

Kazimierz PEKALA

Terasy krioplanacyjne południowego Changaju (Mongolia)

Гольцовые террасы в районе южного Хангая (Монголия)

Cryoplanation Terraces in the Area of the Southern Khangai (Mongolia)

WSTĘP

Cechą charakterystyczną rzeźby południowego Changaju jest obecność teras krioplanacyjnych na zboczach i grzbietach wododzielnych. Terasy krioplanacyjne ukształtowały się w plejstocenijskich warunkach klimatycznych. Znane są z obszarów plejstocenijskiej i współczesnej strefy peryglacjalnej (2, 8, 15, 20). Literatura dotycząca genezy i mechanizmu rozwoju jest wielokierunkowa i obszerna (5, 6).

Terasy krioplanacyjne w Changaju znajdują się w różnych stadiach rozwoju, począwszy od form aktywnych na obszarze głównego grzbietu wododzielnego do form fosylnych w strefie południowego brzegu gór (16, 17, 18). Kompleksowe badania środowiska przyrodniczego przeprowadzone w latach 1974—1975 podczas Mongolsko-Polskiej Ekspedycji Fizyczno-Geograficznej (ryc. 1) umożliwiły powiązanie dynamiki procesów kriogenicznych ze współczesnymi piętrami klimatycznymi (1, 3, 11).

Góry Changaj wykazują piętrowy i asymetryczny układ wszystkich elementów środowiska przyrodniczego (4, 12, 14, 18, 19). Zbocza o ekspozycji południowej są suche, stepowe i bez wieloletniej zmarzliny w niższych wysokościach (4, 11, 18). Na stokach wilgotnych eksponowanych ku północy rośnie las, a w podłożu występuje wieloletnia zmarzlina (4, 12, 19). Zjawisko to ma odbicie w dynamice współczesnych procesów morfogenetycznych (13, 14). Ekspozycja i wysokość nad poziomem morza wpłynęły na nierównomierny rozwój procesów kriogenicznych wyrażony w morfologii i rozmieszczeniu teras krioplanacyjnych.

CHARAKTERYSTYKA TERAS KRIOPLANACYJNYCH

Terasy krioplanacyjne występują na zboczach, grzbietach i w strefach wierzchowinowych od wysokości 2400 m n.p.m. po najwyższe szczyty. Najlepiej są rozwinięte powyżej górnej granicy lasu. Tworzą one system spłaszczeń schodowych o nachyleniu do 12° . Szerokość spłaszczeń wynosi od kilku do kilkuset metrów. Progi skalne ograniczające spłaszczenia posiadają wysokość od kilku do 75 m (16). W strefie głównego grzbietu Changaju tworzą one duże powierzchnie nawiązujące do starych pozio-



Ryc. 1. Lokalizacja terenu badań
Localization of the research terrain

mów zrównań denudacyjnych (17, 18). Poziomy denudacyjne są wyrównane lub przekształcone w system schodowych spłaszczeń. Doine odcinki stoków w dolinach wymodelowanych w granitach były kształtowane przez procesy mrozowe (pęcznienie i soliflukcja), w wyniku czego wytworzyły się formy o charakterze kriopedymentów, które uległy przekształceniu w pedymenty przez splukiwanie, erozję i deflację (11).

Przyjmując za kryterium dynamikę współczesnych procesów kriogenicznych terasy kriogeniczne można podzielić na: bardzo aktywne, mało aktywne i fosylne.

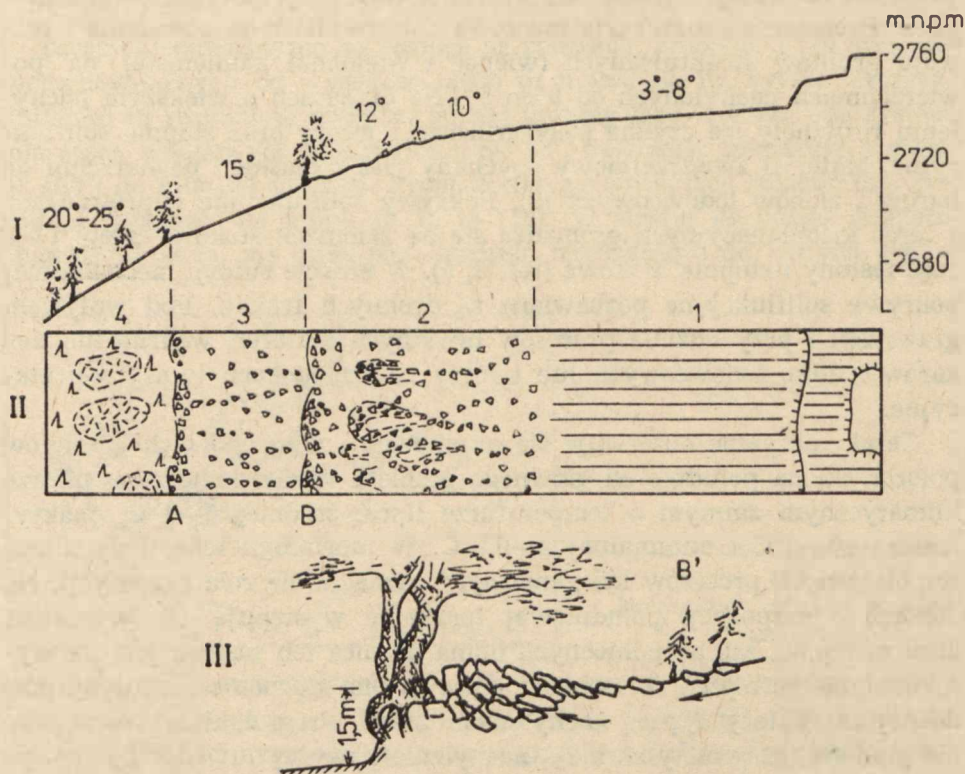
Terasy krioplanacyjne bardzo aktywne występują w piętrze wysokogórskim, w obrębie głównego grzbietu Changaju. Dolna granica występowania tych form znajduje się na wysokości około 3250 m n.p.m. Jest to piętro wysokogórskiej tundry kontynentalnej, gdzie procesy kriogeniczne działają aeralnie, a ekspozycja odgrywa minimalną rolę. Pod względem klimatycznym jest to piętro bardzo zimne (1, 3). Średnia temperatura lipca wynosi poniżej 4°C . Temperatura maksymalna tego miesiąca nie przekracza 8°C , zaś minimalna $0,5^\circ\text{C}$. Terasy krioplanacyjne przybierają kształt rozległych zrównań wierzchowinowych przykrytych materiałem gruzowo-blokowym (fot. 1). W górnych odcinkach cyrków lodowcowych tworzą systemy owalnych stopni i progów (fot. 2). Pokrywy zwietrzelinowe charakteryzują się obecnością płytko zalegającej wieloletniej zmarzliny i okresowo dużym nawodnieniem (4). Pod wpływem

