

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

POLISH ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND SPATIAL ORGANIZATION

„MONGOLIA 96”
NIEKTÓRE ZAGADNIENIA BADAWCZE EKSPEDYCJI
RAPORT

Pod redakcją
Zygmunta Babińskiego

Nr 52

1998



ZESZYTY

INSTYTUTU GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PAN

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

POLISH ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND SPATIAL ORGANIZATION

„MONGOLIA 96”
NIEKTÓRE ZAGADNIENIA BADAWCZE EKSPEDYCJI
RAPORT

Pod redakcją
Zygmunta Babińskiego

Nr 52

1998

THE SECOND TORUŃ GEOGRAPHICAL EXPEDITION „MONGOLIA 96”



ZESZYTY
INSTYTUTU GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
PAN

Redaguje zespół w składzie:
Teresa Kozłowska-Szczęśna (redaktor)
Grzegorz Węclawowicz (zastępca redaktora)
Jerzy Grzeszczak
Marek Degórski

Barbara Jaworska (sekretarz i opracowanie redakcyjne)

Adres redakcji:
00-818 Warszawa, ul. Twarda 51/55
tel. (48-22) 69 78 851
fax (48-22) 620 62 21

Wydawca:
IGiPZ PAN

Spis treści

Zygmunt Babiński - II Toruńska Ekspedycja Geograficzna „Mongolia 96”	5
Zygmunt Babiński - The second Toruń Geographical Expedition „Mongolia 96”	8
Józef Skoczek - Inwersje temperatury powietrza w okresie lata w Mongolii	13
Ryszard Glazik - Przyrodnicze warunki obiegu wody w Mongolii	25
Piotr Gierszewski - Ogólna charakterystyka cech chemicznych wód powierzchniowych Centralnej i Zachodniej Mongolii	37
Zygmunt Babiński - Charakterystyka wieloletniej zmarzliny i jej form powierzchniowych na trasie ekspedycji	51
Zygmunt Babiński - Systemy fluwialne Gobi	59
Zofia Rączkowska - Zmiany środowiska naturalnego Doliny Sant w okresie ostatnich 20 lat	69
Mieczysław Banach - Problemy transformacji brzegów jeziora Chubsuguł	75
Michał Jankowski - Odzwierciedlenie cech pustynnych oraz zmarzlinowych na powierzchni i w profilach gleb na przykładzie wybranego transektu w mongolskiej strefie półpustyni	91
Aleksandra Kowalczyk - Percepcja krajobrazów Mongolii przez jej mieszkańców	99
Gendendżavyn Njamdavaa Geograficzne problemy hodowli zwierząt w altajskim, górskim regionie Mongolii, na przykładzie ajmaku kobdowskiego	107
Fotografie	123

II Toruńska Ekspedycja Geograficzna „Mongolia 96”

Zygmunt Babiński

Projekt wypraw fizyczno-geograficznych do Mongolii został zainicjowany już w latach 60. przez prof. M. Klimaszewskiego. Jednak dopiero po 10 latach starań, na mocy porozumienia między Instytutem Geografii Polskiej Akademii Nauk i Instytutem Geografii i Zmarzlinoznawstwa Mongolskiej Akademii Nauk, zorganizowano 5 wypraw naukowo-badawczych pod kierownictwem prof. K. Klimka.

Celem pierwszych dwóch letnich wypraw w 1974 i 1975 roku była charakterystyka elementów środowiska geograficznego południowego skłonu Gór Changaj - w Kotlinie Bajan Nuurin Khotgor (ryc. 1). Kolejne trzy wyprawy przypadające na sezony letnie 1976-1978, o podobnej tematyce, były prowadzone w ramach projektu badawczego *TRANSMONGOLIA*. W formie tzw. transektu o przebiegu południkowym przez Mongolię Centralną badania stacjonarne obejmowały teren Gobi (Ich Nart), zachodnie (dolina Sugnugurin gol) i południowe skłony Gór Chentej, a także rejony Gurwan Turuu (mongolsko-polska stacja naukowo-badawcza). Ponadto przeprowadzono rekonesansowe badania w obszarze Chantaju (Selenga) i Ułaan Tołgoj (Babiński 1995). Wyprawy te dały podwaliny pod dwie toruńskie wyprawy do Mongolii w latach 1992 i 1996.

Na przełomie sierpnia i września 1992 roku, z inicjatywy i pod kierownictwem doc. Z. Babińskiego, zorganizowano pierwszą wyprawę toruńską w Góry Changaj (ryc.1). Celem tej dwutygodniowej ekspedycji o charakterze rekonesansowym było przeprowadzenie wstępnych badań porównawczych z niektórymi wynikami osiągniętymi podczas ekspedycji w 1974 i 1975 roku. Wyjazd ten miał także za zadanie wybór miejsc pod planowane, w następnych latach, ekspedycje. Niestety, dopiero po kolejnych 4 latach zdobyto na ten cel wsparcie finansowe z Komitetu Badań Naukowych i niektórych instytucji z obszaru województwa toruńskiego.

Celem II Toruńskiej Ekspedycji Geograficznej „MONGOLIA 96”, trwającej od 3 czerwca do 9 lipca 1996 roku było określenie:

- ogólnych warunków środowiska geograficznego obszarów Centralnej i Zachodniej Mongolii,
- zmian środowiska geograficznego wynikających z gospodarczej działalności człowieka,
- przekształceń niektórych elementów środowiska obszarów badań ekspedycji w 1974, 1976, 1977 i 1978 roku oraz
- wyznaczenie terenów badań pod przyszłe, planowane na lata 1998 i 1999 wyprawy naukowo-badawcze (w przypadku otrzymania dotacji KBN).

W skład 11 osobowej grupy ekspedycji wchodziło:

a/ 6 pracowników naukowych Instytutu Geografii i PZ PAN:

- doc.dr hab. Zygmunt Babiński, kierownik wyprawy, zajmujący się procesami korytowymi i wieloletnią zmarzliną,
- dr hab. Ryszard Glazik - zastępca kierownika, hydrologia rzek,
- dr hab. Mieczysław Banach, reprezentujący geomorfologię - procesy abrazyjne,
- dr Józef Skoczek - klimatolog - bilans radiacyjny,
- mgr Zofia Rączkowska - geomorfolog, dynamika rzeźby,
- mgr Piotr Gierszewski - hydrolog badający chemizm wód rzek i jezior,

b/ dr hab. Aleksandra Kowalczyk, profesor WSP w Bydgoszczy - ekologia krajobrazu,

c/ 3 studentów geografii UMK w Toruniu (w ramach PTG) o specjalizacji gleboznawstwo i geomorfologia (Michał Jankowski, Andrzej Kucharczyk i Danuta Szumińska)

d/ uczestnik wyprawy - Andrzej Brenda z Włocławka.

Ponadto w ekspedycji wziął udział dr R. Lomborinchen, pracownik naukowy Instytutu Geografii Mongolskiej Akademii Nauk.

Podczas wyprawy terenowej po bezdrożach Mongolii podróżowano autobusem typu GAZ.

Trasa wyprawy, o długości 4100 km, wiodła w kierunku zachodnim z Ułan Bator do wschodnich krańców północnych zboczy Gór Changaj (wodospad Orchonu), następnie na południe do centralnej Gobi (jez. Orog nuur). Stamtąd, w kierunku północno-zachodnim, obniżeniem tektonicznym, ku południowym stokom Changaju (Kotlina Bajan-Nuurin-Khotgor - miejsce ekspedycji 1974 i 1976 r.). Kolejnym obiektem geograficznym był Ałtaj Mongolski (złodowaczone pasmo górskie Sutaj uuł) z najdalej wysuniętym na zachód punktem wyprawy - miastem wojewódzkim (ajmak) - Kobdo (Chovd). Podczas pobytu w Kobdo ekspedycja została przyjęta przez Rektora Filii Mongolskiego Państwowego Uniwersytetu. W trakcie dwudniowego pobytu wyrażono chęć nawiązania bliskiej współpracy w zakresie badań fizyczno-geograficznych w Zachodniej Mongolii. Ponadto, Rektor Uczelni dr G.Njamdavaa wygłosił referat pt. „Geograficzne problemy hodowli zwierząt w ałtajskim, górskim regionie Mongolii”. Później trasa wiodła na północ wzdłuż Gór Charchira (silnie przekształcony przez człowieka obszar doliny Ułangom - miejsce planowanych wypraw) do jeziora Uvs-nuur, skąd już tylko w kierunku wschodnim, ku stolicy Ułan Bator, dotarła najpierw do jeziora Chubsuguł (m.in. silnie zdegradowane przez geologów radzieckich zbocza górskie - fot.28), a następnie przebiegała wzdłuż rzeki Selengi i zachodnich stoków Gór Chentej (ryc. 1). W ostatnim przypadku celem badań było określenie wpływu pożarów lasu i stepu, jakie wystąpiły w kwietniu 1996 roku, na środowisko przyrodnicze oraz badania porównawcze z wynikami ekspedycji „Transmongolia” z 1977 roku, w dolinie rzeki Sugnugurin (fot.32).

Poczynione podczas ekspedycji „Mongolia’ 96” obserwacje i pomiary niektórych elementów środowiska geograficznego wraz z wynikami badań poprzednich wypraw, stały się podstawą opracowania niniejszego Zeszytu.

Podziękowania

Zrealizowanie ekspedycji „*Mongolia 96*” stało się możliwe dzięki pomocy materialnej i finansowej wielu osób i przedsiębiorstw. Głównym sponsorem wyprawy był Komitet Badań Naukowych. W tym miejscu pragnę serdecznie podziękować Panu Dyrektorowi Piotrowi Pajestce z Departamentu Współpracy z Zagranicą i Integracji Europejskiej KBN za ogromny wkład w załatwieniu dotacji finansowej wyprawy. Wsparcia finansowego udzieliły również m.in. Wydział Ochrony Środowiska UW w Toruniu, PGNiG „Geofizyka-Toruń”, Zakład Energetyczny w Toruniu oraz Fundacja „Kaskada Dolnej Wisły” we Włocławku. Ponadto składam serdeczne podziękowania Dyrekcji Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN za pomoc w realizacji ekspedycji, a także za umożliwienie druku niniejszego Zeszytu.

The Second Toruń Geographical Expedition „Mongolia 96”

Zygmunt Babiński

The project of physico-geographical expeditions to Mongolia has been initiated already in the sixties by professor M. Klimaszewski. However, it took ten years of endeavours before the agreement between the Institute of Geography of the Polish Academy of Sciences and the Institute of Geography and Cryogenics of the Mongolian Academy of Sciences was reached. Afterwards 5 scientific-research expeditions were organized under direction of professor K. Klimek.

The aim of the two summer expeditions in 1974 and 1975 was to characterize the geographical environment elements of the Khangai Mountains southern descent, the Bayan Nuurin Khotgor (Fig. 1). The next three expeditions in summer seasons 1977-1979, dealing with similar problems, were carried out according to the research programme *TRANSMONGOLIA*. In the form of so-called transect of meridian course through the Central Mongolia the stationary studies have been completed, involving the Gobi area (Ikh Nart), western (Sugnugurin gol valley), southern slopes of the Khentei Mountains and also the regions of Gurvan Turuu (Mongolian-Polish scientific-research station). Moreover, the reconnaissance studies were carried out in the area of Khangai (Selenga) and Ulhaan Tolgoi. These expeditions gave foundations for the two Toruń expeditions to Mongolia in the years 1992 and 1996.

At the end of August and the beginning of September 1992, on the initiative and under direction of dr. Z.Babiński, the first Toruń expedition to the Khangai Mountains was organized (Fig. 1). The aim of the two-weeks reconnaissance expedition was to carry on the initial studies, compare them with results obtained during the expeditions in 1974 and 1975, and to find places for the future expeditions. Unfortunately, four years had passed until the financial support was raised by the Research Council and some institutions from the Toruń voivodship area.

The aims of the II Toruń Geographical Expedition „Mongolia 96”, lasting from 3th June to 9th July 1996 were the following:

- to study general conditions of the geographical environment of the Central and Western Mongolia,
- to study changes of the geographical environment, resulting from the human economic activity,
- to study transformations of some elements of the environment over the areas of the expeditions in 1974, 1975, 1977 and 1978,
- to determine areas for the next research expeditions, planned in 1998 and 1999.

The expedition composed of 11 researchers involved:

a/ 6 researches from the Institute of Geography of the Polish Academy of Sciences namely:

- doc.dr.hab. Zygmunt Babiński, director of expedition, dealing with channel processes and permafrost phenomena,
- dr hab. Ryszard Glazik - deputy director, hydrology of rivers,
- dr hab. Mieczysław Banach - geomorphologist, processes of abrasion,
- dr Józef Skoczek - climatologist, radiation balance,
- mgr Zofia Rączkowska - geomorphologist, dynamics of relief,
- mgr Piotr Gierszewski - hydrologist, chemistry of rivers and lakes waters,

b/ dr hab. Aleksandra Kowalczyk, prof. from WSP Bydgoszcz - landscape ecology,

c/ 3 students of Geography from University of M. Copernicus, Toruń, (Michał Jankowski, Andrzej Kucharczyk, Danuta Szumińska), specializing in pedology and geomorphology,

d/ Andrzej Brenda from Włocławek - member of expedition.

In addition dr. R. Lomborinchen, a researcher from the Geographical Institute of the Mongolian Academy of Sciences.

During the expedition through the untarred tracks of Mongolia the researchers were travelling by Russian made bus.

