnych. W rezultacie ogólnym przyspiesza on działanie mrozowe w glebie. Jest to widoczne zwłaszcza w powstaniu girlandowej soliflukcji a nawet gleb brukowych. Łód włókniasty pojawia się najczęściej wzdłuż szlaków turystycznych. Tam są najwyraźniejsze przykłady wymarzania kamieni, obsuwania się szkarp i tym podobnych zniszczeń, wywołanych rozwojem kryształów lodowych. Obszary nadmiernego wypasu owiec, gdzie roślinność uległa częściowemu wyniszczeniu, są terenem potężnych spustoszeń pod wpływem działań mrozowych. One też w dalszej konsekwencji przyczyniają się do rozpoczęcia ostatniego aktu niszczenia stoku, a więc do powstania żłobin i bruzd denudacyjnych (erozja gleb).

Spojrząwszy na całość peryglacjału tatrzańskiego pragnę raz jeszcze podkreślić następujące momenty.

1° Procesy kriogeniczne panują obecnie na obszarze całej strefy wysokogórskiej Tatr sięgając aż po górną granicę lasu (1500 m). Oddziałują one na wierzchnią warstwę zwietrzeliny, zmieniając jej strukturę i powodując powstanie charakterystycznych form mikroreliefu. Do głównych form współczesnego peryglacjału należą thufury, jęzory i teraski soliflukcyjne, płyty i pasy ruchomych rumowisk skalnych, a wreszcie formy uporządkowanego działaniem mrozu gruzu (miniaturowe gleby strukturalne).

2° Klimatyczny proces peryglacjalny stwarza różne struktury i formy glebowe w zależności od typu zwietrzeliny, a więc typu skał. Miniaturowe formy segregacji powstają najczęściej w drobnogruzowej zwietrzelinie łupków krystalicznych (chlorytowych, mikowych), w gnejsach; thufury zaś i formy soliflukcji są związane przede wszystkim ze skałami osadowymi, wapieniami, dolomitami i łupkami ilastymi. Sprzyjająca poszczególnym

formom mikroreliefu skała obniża lokalnie granicę występowania danych form (stanowiska *ekstrazonalne* według terminologii Trolla, 27).

3° Czynnikiem wyraźnie przyspieszającym działanie procesów peryglacjalnych w Tatrach jest człowiek. Niszczenie roślinności hal przez nadmierny wypas i turystykę ułatwia penetrację procesów mrozowych w glebie, potęguje działanie lodu włóknistego, zmniejsza odporność zwierzeliny na działanie zarówno procesów segregacji mrozowej jak też procesów grawitacyjno-soliflukcyjnych.

Literatura

1. Dylikowa, A. — Formes contemporaines du type congelifluctif sur le Turbacz. *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 4, 1956.
2. Furrer, G. — Die Strukturbodenformen der Alpen. *Geogr. Helvetica*, Bd. 10, 1955.
3. Höhl, G. — Die untere Grenze von Strukturbodenformen in den Gurktaler und Seetaler Alpen. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 6, 1955.
4. Jahn, A. — Badania naukowe w Tatrach (Research works in the Tatra Mts.). *Wierchy*, t. 17, Kraków 1947.
5. Jahn, A. — Gleby strukturalne w polskiej części Tatr (Polygonal soils in the Tatra Mts.). *Przegl. Geogr.*, t. 22, 1948—49.
6. Jahn, A. — Osobliwe formy poligonalne na łąkach w dolinie Wieprza (summary: Peculiar polygonal markings on the meadows in the Wieprz river valley). *Acta Geol. Polonica*, vol. 1, 1950.
7. Klimaszewski, M. — Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym (Polish West Carpathian during Ice age). *Prace Wrocl. Tow. Nauk.*, ser. B, nr 7, 1948.
8. Ksandr, J. — Kopečkovité půdy na jižním svahu Vysokých Tater (Hummock soils on the southern slope of the Vysoké Tatry). *Ochrana přírody*, 8, Praha 1953.
9. Ksandr, J. — Mrazové půdní formy v Tatrách (summary: Frost soil forms in the Tatra). *Ochrana přírody*, 9, Praha 1954.
10. Ksandr, J. — Mrazové půdní formy (summary: Frost soil forms). *Ochrana přírody*, 10, Praha 1955.
11. Kunský, J. — Ke geomorfologii žulevého jádra nízkotatranského (summary: Contribution to the geomorphology of the granitic cores of the Tatra Mts.). *Rozpravy Čs. Akad. Věd.*, 63, Praha 1953.
12. Kunský, J., Král, V. — Zpráva o mapování pokryvných útvarů v oblasti Chabence v Nízkých Tatrách (Rapports on the mapping of cover material in the area of Chabence in the Low Tatra). *Zpravy ÚÚG o geologických výzkumech v r. 1952*, Praha 1952.
13. Louček, D. — Geomorfologie velehorské oblasti Králový Hory v Nízkých Tatrách (summary: Geomorphology of the High Mountain Region of the Králová Hora in the Low Tatra). *Rozpravy Čs. Akad. Věd.*, 64, Praha 1954.
14. Lukniš, M. — Načrtok geomorfologie Tater (Outline of geomorphology of the Tatra Mts.). *Příroda Tatranského národného parku*, 1956.
15. Łoziński, W. — Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. *C. R. XI Int. Géol. Congr. Stockholm 1910*, Stockholm 1912.