procesów mrozowych w czynnej warstwie zmarzliny materiał uległ segregacji. Pęcznienie i segregacja mrozowa doprowadziły do powstania i rozwoju gruntów strukturalnych (wieńce i wieloboki kamieniste) na powierzchniach nachylonych od 0 do 5°. Na obszarach o większym nachyleniu rozwinęły się czynne pasy gruzowe i jęzory oraz stopnie soliflukcyjne. Materiał zwietrzelinowy spychany jest z płaskich powierzchni do karów i żłobów lodowcowych (9). Pokrywy soliflukcyjne odprowadzane z teras krioplanacyjnych gromadzą się na załomach stoków, często tworząc festony i stopnie blokowe (fot. 3, 4). W efekcie sufozji mechanicznej pokrywy soliflukcyjne pozbawiane są drobnych frakcji. Pod wpływem grawitacji i przy udziale procesów niwalnych materiał wędruje do den karów i dolin lodowcowych lub tworzy na ich stokach terasy soliflukcyjne.

Terasy aktywne obserwuje się na stokach i wierzchołkach grzbietów położonych na południe od głównego grzbietu wododzielnego, w piętrze klimatycznym zinnym o temperaturze lipca: średniej 6—4°C, maksymalnej 10—8°C i minimalnej 2—0,5°C. W morfologii teras i dynamice współczesnych procesów kriogenicznych zaznacza się rola ekspozycji. Na stokach o ekspozycji południowej formy te występują od wysokości 2900 m n.p.m., zaś na północnych dolna granica ich zasięgu jest na wysokości 2800 m n.p.m. Terasy krioplanacyjne na stokach o ekspozycji północnej charakteryzują się nachyleniem 2—4°. Progi skalne są przeważnie pionowe, czasem tylko mają nachylenie powyżej 70° i wtedy pokrywa je zwietrzelina blokowa. Płaska powierzchnia zaś przykryta jest zwietrzeliną blokowo-gliniastą, przekształconą przez procesy segregacji mrozowej (fot. 5). Jądra gruntów poligonalnych są gliniaste i rucnome (silnie nawodnione). Spotyka się struktury kamieniste wytworzone pod wpływem pęcznienia mrozowego, degradacji lodu gruntowego, sufozji i deflacji. Spłaszczenia teras przechodzą stopniowo w stoki przykryte zwietrzeliną gliniasto-gruzową podlegającą soliflukcji, erozji i procesom osuwiskowym (18).

Progi teras krioplanacyjnych eksponowanych ku południowi są bardziej suche, łagodniej nachylone (40—70°), z pokrywą rumowiskową ułożoną w pasy i jęzory soliflukcyjne. Na płaskich powierzchniach (4—3°) dynamika procesów jest mała. Pojawia się roślinność trawiasta, w wyniku czego profil glebowy jest dobrze rozwinięty. Poniżej form krioplanacyjnych stoki mają charakter usypiskowy.

Terasy mało aktywne występują na stokach o ekspozycji północnej i na wierzchołkach o wysokości powyżej 2700 m n.p.m., w piętrze klimatycznym umiarkowanie zimnym. Temperatury lipca kształtują się następująco: średnia 8—6°C, maksymalna 16—13°C, minimalna 3—2°C. Terasy mało aktywne stanowią etap przejściowy do form fosylnych. Ak-