The 4100 km long expedition's route (Fig. 1) led to the west, towards the eastern ends of the northern slopes of the Khangai Mountains (Orkhon Fall), then to the south towards the central Gobi (Orog nuur lake). From there - to the north-west, through a tectonic basin, towards the southern slopes of Khangai (Baynan-Nuurin-Khotgor-Basin - the place of expeditions in 1974 and 1975). The next geographical object was the Mongolian Altai (glaciated mountain range Sutai uul). In Kobdo (Chovd) the expedition was cordially received by Rector of the Mongolian National University Branch. During the two-days stay the Mongolian geographers declared an intention to initiate a closer co-operation concerning the physico-geographical research in Western Mongolia. Then the expedition's route led to the north - along the Kharkhira Mountains (strongly deformed by the man's activity area of the Ulhangom Valley, a place of the planned expeditions) towards the Uvs nuur lake, and further to the east, towards the capital - Ulaan Bator. The route reached the Khubsugul lake then it ran through the Selenga river and the western slopes of the Khentei Mountains (Fig. 1). The last aim of the research was to define the influence of the forests and steppes fires in April 1996 upon the natural environment and to compare the results obtained by „Transmongolia” expedition in 1977 in the Sugnugurin river valley.

On the basis of observations, data collected during the expedition „Mongolia 96”, the results of the former expedition and literature consulted the following problems are reviewed in the present paper:

a/ climatic conditions:

- temperature inversion during the summer period in Mongolia,

b/ water conditions:

- natural conditions of water circulation in Mongolia,

- fluvial systems of Gobi,
- chemical characteristics of surface waters of Central and Eastern Mongolia,

c/ occurrence of the permafrost:

- characteristic of the permafrost and its surface forms along the expedition's route,

d/ dynamic geomorphology, changes of the natural environment:

- problems of the Khubsugul lake banks transformation,
- changes of the natural environment of the Sant Valley during the last 20 years,

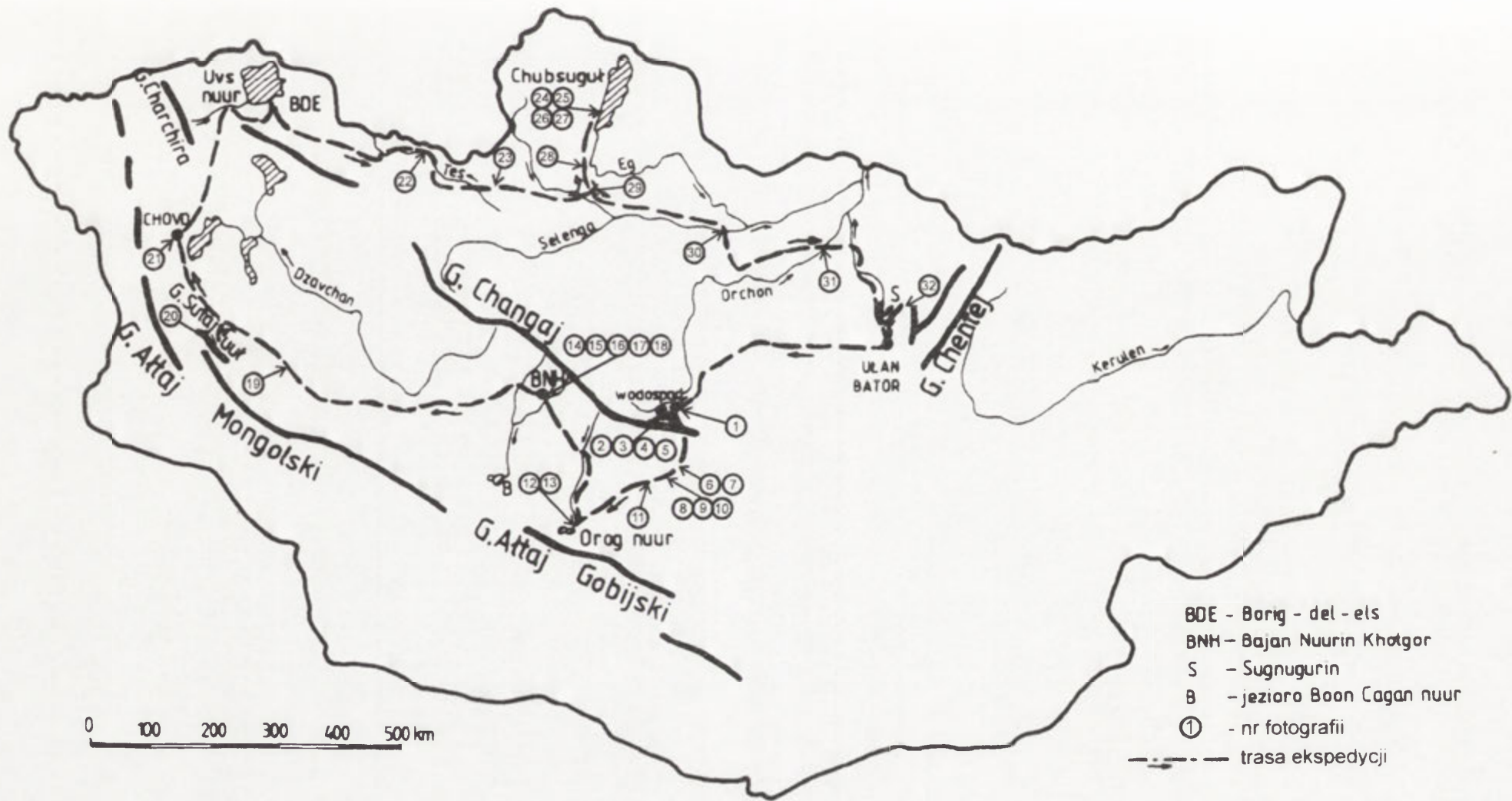
e/ soils:

- reflection of the desert and permafrost features on the surface and in the soil profiles, exemplified by the chosen transect of the Mongolian semidesert zone,

f/ tourism and the landscape perception:

- chosen Mongolian landscapes and their perception by the inhabitants.

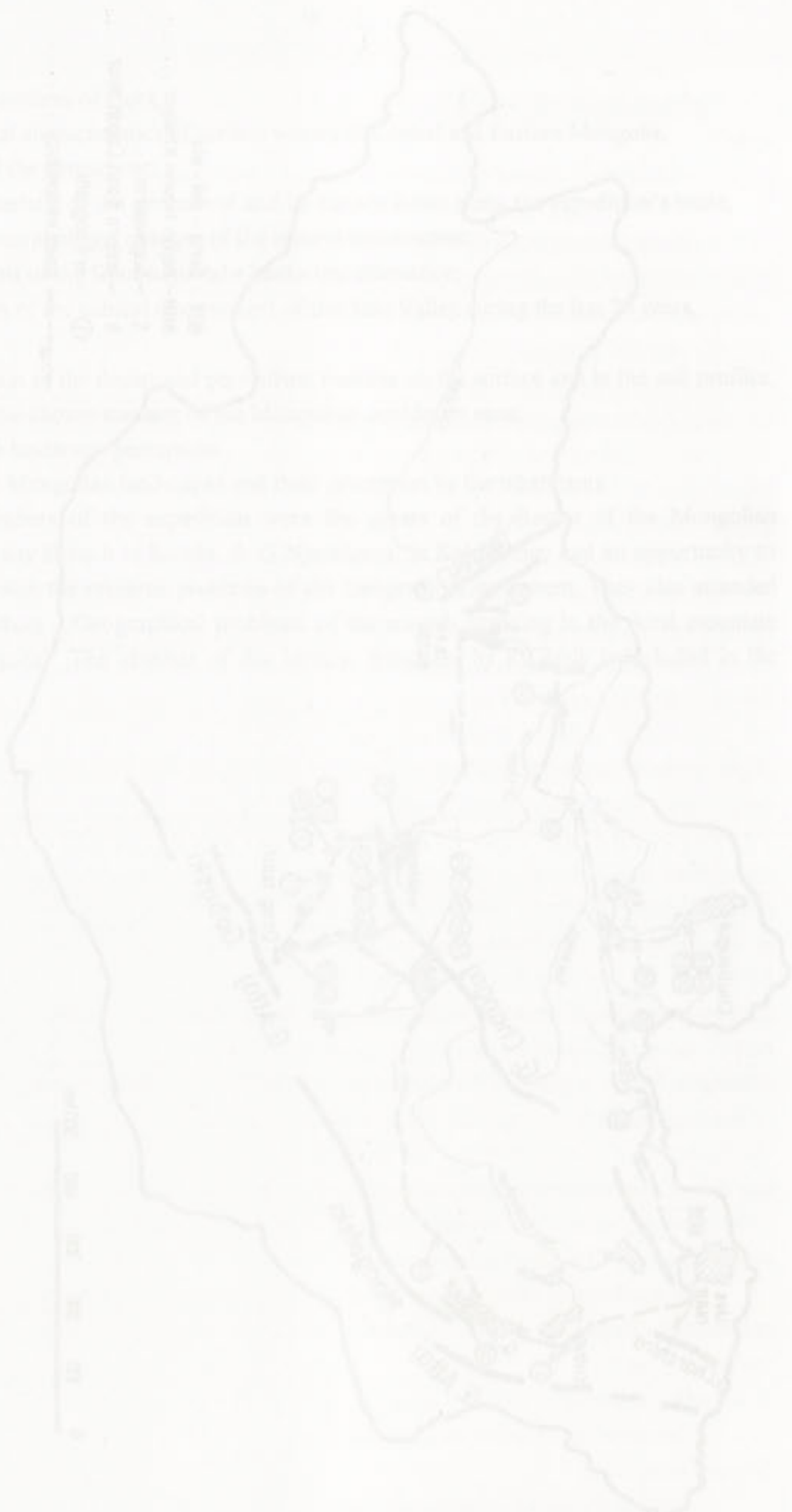
The members of the expedition were the guests of the Rector of the Mongolian National University Branch in Kobdo, dr G.Njamdavaa. In Kobdo they had an opportunity to get acquainted with the research problems of the Geography Department. They also attended the Rector's lecture „Geographical problems of the animals breeding in the Altai mountain region of Mongolia”. The abstract of this lecture, translated by R.Glazik is included in the present paper.



Ryc. 1. Trasa ekspedycji geograficznej „Mongolia 96”

The route of the geographical expedition „Mongolia 96”

1200 km of the...
 1000 km of the...
 1000 km of the...



Inwersje temperatury powietrza w okresie lata w Mongolii

Summer temperature inversion in Mongolia

Józef Skoczek

Abstract. The measurements of the air temperature of the surface boundary layer (0-200 cm) were carried out during the Polish physico-geographical expedition 1996 in the various Mongolian geosystems. It can be concluded that in the warm season over the whole Mongolian territory the night thermal inversions of the air have occurred everyday. The driving-force was surface long-wave radiative cooling as well as evaporation cooling. The low inversions originated at the ground.

Key words: Mongolia, air temperature, night thermal inversion of the air, vertical profile of the troposphere's temperature.

Na trasie ekspedycji „Mongolia '96”, przebiegającej przez niemal wszystkie główne jednostki geograficzne tego kraju (patrz Babiński - II Ekspedycja), w stosunkowo krótkim okresie - jednego miesiąca wystąpiły różne typy pogody, dla których wspólne było powszechne występowanie inwersji termicznych w dolnej troposferze. O ile stwierdzona dyferencjacja pogody wynikała zarówno z przyczyny różnej szerokości geograficznej terenów, w których Ekspedycja działała, jak i z ogólnej cyrkulacji atmosferycznej panującej o tej porze roku nad Mongolią, to występowanie inwersji było przede wszystkim wynikiem lokalnego oddziaływania powierzchni czynnej Ziemi.

Występujące podczas badań terenowych w 1996 roku ogólne warunki klimatyczno-pogodowe na penetrowanych obszarach Mongolii nie odbiegały zasadniczo od warunków wieloletnich; można je zatem uznać za normalne dla klimatu Mongolii. Odnosi się to szczególnie do mas powietrza przepływających w tym czasie nad Mongolią, których ruch związany jest z letnim położeniem frontu polarnego, oddziaływaniem letniego monsunu (zasięgiem jego oddziaływania w okresie lata), a wreszcie - termodynamicznym stanem troposfery. To właśnie w jej najniższych częściach występujące inwersje termiczne są wyrazem wpływów zróżnicowanych form rzeźby terenu, różnych wysokości absolutnych, względnych i wpływów lokalnej cyrkulacji na stratyfikację termiczną powietrza.

Podczas Ekspedycji, przemieszczającej się względnie szybko przez bogato ukształtowane centralne i zachodnie regiony Mongolii, niezmiennie stwierdzano występowanie inwersji o różnym natężeniu (różnych wartościach pionowego gradientu temperatury powietrza) i różnej głębokości (różnym pionowym zasięgu). Ich występowanie związane było wyłącznie z okresem nocy, ale rozpoczynało się w godzinach wieczornych, kończyło zaś w godzinach rannych. Były one tak wyraźne, iż dawały się stwierdzić nawet bez specjalnych pomiarów instrumentalnych, choć i takie - w bardzo ograniczonym zakresie (z uwagi na rekonesansowy charakter Ekspedycji) - były prowadzone. Mianowicie, spostrzegano je podczas szybkich zmian wysokości bezwzględnych, tzn. w chwilach przemieszczania się Ekspedycji przez dna dolin rzecznych, rozległych kotlin, obniżeń terenowych i przełęczy, jako

wyraźne subiektywne odczucia zmian cieplnych organizmu człowieka. Inwersyjna stratyfikacja termiczna dawała się zatem określić w sposób pośredni.

Innym, równie pośrednim („optycznym”) dowodem obecności inwersji było występowanie odpowiednio ukształtowanych laminarnych ławic dymów, pyłów, mgieł, zamglań oraz pasy niskich chmur z wypromieniowania podłoża itp.

W zależności od panującej aktualnie pogody i charakteru podłoża inwersje te były silne lub słabe, płytkie lub bardzo głębokie. Szczególnie interesujące, z uwagi na towarzyszące im zjawiska meteorologiczne, były inwersje głębokie. To głównie one wywierały piętno na pionową stratyfikację dolnej troposfery. Niestety, podczas Ekspedycji nie można było - ze względów technicznych - określać instrumentalnie ich właściwości fizycznych (pionowych gradientów temperatury, wilgotności, prędkości wiatru, głębokości inwersji).