16. Mazúr, E. — K formám rozpadu hrebeňov v Malej Fatre (Zusammenfassung: Zu den Zerfallsformen der Gebirgskäme in der Kleinen Fatra). *Geografický časopis*, 6, Bratislava 1954.
17. Młodziejowski, J. — Zjawiska tektoniczne na grzbietach Tatr Zachodnich (résumé: Les phénomènes tectoniques sur les crêtes des Tatra d'Ouest). *Wiad. Služby Geogr.*, t. 8, 1934.
18. Pelíšek, J. — Tundrové půdy v jižní krasové oblasti Bělských Tater (Tundra-soils in the southern karst-area of the Tatry Bělské). *Českoslov. Kras*, 6, Brno 1953.
19. Pelíšek, J. — Políčkovité a terasovité půdy ve Vysokých a Belánských Tatrách (summary: Polygonal and guirland soils of the High Tatra and Belánské Tatry Mountains in Czechoslovakia). *Geografický časopis*, 5, Bratislava 1953.
20. Petránek, J. — Guirlandové půdy v ČSR (Garland soils in Czechoslovakia). *Vesmír*, 31, Praha 1952.
21. Sekyra, J. — Thufury a guirlandové půdy v Bělských Tatrách (summary: „Thufur” and garland soils in the Bělské Tatry). *Sborník Čs. Spol. Zeměp.*, 55, Praha 1950.
22. Sekyra, J. — Tundrové půdy v Československu (Tundra-soils in Czechoslovakia). *Ochrana přírody*, 7, Praha 1952.
23. Sekyra, J. — K otázce recentnosti strukturních půd (On the recent origin of structural-soils). *Věstník Ústř. Úst. Geol.*, 29, Praha 1954.
24. Sekyra, J. — Kryopedologická pozorování na jižních svazích Vysokých Tater (summary: Cryopedological observations on the southern slopes of the Vysoké Tatry in april 1954). *Anthropozoikum*, 5 (1955), Praha 1956.
25. Streiff-Becker, R. — Strukturböden in den Alpen. *Geogr. Helvetica*, Bd. 1, 1946.
26. Thoroddsen, T. — Polygonboden und „thufur” auf Island. *Pet. Geogr. Mitt.*, 1913.
27. Troll, C. — Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. *Geol. Rundschau*, Bd. 34, 1944.



fot. autor, 1955

Fot. 1. Thufury na Gładkiem Uplaziańskim. Na pierwszym planie przekopany pagórek



fot. autor, 1955

Fot. 2. Thufury na Przełęczce pod Kopą (Tatry Zachodnie)



fot. autor, 1955

Fot. 3. Gładkie Uplaziańskie. Jezor soliflukcyjny pokryty thufurami



fot. autor, 1955

Fot. 4. Terasy girlandowe na stokach Kamienistej



fot. autor, 1955

Fot. 5. Pasy gruzowe na północnych stokach Kamienistej



fot. autor, 1955

Fot. 6. Miniaturowe teraski girlandowe na stokach Krzesanicy w Czerwonych Wier-
kach



fot. autor, 1956

Fot. 7. Kopa Kondracka. Strumień gruzowy poniżej przerwanej terasy girlandowej



fot. au.or, 1955

Fot. 8. Platy i jęzory rumowiska skalnego na stokach Jarząbczego Wierchu



fot. autor, 1956

Fot. 9. Rów denudacyjny na stokach Jarząbczego Wierchu zasypywany rumowiskiem skalnym



fot. autor, 1955

Fot. 10. Ruchome rumowisko gruzowe, zatrzymane przez kosówkę



fot. autor, 1955

Fot. 11. Gleby strukturalne na Przełęczy Niskie między Wołowcem a Jarząbczym Wierchem. Widok ogólny



fot. autor, 1956

Fot. 12. Gleby strukturalne na Przełęczy Niskie



fot. autor, 1956

Fot. 13. Kopa Kondracka oraz przełęcz Kondracka (na pierwszym planie). Widoczne są rowy grzbietowe oraz zdarte działaniem mrozu i wiatru płyty darni



fot. autor, 1956

Fot. 14. Grzbiecik Czerwony Wierch koło Wołowca. Zniszczona darni i układy gruzowe wywołane działaniem mrozu