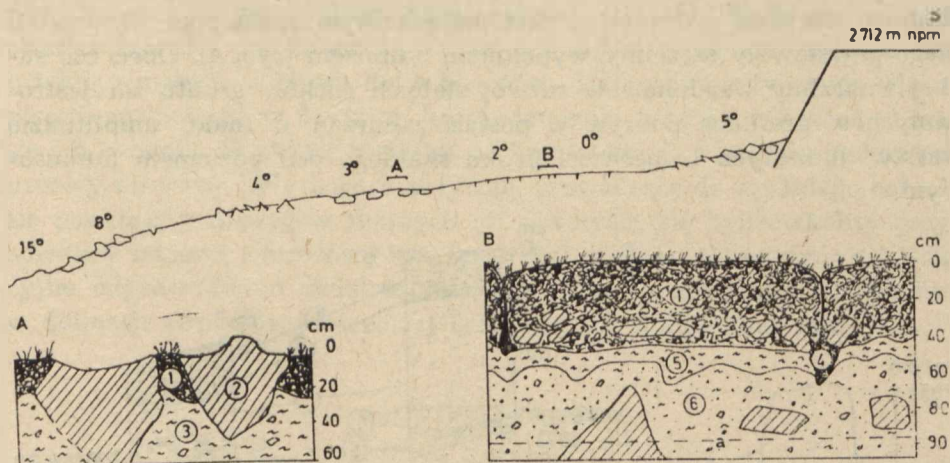
Ryc. 2. Profil podłużny (I) i schemat morfologiczny (II) terasy krioplanacyjnej mało aktywnej: 1 — terasy krioplanacyjne, 2 — stok modelowany przez soliflukcję i segregację mrozową, 3 — stok rumowiskowy z pasami gruzowymi, 4 — lasy z płatami gołoborzy, A, B — wały gruzowe w strefie górnej granicy lasu, B' — schemat wału gruzowego powyżej pnia modrzewia (ok. 300 lat)

Longitudinal profile (I) and morphological scheme (II) of the little active, cryoplanation terrace; 1 — cryoplanation terraces, 2 — slope, shaped by the solifluction and frost segregation, 3 — debris slope with rubble belts, 4 — forests with patches of block fields, A, B — debris banks within the upper zone of forest limit, B' — scheme of the debris bank above the larch trunk (ca 300 years)

tywne są tylko progi, które ulegają głównie wietrzeniu, oraz dolne odcinki spłaszczeń, przekształcone przez procesy powolnej soliflukcji i segregacji mrozowej (ryc. 2). Procesy te nasilają się okresowo po śnieżnych zimach i deszczowych latach (13, 14). Pokrywy soliflukcyjne zatrzymują się w strefie górnej granicy lasu. Są przemywane i tworzą poprzeczne do stoku wały gruzowe (fot. 6).

Terasy krioplanacyjne fosylne występują w piętrze subalpejskich łąk na wysokości 2400—2700 m n.p.m. uważanym za bardzo chłodne ze średnią temperaturą lipca kształtującą się w granicach 10—8°C, maksy-

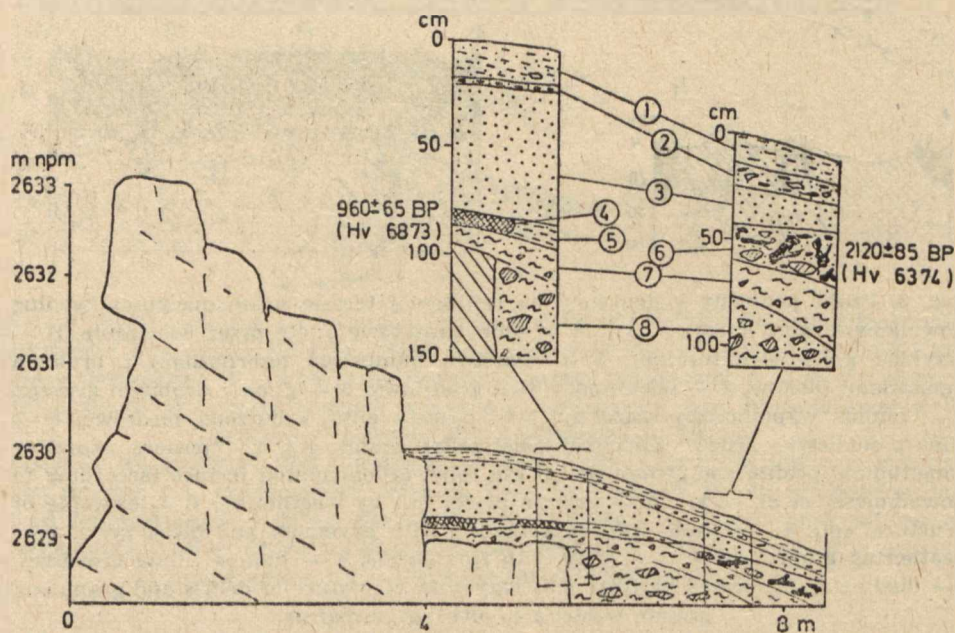
malną 16—13°C i minimalną 4,5—3°C. Wieloletnia zmarzlina ma charakter nieciągły. Terasy te są nieczynne lub ulegają przekształcaniu w nieznaczny stopniu przez procesy mrozowe na stokach północnych (11, 13, 16). W obrębie tych form silnie zaznacza się asymetria wywołana ekspozycją (fot. 7). Po północnej stronie grzbietów są to rozległe i płaskie powierzchnie ze stromymi progami, często występującymi w postaci skałek reliktowych (fot. 8), lepiej zachowanych w obrębie skał twardych wulkanicznych niż w granitach.