Aby je zatem scharakteryzować choćby bardzo ogólnikowo posłużono się wynikami sondowań aerologicznych troposfery. W tym celu wykorzystano opublikowane przez mogolską służbę pogody dane dla czterech stacji meteorologicznych (*Aeroklimatyczny ...*, 1980, 1981).

Dane te pochodzą z okresu pięciu lat 1976-1980 i dotyczą miejscowości:

Ułangom ($\varphi = 49^{\circ}55'$, $\lambda = 92^{\circ}05'$, $h = 936$ m n.p.m.),

Meren ($\varphi = 49^{\circ}38'$, $\lambda = 100^{\circ}07'$, $h = 1281$ m n.p.m.),

Ułan Bator ($\varphi = 47^{\circ}51'$, $\lambda = 106^{\circ}30'$, $h = 1266$ m n.p.m.),

Czobjałsan ($\varphi = 48^{\circ}04'$, $\lambda = 113^{\circ}18'$, $h = 752$ m n.p.m.),

położonych w pasie o zbliżonej szerokości geograficznej (ryc. 1).

Trzy pierwsze z nich znalazły się na trasie Ekspedycji; czwarta położona w Mongolii wschodniej, posłużyła do porównania wyników.

Dane aerologiczne pochodzą z codziennych pionowych sondowań troposfery z użyciem radiosondy RKZ-2. Sonda ta była wypuszczana 2 razy na dobę (o godz. 8^{00} i 20^{00} czasu miejscowego), rejestrując - między innymi - dane o temperaturze powietrza do wysokości powyżej 11 km nad powierzchnią Ziemi. Mając na względzie położenie stacji można przyjąć, że wpływ szerokości geograficznej na temperaturę powietrza tych stacji w dolnej warstwie troposfery jest jednakowy, a istniejące różnice w jej pionowej stratyfikacji są wynikiem lokalnego oddziaływania podłoża i lokalnej cyrkulacji atmosferycznej. Ponieważ centralna i zachodnia Mongolia charakteryzują się bogatą rzeźbą, na którą składają się rozległe wyniesienia górskie rozdzielone głębokimi kotlinami i dolinami, należy oczekiwać, że wpływ orografii na stosunki termiczne powietrza nie będzie się ograniczał tylko do warstwy przypowierzchniowej, ale powinien przejawiać się w znacznej części troposfery.

Analizując dostępne dane liczbowe okazało się jednak, że w całym badanym pionowym profilu troposfery w lipcu sondowania nie wykazały istnienia układów inwersyjnych temperatury, a ogólny obraz troposfery nad Mongolią w przekroju równoleżnikowym (w pasie $\varphi = 48-50^{\circ}$ N) przedstawia się następująco (ryc. 2).

Dolna granica tropopauzy leży średnio na wysokości około 12 km nad poszczególnymi stacjami meteorologicznymi. Po zredukowaniu wysokości tych stacji do poziomu morza dolna

granica troposfery występuje więc na poziomie około 11 km npm. Jednak nad Changajem znajduje się ona nieco wyżej (11,5 km).

Temperatura tropopauzy osiąga około -55°C nad Kotliną Wielkich Jezior (Ułangom) i północnym Changajem (Meren), stanowi około -50°C w zachodnim Chenteju (Ułan Bator) i podnosi się do około -45°C nad Równiną Wschodniomongolską (Czobjałsan).

Pomiędzy temperaturą dolnej granicy tropopauzy a jej wysokością nad Ziemią występuje zależność wyrażająca się tym, że im wyżej położona jest ta granica tym niższa jest temperatura tropopauzy. Poziomy profil temperatury powietrza na badanym terenie jest wyrównany, o czym świadczą równoległe do powierzchni Ziemi układy izoterm (ryc. 2).

Pionowy gradient temperatury powietrza w troposferze nad Mongolią w lipcu, mierzony od wzniesienia nad poziom morza poszczególnych stacji aż do tropopauzy, wynosi dla wszystkich stacji 0,66-0,68 deg/100 m. W poszczególnych przedziałach wysokości (co 1 km) jego wartości zmieniają się od najniższych (0,53 deg/100 m) w Ułangom (w warstwie 1-2 km) do najwyższych (0,80 deg/100 m) w Meren (w warstwie 6-7 km). Ogólnie - najwyższe gradienty (średnio 0,77 deg/100 m) przypadają na warstwę powietrza pomiędzy 6 a 7 kilometrem wysokości.

Wykonane sondowania troposfery (Barthel 1983) ujawniają nie tylko pionową zmienność wartości bezwzględnych temperatury powietrza w troposferze, ale również ich zmienność czasową następującą z doby na dobę, co dla lipca dla stacji Ułan Bator przedstawia rycina 3.

Najistotniejszym jest jednak to, że w lipcu, nad całym analizowanym obszarem pomiędzy stacjami Ułangom-Czobjałsan, panuje adiabatyczny spadek temperatury powietrza wraz z wysokością, poczynając od powierzchni Ziemi aż do tropopauzy. Z przedstawionego obrazu pionowego pola temperatury wynika zatem, że w lipcu inwersje termiczne nie są notowane! Stwierdzenie to pozostaje w sprzeczności z rzeczywistością, którą jest powszechność występowania układów inwersyjnych temperatury, odnotowana podczas ekspedycji „Mongolia '96”. Jest to wynik dość nieoczekiwany i wymaga komentarza, przy czym wytlumaczenie tego paradoksu - pozornego, jak się okazuje - jest proste.

Inwersje letnie, których mechanizm powstawania wiąże się z nocnymi stratami energii z podłoża wskutek wypromieniowania długofalowego ciepła, są stosunkowo krótkotrwałe, a ponadto są stosunkowo płytkie i mają mniejszą miąższość niż analogiczne inwersje zimowe. Główną ich cechą charakterystyczną jest przede wszystkim ich krótkotrwałość, ograniczająca się zasadniczo do przedziału doby między godzinami 21⁰⁰ wieczorem a 6-7⁰⁰ rano, na co liczne przykłady dostarcza istniejąca literatura. Można tu przytoczyć wyniki badań prowadzonych w Mongolii, w ciepłych sezonach lat 1974-1988, przez polskich klimatologów, którzy zjawiska występowania nocnych inwersji termicznych notowali powszechnie na terenie swoich badań. I tak dla południowego Changaju E. Brzeźniak i R. Malarz (1980) stwierdzili w czerwcu i lipcu 1977 roku występowanie wyjątkowo bardzo silnych inwersji przy deniwelacji terenu 310 m (1190-1500 m npm.), osiągających w środku nocy intensywność 11 deg. Przeciętny czas ich trwania zamykał się w okresie od 19³⁰ do 7³⁰. Autorzy podają, że „... z ogólnej liczby dni okresu badawczego, o godz. 20⁰⁰, w 51% występowały inwersje. Dominują inwersje słabe

(0,0-1,9), maksymalnie dochodzą do 5,1°. W godzinach nocnych częstość dni z inwersją utrzymywała się na ... poziomie (80-86%)” (str. 78). Te informacje potwierdzają wyniki badań w Changaju (Brzeźniak, Niedźwiedź 1980), na podstawie których autorzy stwierdzili w okresie 15 VII - 15 VIII 1975, dla przedziału wysokości bezwzględnych 1950-2250 m npm., inwersje nocne osiągające natężenie do 3 deg. Ich częstotliwość wynosiła 65% wszystkich dni z pomiarami. Z mniejszą częstotliwością odnotowywano je także w przedziale wysokości od 2600 do 3400 m npm. Zaczynały się one formować około godz. 20⁰⁰, największą intensywność osiągając około godz. 1-7⁰⁰; zanikały zaś stosunkowo szybko około godz. 8⁰⁰.

Rok wcześniej (1974), prowadzone badania klimatyczne w Changaju południowym (Niedźwiedź, Słupik, Avirmid 1976), pozwoliły stwierdzić dla okresu 15 VI - 27 VII występowanie nocnych inwersji w pasie między 2050 a 2470 m npm. Inwersje charakteryzowały się małym natężeniem i krótkim czasem trwania.

Częstą obecność nocnych inwersji wykazały badania wykonane w lipcu 1977 roku na północnych obrzeżach Wyżyny Środkowochałchaskiej (Kowanetz, Olecki 1980). Przy deniwelacjach wynoszących około 200 m (1370-1570) miąższość inwersji sięgała 3 deg; inwersyjny stan termiczny utrzymywał się przeciętnie od 21⁰⁰ do 7³⁰.

W południowo-wschodnim Chenteju inwersje zostały stwierdzone przez A. Zinkiewicza (1979), który w czerwcu i lipcu 1978 roku prowadził tam badania terenowe. Autor zauważył dość częste nocne inwersje temperatury powietrza, które generalnie charakteryzowały bardzo mały pionowy gradient spadku temperatury z wysokością. Przy deniwelacjach wynoszących około 400 m gradient ten wynosił średnio zaledwie 0,2 deg m⁻¹.

Autor niniejszego opracowania brał udział w latach 1987-88 w badaniach topoklimatu na południowych zboczach Chenteju (Skoczek, Krawczyk, Błażejczyk 1990; Błażejczyk, Krawczyk, Skoczek 1992). Szczegółowe pomiary temperatury minimalnej powietrza wykonane w sierpniu 1988 r. pozwoliły ustalić stałe występowanie inwersji nocnych, zaczynających się tuż przy powierzchni czynnej i sięgających wysokości 1700 m npm. (przy wysokości względnej równej 200 m). Ponad nią zaznaczała się izotermia, a jeszcze wyżej (od wysokości 1900 m npm.) notowano adiabatyczny spadek temperatury wraz z rosnącą wysokością. Głębokość inwersji nocnych równa była mniej więcej wysokościom względnym między najniższymi punktami terenu badań a okolicznymi szczytami. Także i te badania pozwoliły skonstatować, iż inwersje termiczne w sierpniu rozpoczynały się średnio około godz. 19³⁰ i trwały do godz. 7¹⁰. W omawianym przedziale wysokości średnia intensywność inwersji wynosiła około 3 deg.

Podobne badania przeprowadzone w 1987 roku wykazały, że inwersyjna stratyfikacja temperatury w dolnej troposferze rozpoczynała się tuż przed zachodem Słońca; konkretnie - w przypadku środkowego odcinka rzeki Toły - około godz. 20²⁵ czasu miejscowego.

Z charakterystyki stosunków termicznych panujących na północnych zboczach Changaju (Beresneva 1980) można wnioskować, że w lipcu inwersje zdarzają się często w nocy (z powtarzalnością wynoszącą aż 86%); sporadycznie trafiają się także w godzinach dziennych (inwersje adwekcyjne). Nocne inwersje rozpoczynają się przeciętnie około godz.

21⁰⁰, a kończą wraz ze wschodem Słońca. Większość stanowią inwersje o natężeniu równym 2-4 deg.

Przeprowadzone podczas ekspedycji Mongolia' 96 pomiary temperatury powietrza na wysokości 0,5 i 2,0 m w kilkunastu punktach na trasie przejazdu wykazały co następuje.

W dolinie rzeki Orchon, w górnym biegu ($\varphi = 47^{\circ}11'$, $\lambda = 102^{\circ}47'$, $h = 1414$ m n.p.m.), w okolicy Charchorin (Karakorum) inwersja temperatury rozpoczynała się (przy zachmurzeniu $N \approx 80\%$) około godz. 21⁰⁰, a już około 22³⁰ jej pionowy gradient w badanej warstwie powietrza wynosił $+0.8 \text{ deg.m}^{-1}$. Dopływ energii z atmosfery do powierzchni czynnej trwał przez całą noc, aż do około godz. 7⁰⁰.

W dolinie rzeki Tujn goł ($\varphi = 45^{\circ}01''$, $\lambda = 100^{\circ}54'$, $h = 1364$ m n.p.m.) początek inwersji zanotowano przy wysokości Słońca $h_0 = 8^{\circ}$ (przy $N = 40\%$). Około godz. 20³⁰ pionowy gradient wynosił $+0.07 \text{ deg.m}^{-1}$, około północy osiągnął $+1,7 \text{ deg.m}^{-1}$, a przed samym rzeczywistym wschodem Słońca (6³⁰) stanowił jeszcze $+1,5 \text{ deg.m}^{-1}$. Większe jego wartości niż stwierdzone w dolinie Orchonu wynikały z różnicy wilgotności obu obszarów, w których przeprowadzono pomiary. Strefa nad rzeką Tujn goł jest bardziej sucha niż tereny nad Orchonem. Większa intensywność inwersji w dolinie Tujn goł przedłużała czas trwania inwersji; kończyła się ona około godz. 9⁰⁰, jeszcze przy znacznych stratach energii związanych z wyparowywaniem nocnej rosy.

W Kotlinie Bajan Nuurin Khotgor (w widłach rzek Cagan Torutuin goł i Olgoin goł; $\varphi = 46^{\circ} 55'$, $\lambda = 99^{\circ}55'$, $h = 1950$ m n.p.m.) inwersja powstawała w warunkach dużego zachmurzenia nieba, ($N \approx 70-80\%$) około godz. 19⁰⁰ i po upływie 5 godzin pionowy gradient wynosił $+0.9 \text{ deg.m}^{-1}$. Koniec inwersji przypadał około godz. 7⁰⁰ gdy zachmurzenie wynosiło $N = 30\%$ (przy $h_0 = 7^{\circ}$) i około godz. 11⁰⁰ gdy występowało pełne zachmurzenie ($N = 100\%$) i przy prędkości wiatru $v \approx 1.7 \text{ m.s}^{-1}$. W drugim przypadku o względnie długim trwaniu inwersji zadecydował brak dopływu do podłoża krótkofalowego promieniowania bezpośredniego, wskutek czego wyziębiona powierzchnia czynna nagrzewała się stosunkowo wolno.