Ryc. 3. Profil podłużny i struktury na reliktywnej terasie krioplanacyjnej (według Kowalkowskiego i innych — 11). A — bloki granitowe ścięte przez wietrzenie, B — przykład gleby strukturalnej; 1 — warstwa humusowa (czarnoziem) z brukiem i gniazdami bloków, 2 — wietrzejący blok granitowy, 3 — glina z drobnym gruzem, 4 — humus wypełniający szczeliny, 5 — pylasta glina zaburzona mrozowo, 6 — glina z domieszką gruzu i ziarnistej zwietrzliny granitowej, a — poziom zmarzliny Longitudinal profile and structures on the relict cryoplanation terrace (according to Kowalkowski et al. — 11). A — granite blocks cut by weathering, B — example of structural soil; 1 — humus layer (chernozem) with pavement and block nests, 2 — weathering granite block, 3 — clay with fine debris, 4 — humus filling crevasses, 5 — dusty clay dislocated by frost, 6 — clay with admixture of debris and granulous granite waste, a — level of permafrost

Morfologia i rozmieszczenie teras świadczą o asymetrycznym rozwoju procesów krioplanacyjnych. Większą dynamiką procesów odznaczały się stoki o ekspozycji północnej. Przebieg zjawisk kriogenicznych na stokach przeciwnych odbywał się w warunkach głębszego odmarzania, szybszego odprowadzania zwietrzliny blokowej oraz wietrzenia odsłoniętego podłoża skalnego. Na tych stokach krócej zalegał i szybciej topił się śnieg dostarczający wilgoci do pokryw. Stąd też terasy wykształcone są w postaci nisz, wąskich pól i listw skalnych, przykrytych blokową lub ziarn-

nistą zwietrzeliną powstałą w późniejszym etapie rozwoju (ryc. 3). Zwietrzliny gliniasto-blokowe zalegające na spłaszczeniach teras krioplanacyjnych stały się stabilne pod wpływem ubytku wody w pokrywach, degradacji zmarzliny lub rozwoju zmarzliny zawierającej małą ilość lodu — tzw. zmarzliny suchej. Wystające bloki skalne pod wpływem czynników atmosferycznych uległy wietrzeniu ziarnistemu, w wyniku czego nastąpiło ich ścięcie. Gleby tundrowe opanowane przez murawy alpejskie przekształciły się w paraczarnoziemy (11, 12). W porach suchych powierzchniowa warstwa gruntów ulegała poligonalnym spękanom, w wyniku czego powstawały szczeliny wypełnione humusem (ryc. 4). Obecność suchej zmarzliny warunkowała rozwój słabych ruchów gruntu zarejestrowanych w profilach pokryw w postaci zaburzeń o małej amplitudzie warstw gliniastych i obecności bruku skalnego pod poziomem humusowym.



Ryc. 4. Profil utworów pokrywowych u podstawy skałki reliktovej w piętrze teras fosiynych (według Kowalkowskiego i innych — 11); 1 — gleba współczesna paraczarnoziem, 2 — poziom węgla drzewnych, 3 — ziarnista zwietrzelina granitowa (kasza), 4 — datowana roślinność fosiynna, 5 — humusowa warstwa pylasta z domieszką kaszy granitowej, 6 — glina z gruzem i datowanym węglem drzewnym, 7 — glina ilasta z drobnym gruzem, 8 — pokrywa gliniasto-blokowa

Profile of covers at the foot of relict klippe within the level of fossil terraces (according to Kowalkowski et al. — 11); 1 — recent parac Chernozem soil, 2 — horizon of charcoal, 3 — granulous granite waste (grit), 4 — dated fossil flora, 5 — dusty humus layer with addition of granite grit, 6 — clay with debris and charcoal dated, 7 — loamy clay with fine debris, 8 — clayey-block cover

W obrębie dolin wymodelowanych w granitach stwierdzono formy określane jako kriopedymenty (19). Ze względu na mechanizm rozwoju i morfologię zaliczono je w układzie piętrowym do tego samego typu rzeźby kriogenicznej, co terasy krioplanacyjne. Występują one od wysokości około 2100 m n.p.m. już w obrębie strefy krajobrazowej stepu i na pograniczu z lasostepem. Stanowią one długie podnóża stoków o ekspozycji południowej, posiadające nachylenie 5—12°. Kriopedymenty ścinają skały granitowe otulone w dolnych odcinkach deluwialną zwietrzeliną ziarnistą z zagrzebanymi glebami kasztanowymi (11, 19). Występują na nich ostańce skalne i potoki gruzowe, jak też stożki koluwalno-torrencjalne u wylotu małych, suchych dolin bocznych. Kriopedymenty nawiązują do plejstoczeńskiej terasy 8—15 m, która stanowiła bazę denudacyjną w czasie ich rozwoju. W strefie wysięku wód gruntowych z pokryw stokowych procesy mrozowe były bardzo aktywne, prowadzące do szybkiego cofania się powstających progów skalnych (7). Tworzące się hydrolakolity przyspieszały łamanie i mrozowe kruszenie skał podłoża, a następnie soliflukcyjne odprowadzanie zwietrzeliny. Tego typu procesy są powszechne w dolinach strefy krajobrazowej lasostepu SE skłonu Chenteju (por. 7).

PODSUMOWANIE

Terasy krioplanacyjne obecne na obszarze południowego Changaju świadczą o istnieniu klimatu, w którym procesy wietrzenia i soliflukcji były bardzo aktywne także i w niższych partiach gór. Formy te mogą być dobrym wskaźnikiem zmian warunków morfoklimatycznych stref i pięter krajobrazowych. W aktualnym piętrze kontynentalnej tundry wysokogórskiej terasy wykazują dużą dynamikę procesów kriogenicznych, podczas gdy w niższych piętrach aktywność ich maleje. W piętrze subalpejskim są już nieczynne lub ulegają w nieznacznym stopniu przekształcaniu przez procesy mrozowe. Niżej, w strefie stepu i na pograniczu lasostepu są formami fosylnymi. Rozmieszczenie teras krioplanacyjnych jest więc rezultatem pionowych i strefowych zmian warunków morfoklimatycznych. Przesunięcie pięter klimatycznych w holocenie doprowadziło do zamarcia lub fosylizacji wielu form kriogenicznych.