W dolinie rzeki Dund Cencher goł w Ałtaju Mongolskim (w paśmie Sutaj uul - fot.20) ($\varphi = 46^{\circ}41''$, $\lambda = 93^{\circ}55''$, $h = 2350$ m n.p.m.) powstawanie inwersji temperatury około godz. 15⁰⁰ związane było z przejściem przez teren badań chłodnego frontu atmosferycznego, połączonego z opadem deszczu i śniegu. Ten, począwszy od wysokości około 2300 m n.p.m., aż do dolnej granicy wiecznego śniegu w Ałtaju Mongolskim, utrzymywał się na podłożu przez 2-3 doby. Wskutek tych szczególnych warunków pogodowych pionowy rozkład temperatury powietrza tuż przy powierzchni Ziemi charakteryzował się znaczną zmiennością czasową. W okresie doby, bez względu na jej porę, występowały przemiennie stany równowagi stałej i chwiejnej atmosfery, w zależności od szybko zmieniającego się zachmurzenia, dopływu do gruntu krótkofalowego promieniowania całkowitego i pochłoniętego, stopnia długofalowego wypromieniowywania energii z podłoża, strat ciepła na parowanie, prędkości wiatru itp. Istotnym wszakże jest, iż podczas tych krótkotrwałych okresów z inwersją, pionowy gradient temperatury powietrza nie przekraczał wartości $+0,3 \text{ deg.m}^{-1}$.

W dolinie rzeki Charchira ($\varphi = 49^{\circ}48'$, $\lambda = 92^{\circ}00'$, $h = 1566$ m n.p.m.) wypływającej ze wschodnich zboczy masywu Charchiraa uul (północno-zachodnie obrzeże Doliny Wielkich

Jeziór) w warunkach małego zachmurzenia ($N=25\%$), ale przy silnych i bardzo silnych porywach wiatru ($v>12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) inwersja zaczęła formować się około godz. 20⁰⁰ (przy $h_0=12^\circ$). W momencie, gdy Słońce przechodziło przez linię horyzontu pionowy gradient temperatury powietrza osiągnął już wartość $+0,43 \text{ deg}\cdot\text{m}^{-1}$. W nocy inwersja była dość intensywna gdyż zmalała prędkość wiatru do $1-2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Około godz. 8⁰⁰ w dniu następnym notowano wartość gradientu równą $+1,5 \text{ deg}\cdot\text{m}^{-1}$. Stosunkowo duże gradienty temperatury powietrza świadczyły pośrednio o małych gradientach wilgotności powietrza. Stan izotermii nastąpił przed godz. 9⁰⁰ przy niebie bezchmurnym i silnej rosie. Do godz. 8¹⁵ opisywany fragment doliny znajdował się w cieniu.

W dolinie rzeki Churmas ($\varphi = 49^\circ 53'$, $\lambda = 93^\circ 38'$, $h = 1184 \text{ m npm.}$) na południowych krańcach piasków Borig del els (w Dolinie Wielkich Jezior) turbulencyjny strumień ciepła zaczynał płynąć z atmosfery ku podłożu od około godz. 21⁰⁰ (przy $N = 30\%$ i ciszy). Natężenie inwersji podczas nocy było nieznaczne (gradient równy $+0,4 \text{ deg}\cdot\text{m}^{-1}$), a skończyła się ona około godz. 9⁰⁰ przy zachmurzeniu $N = 90\%$.

W dolinie rzeki Selengi (fot.30) ($\varphi = 49^\circ 21'$, $\lambda = 102^\circ 50'$, $h = 1086 \text{ m npm.}$) początek kształtowania się inwersji przypadał na około godz. 19⁰⁰ (przy $h_0 = 11^\circ$). Była to słaba inwersja tworząca się przy zachmurzeniu $N = 30\%$ i słabym wietrze ($v \approx 1-1,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Znaczne zachmurzenie w nocy ($N = 60-80\%$) ograniczało wzrost jej intensywności (maksymalny gradient $+0,26 \text{ deg}\cdot\text{m}^{-1}$). Obecność obfitej rosy ulegającej parowaniu wywoływała stosunkowo znaczne straty energii, obniżając temperaturę przyziemnej warstwy powietrza, co powodowało utrzymywanie się inwersyjnego rozkładu temperatury aż do około godz. 10⁰⁰ (odpowiadało to wysokości Słońca $h_0 = \approx 15^\circ$).

W dolinie rzeki Orchon - w dolnym biegu (fot.31) ($\varphi = 49^\circ 08'$, $\lambda = 105^\circ 15'$, $h = \text{ok. } 800 \text{ m npm.}$) charakterystyka występującej tam inwersji jest podobna do charakterystyki przedstawionej już wcześniej dla górnego biegu Orchonu. Cechą różnicującą oba punkty obserwacyjne był jednakże mniejszy pionowy gradient ($+0,5 \text{ deg}\cdot\text{m}^{-1}$) zanotowany w dolnym biegu Orchonu, co związane było z większym uwilgotnieniem zalegających tam mas powietrza, jak i z większą zawartością wilgoci w glebie. Natomiast okres doby z inwersją był analogiczny jak nad Orchonem w okolicy Charchorinu.

W dolinie rzeki Sugnugurin goł (fot.32) ($\varphi = 48^\circ 25'$, $\lambda = 106^\circ 57'$, $h = 1169 \text{ m npm.}$) specyficzne warunki orograficzne miejsca pomiarów (głęboko wcięta w podłoże dolina, której zbocza północne są pokryte lasem, a południowe porośnięte tylko roślinnością typową dla stepu górskiego) sprzyjały tworzeniu się inwersji już we wczesnych godzinach wieczornych, w momencie gdy Słońce kryło się za horyzontem, wysoko wzniesionym nad dnem doliny (w azymucie SE-S-SW zakrycie horyzontu do 30°). Duże zasłonięcie firmamentu było przyczyną pośrednią opóźniającą rozpad inwersji, gdyż do dna doliny w godzinach rannych docierał tylko - o małej gęstości właściwej - strumień promieniowania rozproszonego. Wskutek tego inwersja trwała przeciętnie od około godz. 18³⁰ aż do około godz. 9¹⁵ (przy $N = 20-40\%$ i ciszy). Inwersji towarzyszyło bardzo obfite występowanie rosy. Ciepło wydzielone podczas powstawania rosy podnosiło znacznie temperaturę powietrza zalegającego tuż przy powierzchni gruntu, dzięki czemu jej pionowy gradient w warstwie 50-200 cm był stosunkowo

nieduży (około $+0,5 \text{ deg.m}^{-1}$). Sądząc jednak po ułożeniu smug mgły, oparów i zamgleń nad miejscem pomiarów można wnioskować, że głębokość inwersji była duża, sięgając do wysokości 180-200 metrów nad dno doliny.

Jeśli przypomnieć w tym miejscu terminy sondowania troposfery radiosondą RKZ-2 (godz. 8⁰⁰ i 20⁰⁰), o czym była mowa we wstępie opracowania, to natychmiast wyjaśnia się przyczyna, dla której wyniki sondowań aerologicznych w lipcu nie wykazują istnienia inwersji. Sondowania te odbywają się bowiem w momentach rozpoczynania się i zanikania inwersyjnej stratyfikacji termicznej w dolnej troposferze. Z tego względu przydatność tych sondowań dla celów - na przykład - bonitacji klimatologicznej - jest bardzo ograniczona.

Uzupełnieniem opracowania niech będzie informacja, że sondowania aerologiczne dokonywane w zimnej porze roku wykazują obecność inwersji w troposferze. Wynika to stąd, że inwersje zimowe są bardzo głębokie, ekstremalnie intensywne (do 15 deg) i długotrwałe (często występują nieprzerwanie ponad 5 dób (Beresneva 1980)).

Przykład zimowej stratyfikacji temperatury w troposferze, wykonany na podstawie pomiarów sondą RKZ-2, przedstawia rycina 4.

Jak z niej wynika, w styczniu nad Mongolią, tropopauza jest pochylona z zachodu na wschód. Dolna jej granica nad Doliną Wielkich Jezior znajduje się na wysokości około 11 km, a nad Równiną Wschodniomongolską obniza się do poniżej 10 km. Temperatura w niej panująca wynosi od około -65°C na zachodzie do około -60°C na wschodzie. Mniej więcej równoległe do płaszczyzny tropopauzy układa się górna granica zimowej inwersji: przebiega ona między 3 a 4 kilometrem wysokości nad Ułangom do 2 km nad Czojbałsan. Temperatura powietrza na tej granicy wynosi około -20°C podczas gdy temperatura powietrza na stacji w Ułangom osiąga około -33°C , w Meren i Ułan Bator około -24°C i w Czojbałsan około -22°C . Daje to ogólne wyobrażenie o rozmiarach zimowych inwersji.

Jak się więc ostatecznie okazuje letnie inwersje temperatury powietrza w Mongolii są zjawiskiem powszechnie występującym, szczególnie zaś w górzystej części tego kraju. Są one ważnym czynnikiem klimatotwórczym. Warunkują one - między innymi - wymianę energii między podłożem a swobodną atmosferą.

Turbulencyjny strumień ciepła jawnego płynie podczas inwersji z atmosfery ku podłożu. Prawie całkowicie zanika proces parowania, w jego miejsce występuje kondensacja pary wodnej zawartej w atmosferze. W wyniku kondensacji pojawia się na powierzchni czynnej obfita rosa, która przy znaczącym niedoborze opadów w Mongolii stanowi ważne źródło wilgoci dla gleby i świata organicznego.

Powstające podczas inwersji zastoiska chłodnego powietrza utrudniają jego pionową i poziomą wymianę; ma to duże znaczenie w przypadkach zanieczyszczenia atmosfery spalinami przemysłowymi w postaci gazów i pyłów. Szczególnie odnosi się to do dużych ośrodków przemysłowych w Mongolii, ulokowanych właśnie w typowych „inwersyjnych”, zamkniętych obniżeniach: elektrowni węglowych i przemysłu budowlanego w Ułan Bator, przemysłu węglowo-wydobywczego w Nałajcha, przemysłu cementowego w Darchanie, kombinatu górniczo-miedziowego w Erdenet i innych.

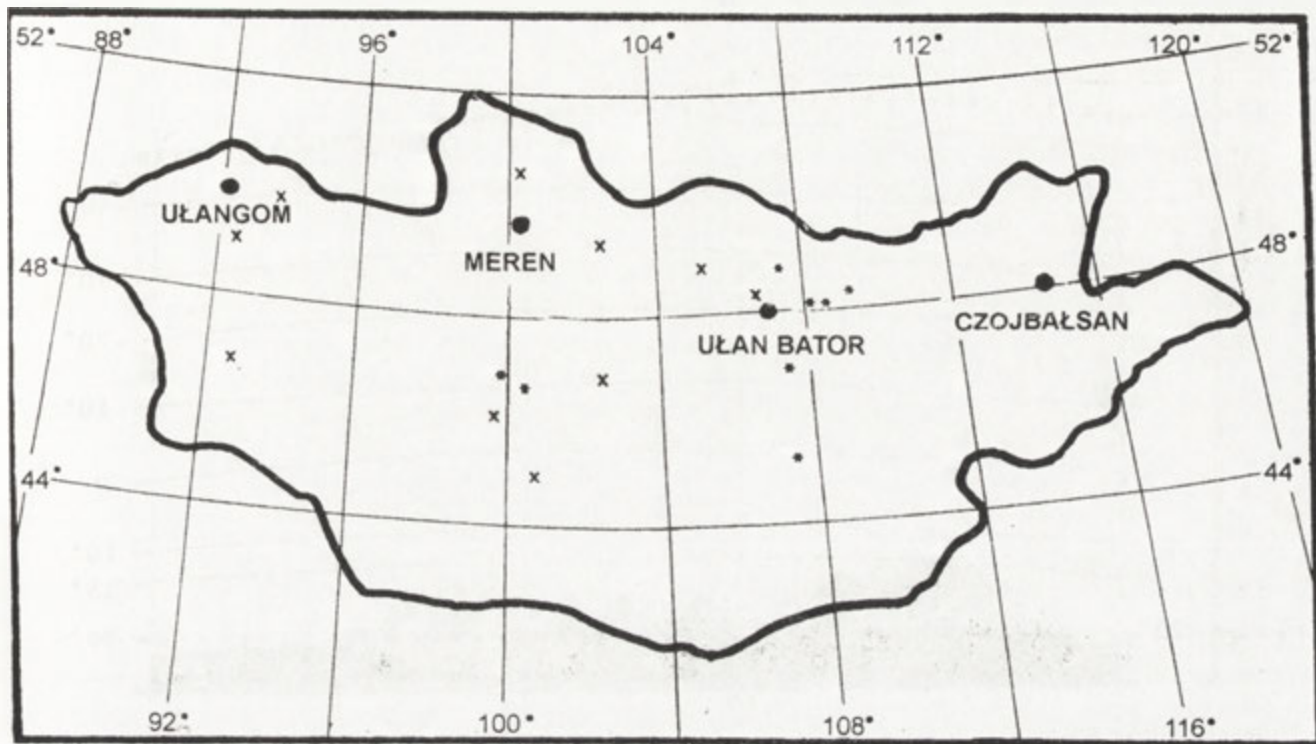
Na oddzielną uwagę zasługuje też występowanie inwersji na obszarach, na których notuje się obecność pyłów w atmosferze (ich źródłem są burze piaskowe) oraz dymów i pyłów związanych z pożarami, dotykającymi rokrocznie duże obszary stepów i lasów (np. kwiecień 1996).