LITERATURA

1. Avirmid B., Niedźwiedz T.: Diurnal Variability of Weather Elements in Summer on the Southern Slope of the Khangai. Bull. Acad. Polon. Sc., Sér. Sc. de la Terre, vol. XXIII, no. 3—4, Warszawa 1975, ss. 165—162.
2. Bocz S. G., Krasnow I. I.: Process golcowego wyrówniwania i obrazowanie nagornych tierras (The Process of Goletz-Planation and the Formation of Altiplanation Terraces). Priroda no. 5, ss. 25—30.

3. Brzeźniak E.: Thermal Zones on the Southern Slopes of the Khangai. Bull. Acad. Polon. Sc., Sér. Sc. de la Terre, vol. XXV, no. 3—4, Warszawa 1977, ss. 211—218.
4. Dauksza L., Soja R.: The Zones and Levels of Water Phenomena in the Tsagan-Turutuin-gol Basin. Bull. Acad. Polon. Sc., Sér. Sci. de la Terre, vol. XXV, no. 3—4, Warszawa 1977, ss. 203—210.
5. Demek J.: Přehled geografického rozšíření kryoplanatických teras na zemi. Zprávy Geografického ústavu ČSAV, nr 1, Brno 1968, ss. 10—27.
6. Demek J.: Cryoplanation Terraces, their Geographical Distribution, Genesis and Development. Rozprawy Československé Akademie Věd, Ročník 79, no. 4, Praha 1969, ss. 1—80.
7. Dzułyński S., Pękala K., Lomborinchen R.: Bog Cirque and Solifluction Valleys in Granitic Terrains of Northeastern Mongolia. Zeitsch. für Geomorphologie 24, 2, 1980.
8. Jahn A.: Problems of the Periglacial Zone. PWN Warszawa 1975.
9. Klimek K.: Glacial Forms in the Uldzeitu-gol Drainage Basin on the Southern Slope of the Khangai Mts. Bull. Acad. Polon. Sc., Sér. Sci. de la Terre, vol. XXV, no. 3—4, Warszawa 1977, ss. 111—117.
10. Kowalkowski A.: The Soils of Continental Alpine Tundra in the Central Khangai. Bull. Acad. Polon. Sc., Sér. Sci. de la Terre, vol. XXV, no. 3—4, Warszawa 1977, ss. 219—227.
11. Kowalkowski A., Pękala K., Starkel L.: The Role of Climate and Man's Interference in Shaping the Relief and Soils of the Southern Slope of the Khangai Mts. Folia Quaternaria 49, 1977, ss. 115—144.
12. Kowalkowski A., Pacyna A.: Types of Habitats in the Sant Valley in Southern Khangai. Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. de la Terre, vol. XXV, no. 3—4, Warszawa 1977, ss. 235—245.
13. Pękala K.: Contemporary Morphogenetic Processes in the Sant Valley. Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. de la Terre, vol. XXIII, no. 3—4, Warszawa 1975, ss. 221—224.
14. Pękala K., Ziętara T.: Concerning the Yearly and Monthly Balance of Recent Morphogenetic Processes in the Sant Valley. Bull. Acad. Polon. Sci., Sér. Sci. de la Terre, vol. XXV, no. 3—4, Warszawa 1977, ss. 149—158.
15. Reger R. D., Péwé T. L.: Cryoplanation Terraces Indicators of a Permafrost Environment. Quaternary Research 1976, vol. 6, no. 1, ss. 99—109.
16. Richter H., Haase G., Barthel H.: Die Goletztterrassen. Petermanns Geographische Mitteilungen 107, 3, Gotha 1963, ss. 183—192.
17. Seliwanow E. I.: Nieotiektonika i geomorfologija Mongolskoj Narodnoj Rjespubliki. Moskwa 1972, ss. 1—129.
18. Sukhodrovsky L. V.: Cryomorphogenesis, Geocryological Conditions of the Mongolian People's Republic. Moscow 1974.
19. Starkel L., Lomborinchen R., Zhigzhe Ts.: Main Features and Evolution of the Relief of the Tsagan-Turutuin-gol Catchment Basin. Bull. Acad. Polon. Sci. Sér. Sci. de la Terre, vol. XXIII, no. 3—4, Warszawa 1976, ss. 143—147.
20. Waters R. S.: Altiplanation Terraces and Slope Development in West-Spitsbergen and South-West England. Biul. Perygl. no. 11, 1962, ss. 89—101.



Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



Fot. 6



Fot. 7



Fot. 8

OBJAŚNIENIA FOTOGRAFII

Fot. 1. Терасы криoplanacyjne на głównym grzbiecie Changaju w rejonie Doin-Dzun-Nuru (3300 m n.p.m.). Na drugim planie cyrki lodowcowe.

Fot. 2. Терасы криoplanacyjne rozwijające się wokół cyrku lodowcowego.

Fot. 3. Rumowisko skalne spychane z terasy криoplanacyjnej bardzo aktywnej do żłobu lodowcowego.

Fot. 4. Stopień gruzowy powstały pod wpływem soliflukcji.

Fot. 5. Struktury mrozowe na stoku poniżej teras криoplanacyjnych mało aktywnych (2800 m n.p.m.).

Fot. 6. Soliflukcyjny wał gruzowy powstały w strefie górnej granicy lasu.

Fot. 7. Fosylne терасы криoplanacyjne na grzbietach wododzielnych w dorzeczu Cagan-Turutuin-goł na północ od miejscowości Mandai.

Fot. 8. Тераса криoplanacyjna z granitowymi skałkami reliktowymi na wysokości 2400 m n.p.m., w okolicy miasta Mandai.

РЕЗЮМЕ

Характерной чертой рельефа южного склона Хангая является присутствие гольцовых террас на склонах и водораздельных хребтах (16). Формы гольцовых террас образовались в плейстоценовых климатических условиях. В настоящее время они находятся в разной стадии развития, начиная от активных форм в пределах главного хребта по фоссильные (погребенные) присутствующие в зоне южного берега гор (рис. 1).

Горы Хангай указывают ступенчатую и ассиметрическую систему всех элементов природной среды, обусловленную климатом (1, 3, 13). Склоны с южной экспозицией сухие, степные и без многолетней мерзлоты, в то же время на склонах с северной экспозицией растет лес, а в грунте находится мерзлота (4, 11, 19). Это явление имеет отражение в динамике современных морозовых процессов (13, 14). Экспозиция повлияла на неравномерное развитие криогенных процессов выраженное в морфологии и распределении гольцовых террас.

Гольцовые террасы в морфодинамическом отношении подразделены на несколько типов связанных с современными климатическими ярусами:

1. Гольцовые террасы очень активные имеются в высокогорном ярусе в пределах главного хребта Хангая. Нижняя граница описываемых форм находится на высоте около 3250 м н.у.м. Это ярус высокогорной тундры, где криогенные процессы действуют аэралью, а экспозиция играет минимальную роль. Очень неглубоко находится многолетняя мерзлота, а поверхность периодически сильно обводняется. Средняя температура июля находится ниже 4°C, максимальная — ниже 8°C. Гольцовые террасы имеют вид обширных выровненных площадей, покрытых материалом сложенным из щебня и блоков (фото 1, 2). Этот материал указывает структуры морозовой сегрегации (венцы и каменные многоугольники) на поверхностях с наклоном 0—5°. На более наклоненных поверхностях развились щебнистые поясы и солифлюкционные ступени. Выветрившийся материал сталкивается из плоских криоплянационных поверхностей в карры и ледниковые жолоба (9). Солифлюкционные покровы сползающие из гольцовых террас накапливаются в заломках склонов (фото 3, 4) или же продвигаются к днам форм образованных ледниками, под влиянием гравитации и при участии нивальных процессов.

2. Активные гольцовые террасы находятся на склонах и приводораздельных поверхностях выше 2800 м н.у.м. на Ю от главного водораздельного хребта. Это холодный климатический ярус, со средней температурой июля $6-4^{\circ}\text{C}$, максимальной $10-8^{\circ}\text{C}$ и минимальной $2-0,5^{\circ}\text{C}$. В рельефе террас и динамике современных криогенных процессов намечается роль экспозиции. Нижняя граница указанных форм на северных склонах расположена на высоте 2800 м н.у.м., тогда как на южных — на высоте 2900 м н.у.м. Гольцовые террасы на северных склонах хребтов и гор плоские, с вертикальными скальными порогами. Они покрыты щебнисто-глинистыми продуктами выветривания, в которых развились активные структуры морозовой сегрегации. На склонах южной экспозиции террасы более наклоненные (до 8°) и сухие, со слабой динамикой морозовых процессов. Пороги наклонены до 70° покрыты щебнистыми продуктами выветривания.

3. Гольцовые террасы мало активные имеются на склонах с северной экспозицией на высоте выше 2700 м н.у.м. в ярусе климата умеренно холодном. Температуры июля в этом ярусе следующие: средние $8-6^{\circ}\text{C}$, максимальные $16-13^{\circ}\text{C}$, минимальные $3-2^{\circ}\text{C}$. На террасы вторгнула плотная травянистая растительность, которая приостанавливает морозовые процессы (рис. 2). Активными являются лишь морозовые клифы террас и нижние отрезки более пологие, на которых развивается медленная солифлюкция. Солифлюкция усиливается периодически после снежных зим и дождливого лета.

4. Гольцовые террасы фоссильные имеются в субальпийском ярусе лугов на высоте 2400—2700 м н.у.м., где средняя температура июля колеблется в границах $10-8^{\circ}\text{C}$, максимальная $16-13^{\circ}\text{C}$, минимальная $4,5-3^{\circ}\text{C}$. В пределах этих форм сильно намечается асимметрия вызванная экспозицией. На северных склонах хребтов они очень обширные, плоские с крутыми порогами, часто с сохранными реликтовыми скалистыми останцами (фото 5, 6). Ход криогенных явлений на склонах с южной экспозицией происходил в условиях более глубокого оттаивания, более быстрого транспорта выветрившегося материала и выветривания голого скального основания. На этих склонах короче удерживался снежный покров, доставляющий влагу в покровы выветрившихся материалов. Поэтому гольцовые террасы узкие и крутые (до 12°), и часто образованные в виде ниш, полок и скальных кайм, покрытых молодыми продуктами выветривания сложенными зернистыми и блоковыми материалами (рис. 4). Гольцовые террасы в рассматриваемом ярусе остались стабильными в результате недостатка воды в покровах, деградации мерзлоты или развития так называемой сухой мерзлоты во время голоценового просыхания климата (рис. 3). Вертикальные движения грунта приостановились, а торчащие скальные блоки подверглись срезанию в результате выветривания под влиянием атмосферных компонентов. Тундровые почвы овладнутые субальпийскими муравами переформировались в парачерноземы (11). Наличие сухой мерзлоты способствует лишь незначительным движениям грунта.