Z tego względu badania aerologiczne inwersji temperatury powietrza poparte wynikami szczegółowych pomiarów terenowych stwarzają możliwości prawidłowej oceny rzeczywistych warunków klimatycznych, a dalej - stwarzają możliwość konstrukcji schematów klasyfikacyjnych klimatu lokalnego urozmaiconych orograficznie obszarów. Daje to podstawę do wydzielania na badanym terenie typów topoklimatycznych i regionalizacji klimatycznej.

W odniesieniu do terytorium Mongolii wszystkie te zagadnienia czekają jeszcze na rozwiązanie.

Literatura

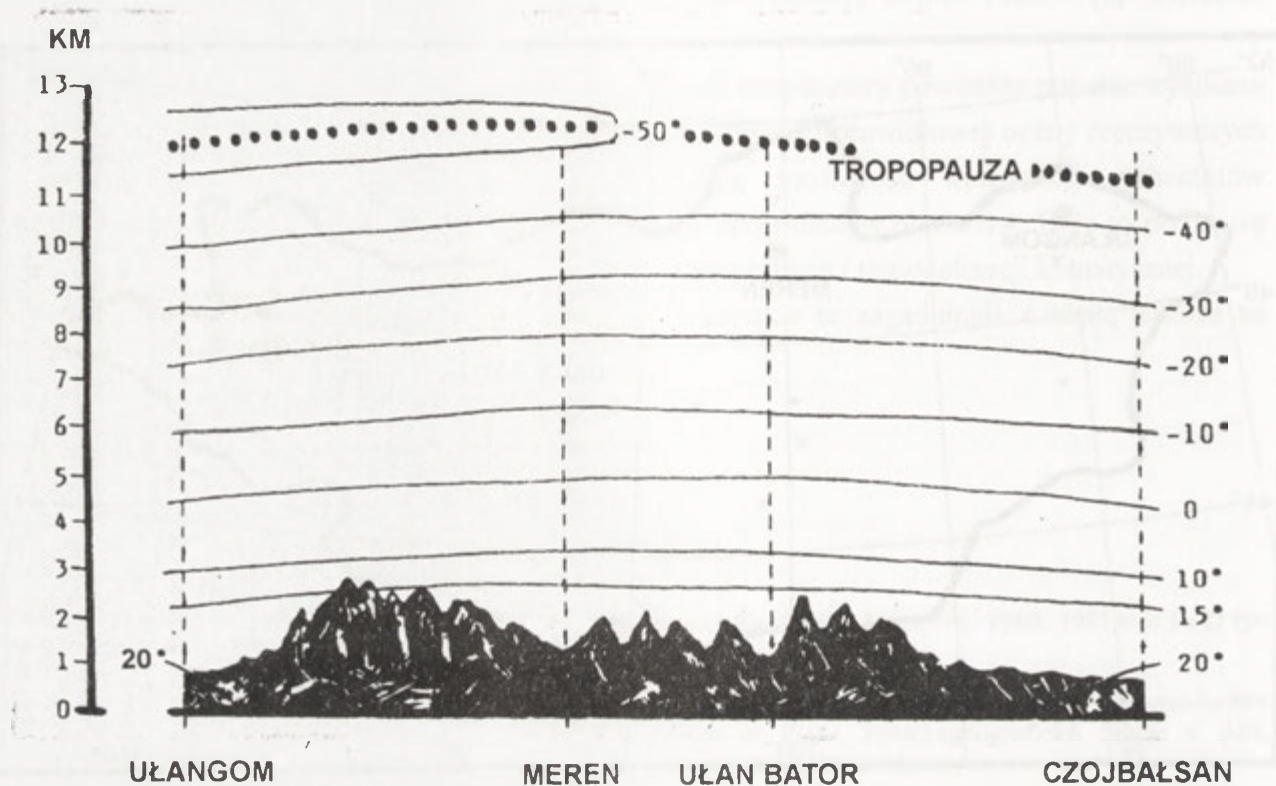
- Aeroklimatyczny Informator Mongolskiej Republiki Ludowej. Swobodna Atmosfera*, 1980, 1981, tom I i II (po mongolsku), Mongol Orny Gazar Zujn Acuudał, 57.
- Barthel H., 1983, *Die Regionale und jahreszeitliche differenzierung des Klimas in der Mongolischen Volksrepublik*, (w:) *Physisch-Geographische Studien in Asien*, Fyzickogeografické Studie v Asii, Českoslov. Akad. Véd, Geogr. Ústav Brno, *Studia Geographica*, 34, 5-91.
- Beresneva I.A., 1980, *Povtorjaemost' i intensivnost' prizemnych inversij v severnykh predgorjach Changaja*, Trudy G.G.O., vyp. 426, 140-146.
- Błażejczyk K., Krawczyk B., Skoczek J., 1992, *Warunki termiczne w rejonie Bajan Bułag (Chentej, Mongolia) jako podstawa kartowania topoklimatycznego*, (w:) *Badania topoklimatyczne i mikroklimatyczne w różnych strefach klimatycznych*, Zeszyty IG i PZ PAN, 5, 29-54.
- Brzeźniak E., Malarz R., 1980, *Warunki klimatyczne doliny Sugnugurin-goł w okresie letnim*, Prace Geogr.UJ, VIII, Rocz. Nauk. Dydak., 71, 69-82.
- Brzeźniak E., Niedźwiedź T., 1980, IV. *Vertical variability of climatic conditions in the Khangai Mountains, w: Vertical Zonality in the Southern Khangai Mountains (Mongolia)*, Geogr. Studies, 136, Inst. of Geogr. and Spat. Organ., 28-40.
- Kowanetz L., Olecki Z., 1980, *Próba oceny stosunków klimatycznych stepowej strefy Mongolii Centralnej*, Zesz. Nauk. UJ., Prace Geogr., 51, 225-231.
- Niedźwiedź T., Słupik J., Avirmid B., 1976, *Thermal and Humidity Differences on the Slopes of the Sant Valley*, Bull. de l' Acad. Polon. des Scienc., Ser. des Scienc. de la Terre, vol. XXIII, 3-4, 1975, Publ. Mai 1976, 225-231.
- Skoczek J., Krawczyk B., Błażejczyk K., 1990, *Warunki topoklimatyczne i biotopoklimatyczne okresu letniego w dolinie Toły (Chentej, Mongolia)*, Przegl. Geogr., 62, 1-2, Warszawa, 121-136.
- Zinkiewicz A., 1979, *Z badań nad klimatem lokalnym doliny Dumda-Bajdałag-Goł w SE Chenteju*, Raport Mong.-Polskiej Eksped. Fiz.-Geogr. Transmongolia 1978, masz. powiel., Kraków-Ulan Bator, 1-9.



- stacje aerologiczne
- x miejsca pomiarów gradientu temperatury powietrza podczas Ekspedycji Transmongolia - 1996
- tereny badań klimatologicznych w okresie 1974-1988

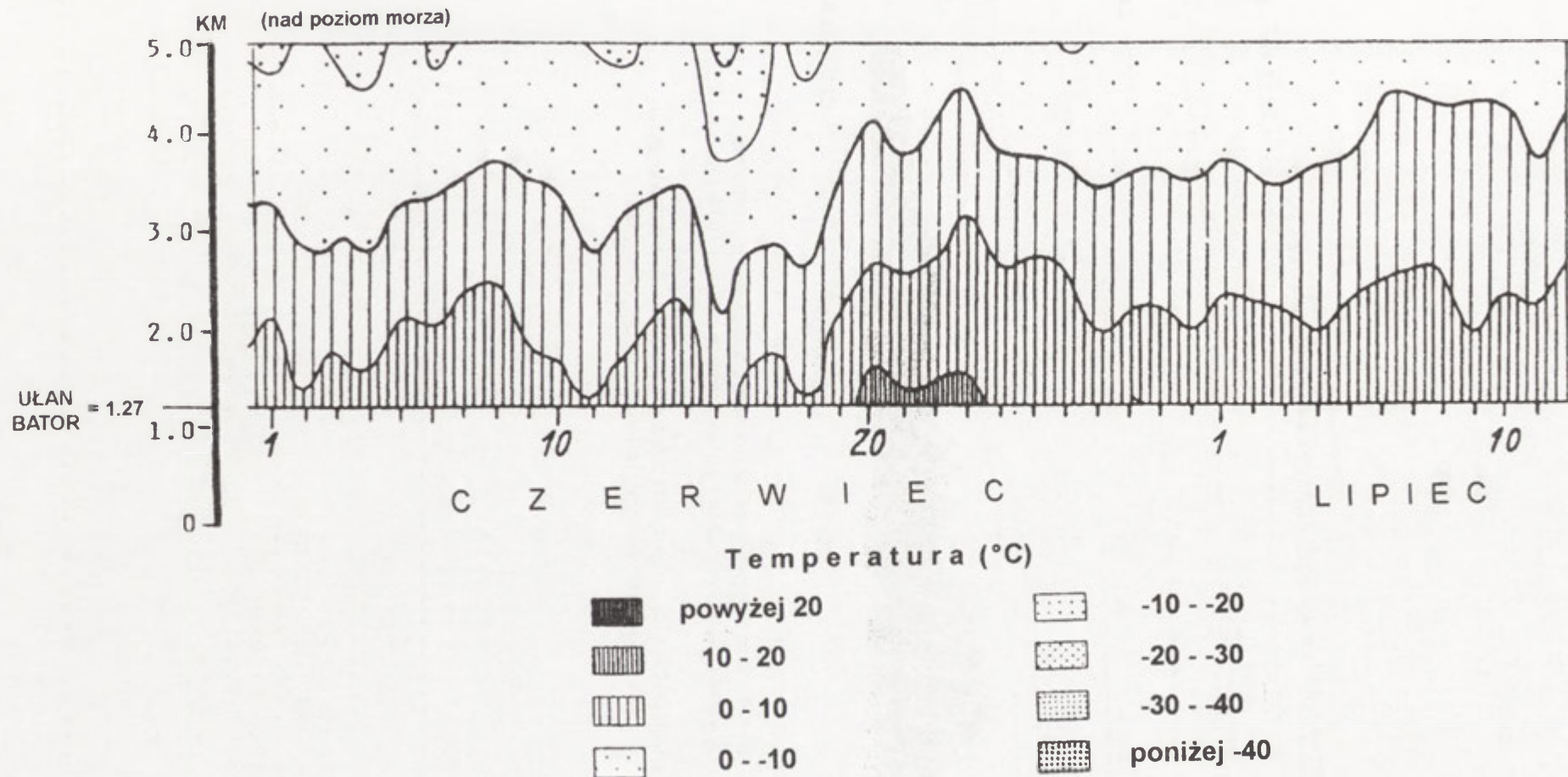
Ryc. 1. Rozmieszczenie stacji aerologicznych w Mongolii północnej w pasie między równoleżnikami 48°-50°N

Distribution of the aerological station in north Mongolia in geographical parallel belt between 48-50° (N)



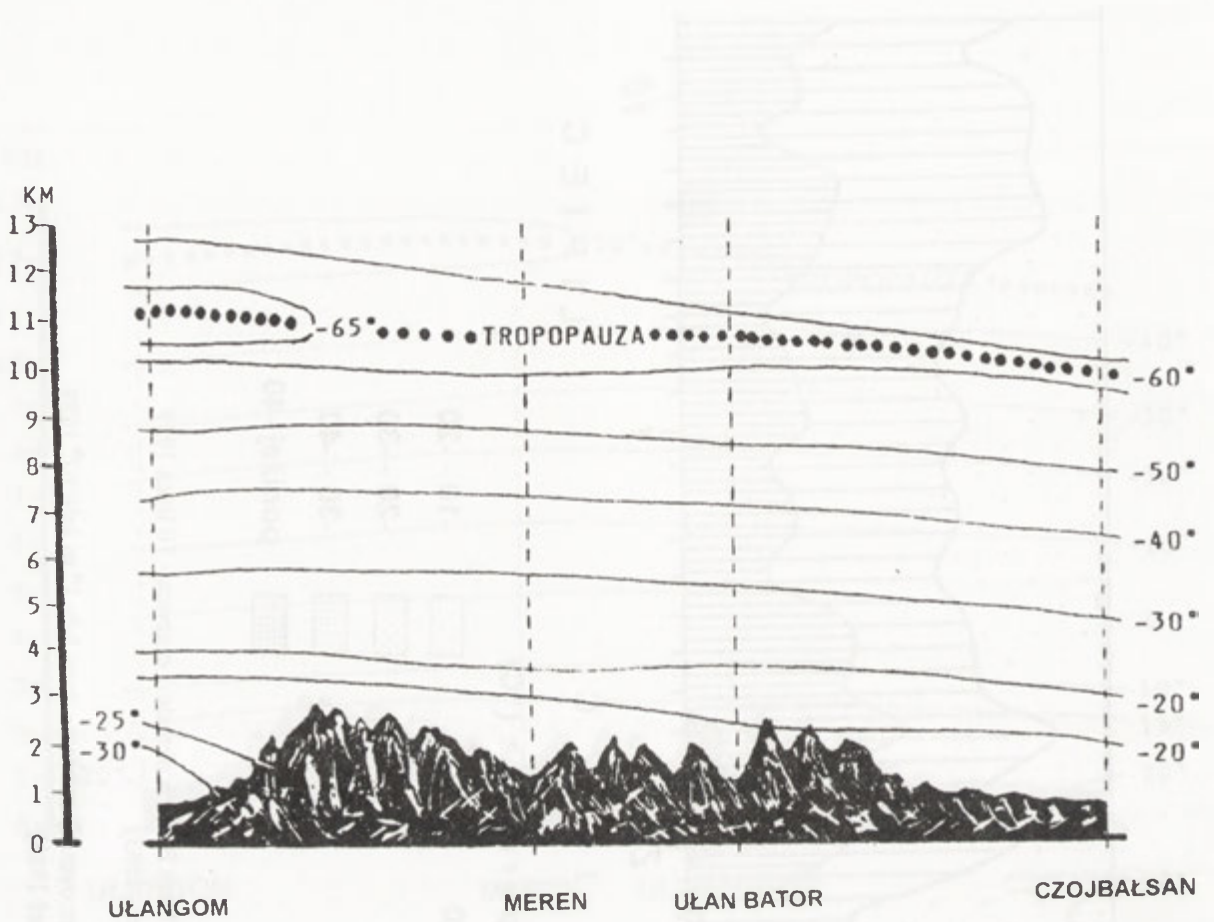
Ryc. 2. Pionowy przekrój przez troposferę nad Mongolią północną. Rozkład izoterm w lipcu (wartości średnie z okresu 1976-1980)

Vertical profile of the troposphere's temperature over the north Mongolia
Distribution of isotherms in July (mean annual 1976-1980)



Ryc. 3. Rozkład izoterm w dolnej troposferze nad Ułan Bator w okresie 1 czerwca - 10 lipca 1959
(wg Barthela 1983)

Distribution of isotherms in lower part of troposphere over Ulaanbaatar from July 1st to July 10th 1959
(after Bartel 1983)



Ryc. 4. Pionowy przekrój przez troposferę nad Mongolią północną
Rozkład izoterm w styczniu (wartości średnie z okresu 1976-1980)

Vertical profile of the troposphere's temperature over the north Mongolia
Distribution of isotherms in January (mean 1976-1980)

Przyrodnicze warunki obiegu wody w Mongolii

Natural conditions of water circulation in Mongolia

Ryszard Glazik

Abstract. The influence of selected environment elements on water circulation is characterized. Particular role in this phenomenon seems to play climate, structure of the water balance and hydrological influence of the permafrost. The moisture relationship in different climatic-vegetation zones, role of precipitation and outflow transformation are analyzed.