К тому-же типу форм в генетическом отношении принадлежат криопедименты имеющиеся лишь в пределах выхода гранитов начиная от высоты 2100 м н.у.м., уже в ландшафтной зоне степи (11, 19). Криопедименты создают продольные подножия склонов южной экспозиции, наклоненных от 5° до 12° . На них присутствуют скальные останцовые формы, солифлюкционные щебнистые потоки, а у выходов малых сухих долин-притоков — торренциальные конусы выноса. Криопедименты связаны с плейстоценовой террасой высоты 8—15 м, которая являлась базисом эрозии и денудации во время их развития. Эти формы

развивались в более холодных и влажных условиях (7), с мерзлотой также при южной экспозиции. В сухих климатических условиях переобразовались в педименты. В зоне истока грунтовых вод из склоновых покровов наращивали гидролакколиты, которые вызывали ломку и раздробление пород основания. Гранитные продукты выветривания продвигались солифлюкцией и химическим путем (7).

Распределение и морфология гольцовых террас результат вертикальных и зональных изменений морфоклиматических условий. Передвижение климатических ярусов в голоцене привело к значительному остановлению, или фоссилизации и преобразования многих криогенных форм.

ОБЪЯСНЕНИЯ РИСУНКОВ И ФОТОГРАФИЙ

Рис. 1. Обстановка района исследований.

Рис. 2. Продольный профиль (I) и морфологическая схема (II) гольцовой террасы мало активной; 1 — гольцовые террасы, 2 — склон моделированный солифлюкцией и морозовой сегрегацией, 3 — щебенистый склон со щебенистыми поясами, 4 — леса с пятнами голых блоковых развалин, А, В — щебнистые вала в зоне верхней границы леса, В' — схема щебнистого вала выше ствола лиственницы (ок. 300 лет).

Рис. 3. Продольный профиль и структуры на реликтовой гольцовой террасе (по Ковальковскому и др. — 11). А — блоки гранита срезание выветриванием, В — пример структурной почвы; 1 — слой гумуса (чернозем) с валунчиками и гнездами блоков, 2 — выветривающийся гранитный блок, 3 — глина с мелким щебнем, 4 — гумус выполняющий трещины, 5 — пылеватая глина нарушена морозовыми процессами, 6 — глина с примесью щебня и зерен выветривания гранитов, а — уровень мерзлоты.

Рис. 4. Профиль покровных образований у подножья реликтового скального останца в ярусе фоссильных террас (по Ковальковскому и др. — 11); 1 — современная почва, чернозем, 2 — горизонт древесных углей, 3 — зернистый продукт выветривания гранитов (каша), 4 — датированная растительность, 5 — слой гумуса пылеватый с примесью гранитной „каши“, 6 — глина со щебнем и датированным древесным углем, 7 — илистая глина с мелким щебнем, 8 — глинисто-блоковый покров.

Фото 1. Гольцовые террасы на главном хребте Хангая в районе Доноин-Дзун-Нуру (3300 м н.у.м.). На втором плане ледниковые карры.

Фото 2. Гольцовые террасы развивающиеся вокруг ледникового карра.

Фото 3. Скальные развалины сталкиваемые из гольцовой террасы очень активной к ледниковому жолобу.

Фото 4. Щебенистая ступень образования под влиянием солифлюкции.

Фото 5. Морозовые структуры на склоне ниже гольцовых террас мало активных (2800 м н.у.м.).

Фото 6. Солифлюкционный вал щебня у верхней границы леса.

Фото 7. Фоссильные гольцовые террасы на водораздельных хребтах в бассейне Цаган-Турутуин-гол на север от местности Мандал.

Фото 8. Гольцовая терраса с гранитными реликтовыми скальными останцами на высоте 2400 м н.у.м., в окрестности города Мандал.

SUMMARY

The presence of the cryoplanation terraces on the slopes and dividing ranges is the characteristic feature of the relief of the southern slope of the Khangai Mountains (16). Cryoplanation forms came to existence under the Pleistocene climatic conditions. At present they are in various development stages, beginning from the active forms in the area of the main ridge, up to the fossil ones, occurring within the zone of the southern margin of the mountains (Fig. 1).

The Khangai Mountains show a vertical zonality and asymmetry in configuration, conditioned by the climate, of all elements of the natural environment (1, 3, 13). The south-facing slopes are dry, steppe-like and devoid of permafrost, while the slopes facing north are grown by the forests and show the existence of permafrost (4, 11, 19). This phenomenon reflects in the dynamics of the present-day frost processes (13, 14). The exposure influenced the unequal development of the cryogenic processes, expressed in both the morphology and the distribution of the cryoplanation terraces.

From the morphodynamic point of view, the cryoplanation terraces have been divided into some types, connected with the present-day climatic vertical zones:

1. Very active cryoplanation terraces occur in the high mountains zone within the area of the main ridge of the Khangai Mts. Inferior limit of the occurrence of these forms reaches up to about 3250 m a.s.l. This is a level of highland tundra, where the cryogenic processes act superficially and the exposure plays a minimum role. Permafrost table occurs near the ground surface and the terrain is periodically strongly watered. The mean temperature of July does not reach 4°C , while the maximum is below 8°C . Cryoplanation terraces have the shape of large top flattenings covered with the material of blocks and debris (photos 1, 2). The material is arranged in structures of frost segregation (stone garlands and stone polygons) on the surfaces with the inclination of $0-5^{\circ}$. Within the areas of greater inclination, stone stripes and solifluction steps developed. The waste material is being pushed down from the flat cryoplanation surfaces into the cirques and glacial troughs (9). Solifluction covers, carried away from the cryoplanation terraces, gather in the bends of the slopes (photos 3, 4) or wander to the floors of post-glacial forms, owing to the influence of gravitation as well as of the nivation processes.

2. The active cryoplanation terraces are present on the slopes and top surfaces above 2800 m a.s.l. southward from the main watershed ridge. This is a cold climate level, where the mean temperature of July reaches $6-4^{\circ}\text{C}$, the maximum $10-8^{\circ}\text{C}$ and the minimum $2-0.5^{\circ}\text{C}$. The role of the exposure is marked in the morphology of the terraces and in the present cryogenic processes. The lower border of these forms occurs at the height of 2800 m a.s.l. on the northern and 2900 m a.s.l. on the southern slopes. The cryoplanation terraces on the northern side of the ridges and hills are flat, the steps being rocky and sheer. They are covered with the debris-clayey wastes, in which the active structures of frost segregation developed. On the south-facing slopes the terraces are more inclined (up to 8°) and dry, the dynamics of the frost processes being poor. The steps inclination up to 70° are covered with debris.

3. Little active cryoplanation terraces occur on the slopes with southern exposure, at the height of more than 2700 m a.s.l. within the zone of cold temperate climate. The temperatures of July within this zone are as follows: mean $8-6^{\circ}\text{C}$, maximum $16-13^{\circ}\text{C}$, and minimum $3-2^{\circ}\text{C}$. The dense grass vegetation encroached on the terraces, hampering the frost processes (Fig. 2). Only the frost cliffs of the terraces are active as well as the lower segments of the flattenings, on which a

slow solifluction develops. The solifluction increases periodically after snowy winters and rainy summers.

4. The fossil cryoplanation terraces occur within the subalpine meadow zone, at the height of 2400—2700 m a.s.l., where the mean temperature of July amounts 10—8°C, the maximum 16—13°C and the minimum 4,5—3°C. Within the very forms, the asymmetry caused by the exposure has been strongly marked. On the northern side of the ridges they are extensive, flat, with steep thresholds, often preserved as relict klippen (photos 5, 6). The occurrence of the cryogenic phenomena on the south-facing slopes took place under the conditions of deeper thawing, quicker carrying away of decomposed rocks, and of weathering of the exposed bedrock. The snow, supplying covers with moisture, occupied these slopes for a shorter time. Hence, the terraces are narrow and steep (up to 12°), and often developed as niches, shelves, and rock ledges, covered with young block and granulous debris (Fig. 4). Cryoplanation terraces in this horizon became stable in consequence of the decrease of water in the covers as well as of the degradation of the permafrost in the Holocene period of climate drying (Fig. 3). Vertical movements of the ground terminated and the protruding rocky blocks underwent cutting because of the weathering influenced by the atmospheric factors. Tundra soils dominated by the subalpine grassland became transformed into parachernozems (11). The existence of dry permafrost favours only slight movements of the ground.

The cryopediments, occurring only within the area of granites above 2100 m a.s.l. in the zone of steppe landscape, have been included to the same type of forms, as regarding their genetics (11, 19). The cryopediments form long feet of south-facing slopes, inclined from 5° to 12°. On them occur rocky buttes, solifluction debris streams, and, at the mouth of dry, small side-valleys-terrestrial cones. Cryopediments refer to the Pleistocene 8—15 m terrace, which was the denudation basis at the time of their development. These forms developed under colder and more humid conditions (7), the permafrost occurring also at southern exposure. They converted into pediments under dry climatic conditions. Within the zone of ground water seepage, the hydrolaccoliths grew from the slope covers, causing frost breaking and crumbling of the bedrocks. Granite debris was carried away by solifluction as well as by chemical treating.

Distribution and morphology of the cryoplanation terraces results from vertical and zonal changes of the morphoclimatic conditions. The displacement of the climatic vertical zones during the Holocene period caused significant immobility or transformation of many cryogenic forms.

EXPLANATION OF PHOTOGRAPHS

Phot. 1. Cryoplanation terraces on the main Khangai ridge in the region of Doyn-Dzun-Nuru (3300 m a.s.l.). In the background glacial cirques.

Phot. 2. Cryoplanation terraces developing around glacial cirque.

Phot. 3. Rocky debris pushed down from the very active cryoplanation terrace to the glacial trough.

Phot. 4. Debris bank formed under influence of solifluction.

Phot. 5. Frost structures on the slope below a little active cryoplanation terrace (2800 m a.s.l.).

Phot. 6. Solifluction debris bank formed within the zone of upper forest limit.

Phot. 7. Fossil cryoplanation terraces on the watershed ridges within the Cagan-Turutuyn-gol basin area northward from the town Mandal.

Phot. 8. Cryoplanation terrace with granite relict klippen at the height of 2400 m a.s.l. in the environment of the town Mandal.