Key words: Mongolia, climat, permafrost, water circulation

Wprowadzenie

Mongolia charakteryzuje się unikatowymi w skali światowej warunkami środowiska przyrodniczego: skrajnie kontynentalnym klimatem i dużą suchością powietrza, występowaniem wieloletniej zmarzliny w najniższych szerokościach geograficznych na półkuli północnej (43° N), najdalej wysuniętym na północ zasięgiem pustyń (51° N) oraz głębokim (do 5-6 m), sezonowym przemarzaniem i odmarzaniem podłoża.

W Mongolii występują różne strefy klimatyczno-roślinne (górska tundra i tajga, lasostep, step, półpustynia, pustynia), których rozmieszczenie zależy od szerokości geograficznej, a przede wszystkim od wysokości terenu nad poziomem morza. Ta ostatnia warunkuje piętrowy układ stosunków klimatycznych, wodnych, zmarzlinowych, glebowych i roślinnych.

Różne elementy środowiska przyrodniczego Mongolii są od wielu lat przedmiotem badań mongolsko-polskich ekspedycji geograficznych, zapoczątkowanych w 1974 r. ekspedycją w Changaj. Zorganizowana w 1996 r. ekspedycja toruńska miała charakter rekonesansowy i po raz pierwszy stworzyła polskim geografom możliwość przeprowadzenia przeglądowych obserwacji w zachodniej części Mongolii (Ałtaj Mongolski, Kotlina Wielkich Jezior, region Zachodnio-Chubsugulski).

W artykule przedstawiono wpływ wybranych elementów środowiska na obieg wody w Mongolii. Szczególną uwagę zwrócono na rolę klimatu, strukturę bilansu wodnego oraz hydrologiczne oddziaływanie wieloletniej zmarzliny.

Klimat a obieg wody

W północnej Mongolii średnia roczna temperatura powietrza jest ujemna - do -10°C, co warunkuje występowanie zmarzliny, a w części południowej (Załałajska Gobi) wynosi 6-7°C

(ryc.1). Kontynentalizm klimatu wyraża się niską temperaturą powietrza zimą (średnia stycznia do -34°C , absolutne minimum to -53°C), wysoką latem (średnia lipca do 23°C , absolutne maksimum to 41°C) i skrajnie dużą amplitudą (do 88°C).

Na obszarze Mongolii termiczne pory roku mają różną długość (ryc. 2). Na równinach północnej części kraju lato trwa średnio 3 miesiące (VI-VIII), zima - 5 miesięcy (XI-III), a przejściowe pory roku są krótkie (1-2 miesiące). Wiosnę (IV-V) charakteryzuje najmniejsza wilgotność względna powietrza (30-50%) i wietrzna pogoda (burze pyłowe). Liczba dni z dodatnią temperaturą powietrza zwiększa się w kierunku południowym i maleje ze wzrostem wysokości nad poziomem morza.

W górach opady osiągają 500-600 mm rocznie, w kotlinach i na równinach - 200-250 mm (Gobi - 50 mm)(ryc. 3). Rozkład opadów w ciągu roku jest wybitnie nierównomierny. W sezonie ciepłym (V-IX) opady stanowią 85-90% rocznej normy, latem - 70-75%, zimą - tylko 5%. W Ułan Bator dobowe sumy opadów dochodzą do 75-120 mm (deszcze nawalne).

Latem dominuje cyrkulacja zachodnia, silnie różnicująca wilgotność skłonów dowieznych i zawietrznych. Efektem są wysokościowe przesunięcia granic między piętrami klimatyczno-roślinnymi oraz zróżnicowanie innych cech środowiska na tej samej wysokości. Lato jest okresem formowania się odpływu, zwłaszcza w górach, i zasilania wód podziemnych (odmarznięte podłoże), mimo dużej ewapotranspiracji.

Zimą (wyż syberyjski) cechują małe miąższości śniegu i brak pokrywy śnieżnej w południowej części kraju. W połączeniu z niską temperaturą powietrza sprzyja to głębokiemu przemarzaniu podłoża. Cechą charakterystyczną jest brak odwilży i inwersje termiczne. Kotliny śródgórskie i dna dolin tworzą swoiste „zastoiska chłodu”, w których temperatura powietrza jest znacznie niższa w porównaniu ze stokami górskimi (dotyczy to także Gobi). Zimą rzeki są zasilane wyłącznie wodami podziemnymi (aluwialnymi, podzmarzlinowymi, szczelinowymi), a mniejsze ciekły zamarzają do dna. Sezon zimowy jest w zasadzie pasywny pod względem hydrologicznym. Typową jego cechą jest tworzenie się i narastanie pokryw lodowych (tzw. nalodzi, naledi) o różnej genezie, objętości i rozprzestrzenieniu.

W zanikaniu pokrywy śnieżnej dużą rolę odgrywa sublimacja, która poprzedza okres roztopów i zachodzi w ujemnej temperaturze powietrza (dodatni bilans radiacyjny w końcu zimy). W kotlinach północnej Mongolii śnieg często zanika przed nadejściem roztopów, nie pozostawiając nadwyżek wody na odpływ. Wezbrania roztopowe są na ogół niższe od deszczowych i występują głównie w górach, gdzie śniegu jest więcej. Mimo przemarzniętego podłoża i tworzenia się zatorów lodowych w rzekach, wezbrania wiosenne mają łagodny przebieg. Wynika to z małego dopływu wód roztopowych i niskiego poziomu wody w rzekach w końcu sezonu zimowego. Czynniki ograniczającymi objętość fal roztopowych są: małe miąższości śniegu, wydłużony okres jego tajania (zróżnicowane wysokości bezwzględne i ekspozycja stoków), dodatnia i ujemna temperatura powietrza w ciągu doby w sezonie wiosennym.

Struktura bilansu wodnego

Wielkość odpływu rzecznego i charakter sieci hydrograficznej zależą od relacji między zasilaniem opadami a parowaniem. Strefy pustynna, półpustynna i stepowa mają ujemny bilans wodny - zasilanie opadami nie równoważy ewapotranspiracji. Nadwyżki wody na odpływ występują sporadycznie w sezonach letnich i są wynikiem deszczów o charakterze nawalnym. Cieki stałe, przecinające wymienione obszary, mają charakter tranzytowy, czyli natężenie przepływu zmniejsza się z biegiem rzeki. Większość cieków uchodzi stale lub okresowo do bezodpływowych jezior i sołonczaków. Dominuje epizodyczna i okresowa sieć cieków, zasilana opadami, wodami źródlanymi oraz wodami spływającymi z obszarów górskich. Wsiąkanie wód z koryt rzecznych w podłoże jest głównym źródłem zasilania wód podziemnych.

Ujemny bilans wodny jest typowy dla regionów gobijskich (Zaaltajska Gobi, Centralna i Południowa Gobi), Kotliny Wielkich Jezior i Doliny Jezior oraz Wschodniej Mongolii. Ewapotranspiracyjny typ gospodarki wodnej sprzyja zasoleniu gleb i zwiększa mineralizację wód powierzchniowych i podziemnych.

W północnej części kraju dominują lasostepy o zróżnicowanym i okresowo zmiennym bilansie wodnym. Lasostep charakteryzuje się asymetrycznym rozkładem temperatury i wilgotności podłoża, zależnym od ekspozycji stoków. Umiarkowanie wilgotne są zalesione zbocza o wystawie północnej i równiny zalewowe dolin, gdzie występuje zmarzlina o charakterze wyspowym. Zbocza o wystawie południowej oraz dna dolin i kotlin, z wyjątkiem równin zalewowych, są na ogół suche, stepowe.

W strefie lasostepu występuje przeważnie równowaga między zasilaniem a parowaniem, przy czym stepowe dna kotlin śródgórskich mają z reguły ujemny bilans wodny, a obszary wyżej położone i bardziej zalesione charakteryzuje dodatni bilans wodny - zasilanie opadami jest większe od parowania. Relacje między zasilaniem a parowaniem ulegają zmianom w latach wilgotnych i suchych, a także w różnych sezonach roku w zależności od temperatury powietrza i sum opadów atmosferycznych.

Przykładem sezonowych zmian struktury bilansu wodnego w strefie lasostepu północnej Mongolii jest odpływ z Regionu Orchońsko-Selengijskiego, położonego w środkowym i dolnym biegu Selengi (w granicach Mongolii), Orchonu i Toły (por. ryc. 3). Region ten jest najważniejszym obszarem rolniczym kraju, o największym udziale pól uprawnych, częściowo nawadnianych grawitacyjnie lub za pomocą deszczowni. Wielkość odpływu z regionu wyliczono jako różnicę między odpływem całkowitym a sumą dopływu wód rzecznych do granic regionu (ΔQ). Obliczenia wykonano dla 3 lat (1967-1969), które charakteryzowały się przeciętnym lub wyższym od normalnego natężeniem przepływu w rzekach (ryc. 4).

Diagram świadczy o ujemnym, rocznym bilansie wodnym badanego regionu. Ilość wód dopływających rzekami była w poszczególnych latach większa od ilości wody odpływającej z regionu. Wynika z tego, że ewapotranspiracja pochłaniała całe zasilanie opadami i część wód

dopływających spoza regionu. Deficyty odpływu nie były wprawdzie duże (lata umiarkowanie wilgotne), ale w latach suchych mogą wystąpić poważne niedobory wody. W analizowanym okresie średnie roczne odpływy jednostkowe i wskaźniki odpływu z regionu miały wartości ujemne - od -0,05 (1969) do -0,18 l.s⁻¹.km⁻² (1967) lub od -1,6 do -0,57 mm. Przedstawione stosunki odpływu są typowe dla lasostepów Mongolii, zajmujących wielkie regiony przedgórskie, w których stępy przeważają nad obszarami zalesionymi.

Interesująco przedstawiają się różnice między wielkością dopływu i odpływu wód z regionu w różnych sezonach roku (ryc. 4). Przy ujemnym, rocznym bilansie wodnym występują charakterystyczne okresy o nadwyżkach i niedoborach wody. Zasilanie rzek, czyli przewaga odpływu nad dopływem wód spoza regionu, ma miejsce w chłodnych porach roku - jesienią i zimą. Jesienią parowanie jest mniejsze od opadów, a zimą rzeki są zasilane wyłącznie wodami podziemnymi. Ciepły okres roku (wiosna, lato) charakteryzuje się ujemnym bilansem wodnym. Okresowe nadwyżki wody na odpływ mogą być spowodowane roztopami (kwiecień 1969) lub wysokimi opadami w końcu sezonu wegetacyjnego (sierpień 1967 i 1968). Największe deficyty wody są typowe dla początku okresu wegetacyjnego (maj) z powodu dużej suchości powietrza i małych sum opadów, a także miesięcy letnich (czerwiec-lipiec). Relatywnie wysokie opady w lipcu z reguły nie równoważą strat wody na ewapotranspirację.

W bezleśnych obszarach strefy lasostepu lokalnie występują gleby zasolone (przewaga parowania), wyraźnie wzrasta mineralizacja wód i ładunek rumowiska unoszonego. W strefie lasostepu zachodzą największe zmiany stosunków wodnych pod wpływem gospodarki człowieka (wycinanie lasów, wypas zwierząt, uprawa pól). Istotnym czynnikiem zmniejszającym odpływ z tych obszarów jest nawadnianie pól uprawnych.

Obszarami formowania się odpływu są piętra górskiej tajgi i tundry, charakteryzujące się dodatnim bilansem wodnym (Ałtaj Mongolski, Changaj, Chentej, Góry Chubsugulskie). Piętro tajgi należy do obszarów wilgotnych, o czym świadczy występowanie kwaśnych gleb zmarzlinowych, bielcowych i sufozycznych (przemywanie podłoża), brak poziomów węglanowych oraz śladów zasolenia. Zmarzlina na ogół występuje w sposób ciągły. Cechą charakterystyczną jest brak spływu powierzchniowego na zalesionych, łatwo przepuszczalnych stokach. Dominuje spływ śródpokrywowy (po stropie zmarzliny). Tundra należy do najbardziej wilgotnych obszarów Mongolii. Wpływają na to najwyższe sumy opadów, niska temperatura powietrza i parowanie, minimalna miąższość warstwy czynnej zmarzliny. W tych warunkach dominuje spływ powierzchniowy, decydujący o objętości wezbrań deszczowych i roztopowych.

Granica między obszarami o dodatnim i ujemnym bilansie wodnym ulega pewnym oscylacjom w zależności od aktualnych warunków hydrometeorologicznych. Istotny wpływ na jej położenie ma ekspozycja stoków górskich. Na dowietrznych, zachodnich skłonach Chenteju granica ta leży na wysokości około 1400 m n.p.m., odpowiadającej dolnej granicy górskiej tajgi (Głazik 1995). We wschodniej, zawietrznej części Chenteju znajduje się na wysokości powyżej 1700 m n.p.m. (Michalczyk i in. 1979). Na południowym skłonie Changaju występuje dopiero

powyżej 2200-2300 m npm. (Dauksza, Soja 1977; Soja 1980), czyli 800-900 m wyżej niż w zachodnim Chenteju. Na podstawie rozkładu opadów i temperatury powietrza można sądzić, że w Ałtaju Mongolskim nadwyżki opadów nad parowaniem pojawiają się na jeszcze większych wysokościach.

Hydrologiczna rola wieloletniej zmarzliny

Wieloletnia zmarzlina tworzy warstwę nieprzepuszczalną, w której lód wypełnia wolne przestrzenie skał. Położenie stropu zmarzliny jest określone głębokością sezonowego odmrażania, zależną od temperatury powietrza i wilgotności podłoża. W Mongolii miąższość warstwy czynnej osiąga maksymalnie 5-6 m (Babiński, Glazik 1991).

W odróżnieniu od skał nieprzepuszczalnych strop zmarzliny powtarza rzeźbę terenu i ma charakter dynamiczny. Zmarzlina reaguje na zmiany termiczno-wilgotnościowe podłoża. W latach ciepłych i suchych ulega częściowej degradacji, a woda pochodząca z jej topnienia powiększa przychodową część bilansu wodnego. W latach chłodnych i wilgotnych zachodzi proces odwrotny, tj. agradacja zmarzliny, czyli wyłączenie z obiegu części wody zawartej w podłożu. Brak zmian w położeniu stropu zmarzliny świadczy o pasywnym jej oddziaływaniu na procesy hydrologiczne (Glazik 1994).

Rola zmarzliny w obiegu wody zależy od zawartości płaszczka zmarzlinowego, obszarów występowania (stoki, dna dolin), natężenia procesów degradacji i zawartości lodu (wody) (fot. 15). Występowanie zmarzliny w Mongolii dokładnie przedstawił G.F. Gravis (1974). Autor ten podaje, że w Mongolii udział lodu w zmarzlinie, w zależności od jego genezy, wynosi średnio 10-20% (cement lodowy), 20-50% (lód segregacyjny) i ponad 50% (lód iniekcyjny) objętości skały, przy czym zdarzają się soczewki lodu o grubości do 25 m.

Suchy klimat Mongolii nie sprzyja rozwojowi zmarzliny i można przyjąć, że procesy degradacji przeważają nad agradacją. Zakładając, że strop zmarzliny obniża się w tempie 1 cm rocznie, zawartość lodu wynosi 30%, a cała woda z wytapiania się zmarzliny zasila rzeki, to w ciepłym okresie roku odpływ jednostkowy z obszarów zajętych przez zmarzlinę zwiększy się o $0,3 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. W dolinach rzecznych, w wyniku erozji termicznej wód wezbraniowych, strop zmarzliny może obniżyć się latem o 10-30 cm (Babiński, Pękala 1975/1976), co przy wyżej podanych założeniach zwiększa odpływ aż o $3-9 \text{ dm}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

W obliczeniach nie uwzględniono ewapotranspiracji, zatem rzeczywista wielkość odpływu jest niewątpliwie mniejsza od oszacowanej i zależy od procentowego udziału zmarzliny w powierzchni dorzecza. W suchym klimacie Mongolii są to jednak wielkości znaczące ponieważ nawet niewielka zmiana ilości krążącej wody w istotny sposób wpływa na stosunki wodne.

Na rycinie 5 przedstawiono kilka typowych przykładów krążenia wody w obszarach ciągłego (A) i nieciągłego (B) występowania zmarzliny oraz w dolinach rzecznych ze zmarzliną wyspową (C).

Obszary o ciągłym występowaniu zmarzliny cechuje powierzchniowy i śródpokrywowy spływ wody (po stropie zmarzliny), który w górach sprzyja formowaniu się wezbrań. Na liniach uskoków tektonicznych, dużych jezior i rzek pokrywa zmarzlinowa ulega przerwaniu, tworząc strefy zasilania lub drenażu wód podzmarzlinowych (ryc. 5A). Rozmieszczenie i zwartość zmarzliny w obszarach nieciągłego występowania w dużym stopniu zależą od ekspozycji stoków, wilgotności podłoża i pokrycia terenu. Śródpokrywowy spływ wód nadzmarzlinowych zachodzi głównie na zalesionych, łatwo przepuszczalnych stokach o wystawie północnej (ryc. 5B)(fot. 29).

W dolinach rzecznych horyzontalnie ułożony strop zmarzliny tworzy zespół podpowierzchniowych zagłębień bezodpływowych (ryc. 5C). W zależności od warunków hydrometeorologicznych zagłębienia te mogą być suche (ewapotranspiracja) lub wypełnione wodą, która nie uczestniczy w odpływie. W czasie wezbrań rzek warstwa czynna ulega zatopieniu (w granicach równin zalewowych), a po przejściu kulminacji fali następuje intensywna wymiana (odpływ) wód nadzmarzlinowych. Występowanie mokradeł na zmarzlinie zależy od relacji między zasilaniem a parowaniem. Obszary o dodatnim bilansie wodnym sprzyjają tworzeniu się horyzontów wód nadzmarzlinowych i zabagnieniu dolin (np. Chentej, Góry Chubsugulskie). W obszarach o ujemnym bilansie wodnym wody nadzmarzlinowe występują rzadko ponieważ są zużywane na ewapotranspirację (np. południowy Changaj) (Glazik 1994).

Podsumowanie

W Mongolii występuje ścisła zależność warunków krążenia wody i materii od rozmieszczenia i procentowego udziału różnych pięter (stref) klimatyczno-roślinnych w powierzchni zlewni. Do głównych czynników różnicujących stosunki wodne między dorzeczami lub w granicach danego dorzecza należą: wilgotność klimatu i podłoża, charakter bilansu wodnego (dodatni, ujemny) oraz zwartość płaszcza zmarzlinowego.

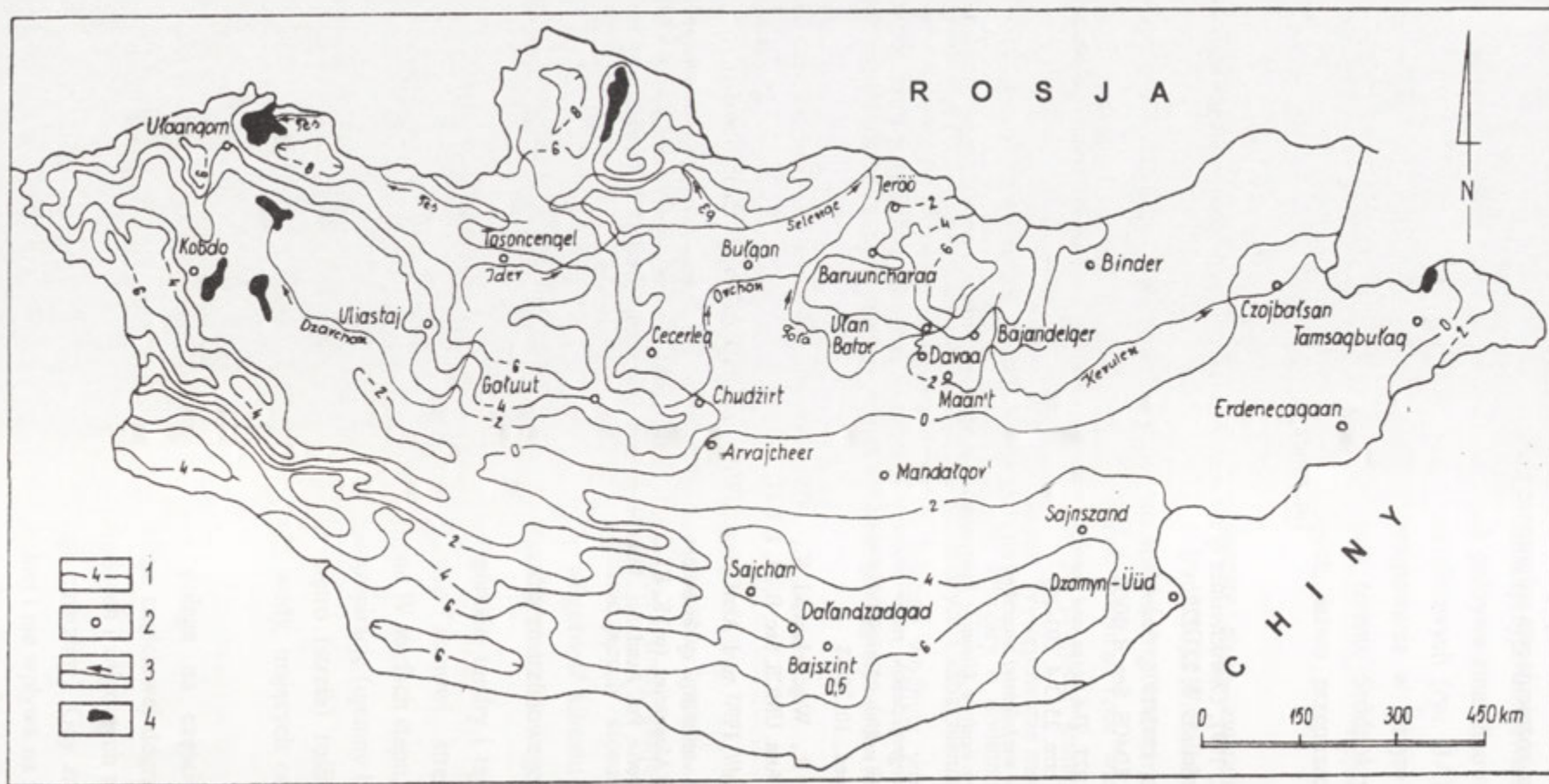
Obszarem formowania się odpływu są piętra górskiej tundry i tajgi, charakteryzujące się przewagą zasilania nad parowaniem. Lasostep stanowi strefę przejściową, o zróżnicowanym i sezonowo zmiennym bilansie wodnym. W strefach stepu, półpustyni i pustyni zasilanie opadami nie pokrywa strat wody na ewapotranspirację (ujemny bilans wodny). Obok cech wiodących (bilans wodny, zmarzlina) każde piętro (strefa) roślinne posiada zespół specyficznych, niepowtarzalnych warunków krążenia wody, mających odbicie w hydrografii terenu i transformacji odpływu.

Hydrologiczna rola wieloletniej zmarzliny polega na częściowym regulowaniu odpływu. W latach ciepłych i suchych zmarzlina ulega częściowej degradacji, powiększając przychodową część bilansu wodnego, a w latach chłodnych i wilgotnych następuje wyłączenie z obiegu części wody zawartej w podłożu (agradacja zmarzliny). Gdy zmarzlina nie zmienia swojej objętości, spełnia rolę warstwy nieprzepuszczalnej i nie wpływa na ilość krążącej wody, a jedynie na warunki jej odpływu. Zmarzlina decyduje również o krążeniu wód podziemnych,

w górach sprzyja sptywowi powierzchniowemu i śródpokrywowemu, a w dolinach jest głównym czynnikiem różnicującym wilgotność podłoża.

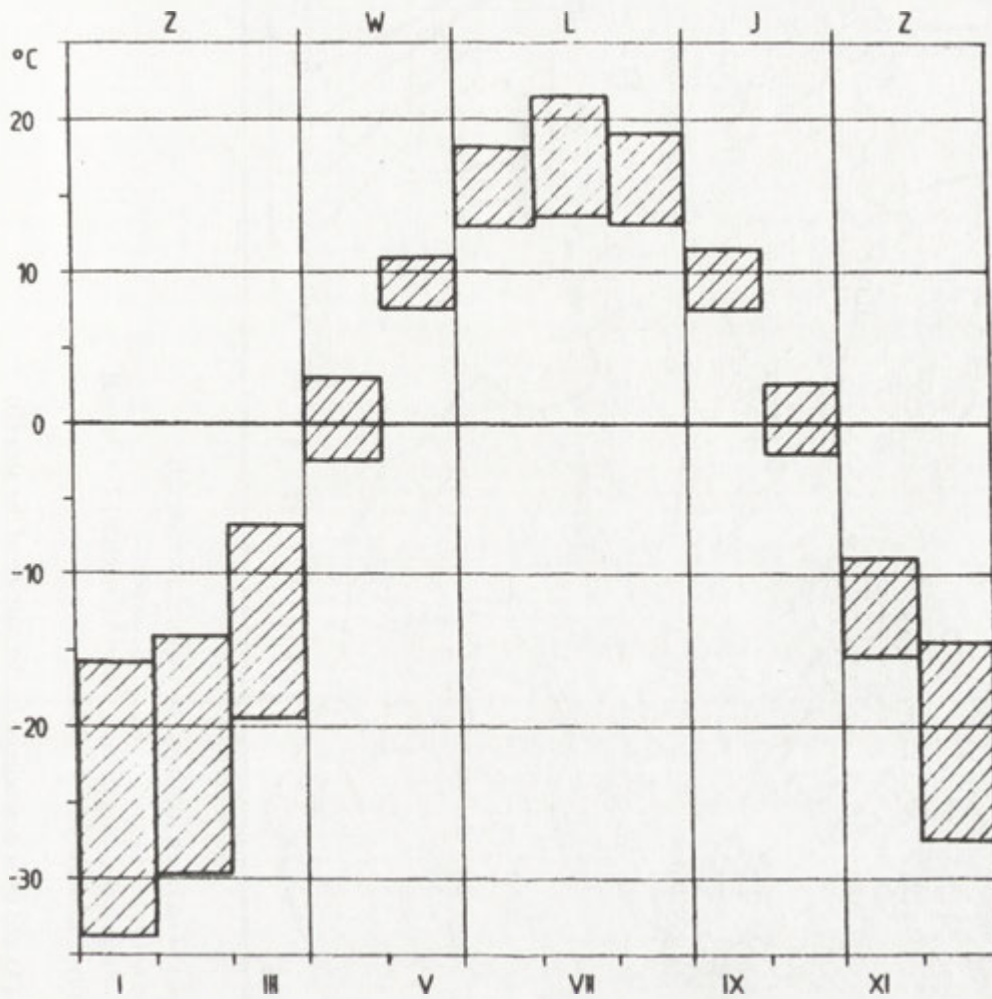
Literatura

- Babiński Z., Glazik R., 1991, *Characteristics of the seasonal thawing of permafrost in Mongolia*, Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci., 39, 3, 223-229.
- Babiński Z., Pękala K., 1975/1976, *Obserwacje nad wieloletnią zmarzliną w kotlinie Bajan-Nuurin-chofnor (Mongolia)*, Ann. UMCS, Sec. B, 30/31, 1, 1-16.
- Dauksza L., Soja R., 1977, *The zones and levels of water phenomena in the Tsagan-Turutuin-gol basin*, Bull. Acad. Pol. Sci., Terre, 25, 3-4, 203-209.
- Glazik R., 1994, *Wpływ wieloletniej zmarzliny na obieg wody w Mongolii*, Przegl. Geogr., 66, 3-4, 327-343.
- Glazik R., 1995, *Obieg wody w klimacie kontynentalnym na przykładzie północnej Mongolii*, Prace Geogr., 164.
- Gravis G.F., 1974, *Geografičeskoe rasprostranenie i moščnost' mnogoletnemerzlych gornych porod*, (w:) *Geokriologičeskie uslovija Mongol'skoj Narodnoj Respubliki*, Trudy Sovmest. Soviet.-Mongol'. Nauč.-Issled. Geol. Eksped., 10, 30-48.
- Michalczyk Z., Soja R., Wojciechowski K., 1979, *Charakterystyka hydrograficzna dorzecza Dunda-Bajdałagijn-goł*, Ann. UMCS, Sec. B, 34, 1, 1-21.
- Narodowy Atlas Mongolii*, 1990, wyd. Akad. Nauk MRL i Akad. Nauk ZSRR, Ulan Bator - Moskwa.
- Soja R., 1980, *Areal variability of hydrological conditions in the Tsagan-Turutuin-gol drainage basin, southern Khangai Mountains*, (w:) K. Klimek, L. Starkel (red.), *Vertical zonality in the southern Khangai Mountains, Mongolia*, Pol. Acad. Sci., Inst. Geogr. Spat. Org., Geogr. Stud., 136, 41-51.



Ryc. 1. Średnia roczna temperatura powietrza (wg Narodowego Atlasu Mongolii, 1990)
 1 - izotermy (°C), 2 - stacje meteorologiczne, 3 - rzeki, 4 - jeziora

Mean annual air temperature (after *National Atlas of Mongolia* 1990)
 1-isotherms (°C), 2-meteorological stations, 3-rivers, 4-lakes

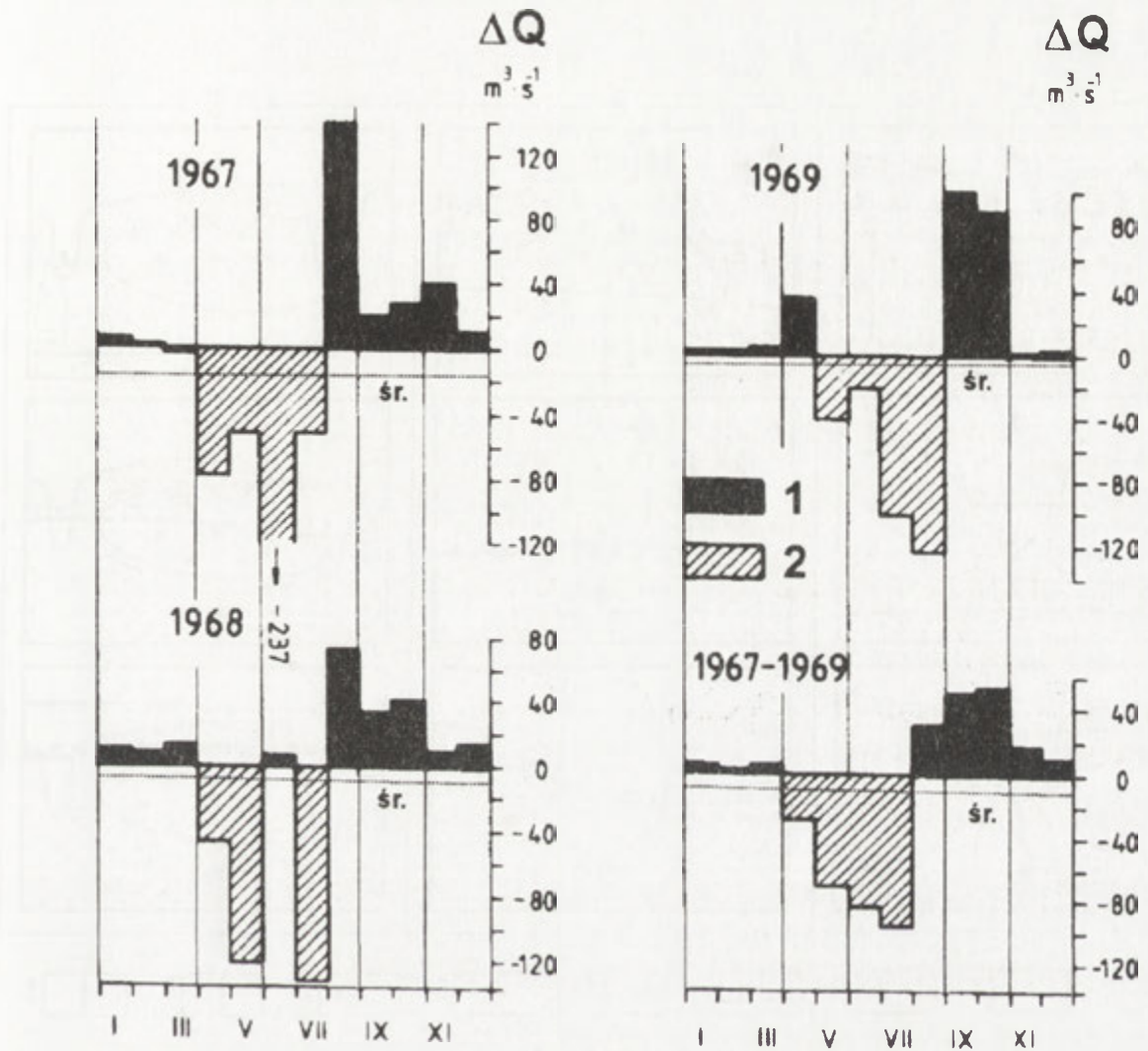


Ryc. 2. Wahania średniej miesięcznej temperatury powietrza w północnej Mongolii i termiczne pory roku (wg Glazika 1995)

Z - zima, W - wiosna, L - lato, J - jesień. Opracowano na podstawie danych z następujących stacji meteorologicznych: Arvajcheer, Baruuncharaa, Binder, Bulgan, Cecerleg, Czobjalsan, Dadał, Davaa, Erdenecagaan, Jeröö, Mörön, Tamsagbulag, Ulaangom, Ulan Bator i Öndörchaan (lokalizacja - ryc. 1 i 2)

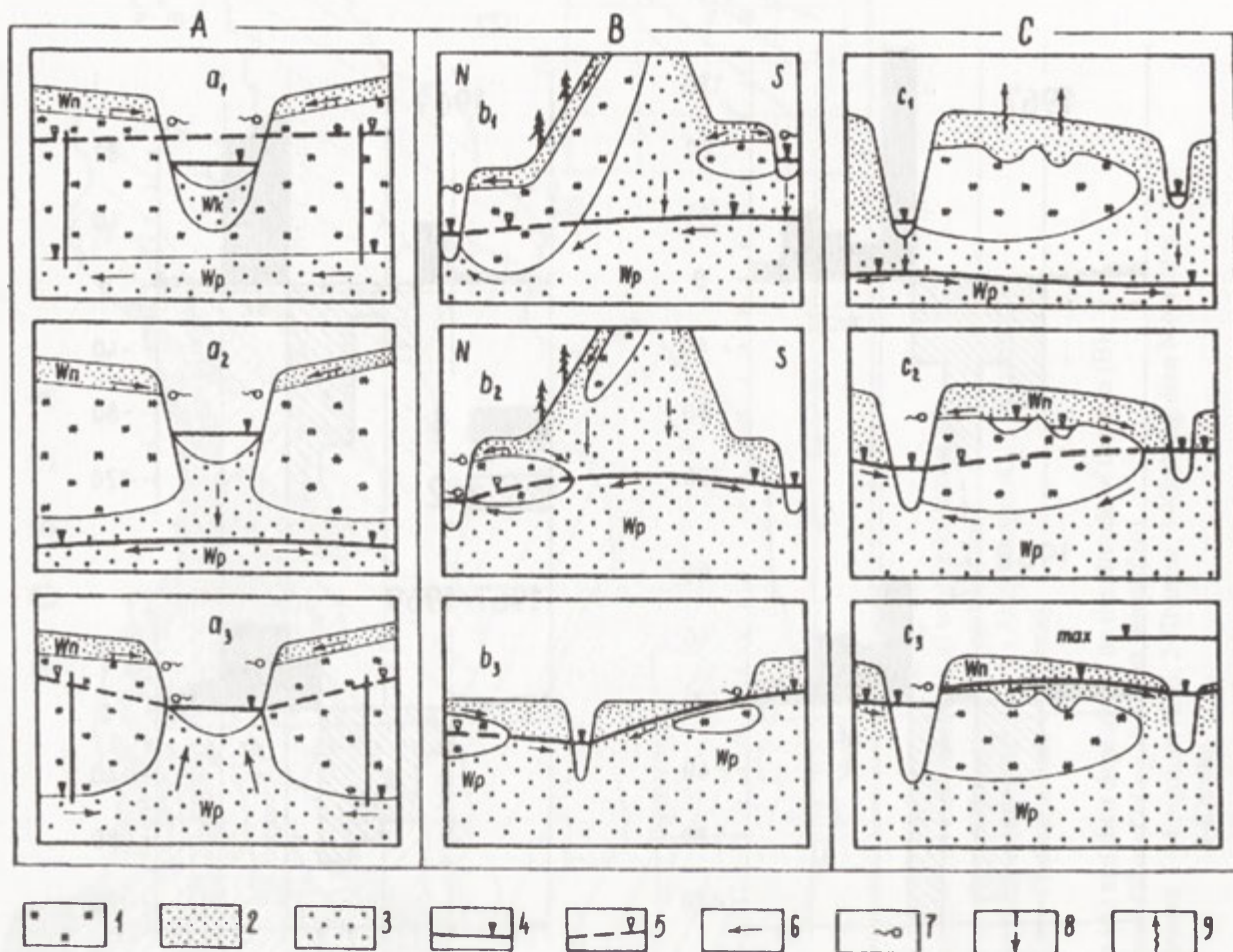
The fluctuations of the mean monthly air temperatures in north Mongolia
and the thermic seasons

Z-winter, W-spring, L-summer, J-autumn. Worked-out on basis of the data from the following meteorological stations: Arvajcheer, Baruuncharaa, Binder, Bulgan, Cecerleg, Tschoibalsan, Dadal, Davaa, Erdenecagaan, Jeroo, Móron, Tamsagbulag, Ulaangom, Ulaanbaatar and Öndörchaan (location - Figs 1 and 2)



Ryc. 4. Różnice (ΔQ) między całkowitym odpływem z Regionu Orchońsko-Selengijskiego i sumą dopływu wód rzecznych do granic regionu
1 - miesiące o przewadze odpływu nad dopływem, 2 - miesiące o deficycie odpływu

The difference (ΔQ) between total outflow water from Orchon-Selenga region and sum of the river water outflow to boundary of investigated region
1-months with the superiority of the outflow over the inflow, 2-months with deficit of the outflow



Ryc. 5. Warunki obiegu wody w obszarach ciągłego (A) i nieciągłego (B) występowania zmarzliny oraz w dolinach rzecznych ze zmarzliną wyspową (C) (wg Glazika 1994)

- 1 - zmarzlina, 2 - utwory przepuszczalne sezonowo odmarzające (na zmarzlinie - warstwa czynna),
 3 - utwory przepuszczalne stale odmarznięte, 4 - poziom wód powierzchniowych i podziemnych,
 5 - hydrodynamiczne zwierciadło wód podzmarzlinowych, 6 - kierunek odpływu podziemnego, 7 - źródła,
 8 - infiltracja, 9 - intensywne parowanie; W_n - wody nadzmarzlinowe, W_p - wody podzmarzlinowe,
 W_k - wody podkorytowe, max - maksymalny stan wód powodziowych;
 a₁-a₃, b₁-b₃, c₁-c₃ - sytuacje hydrogeologiczne

Conditions of water circulation in the areas of continuous (A) and discontinuous (B) occurrence of the permafrost and in the river valley with the islands permafrost © (after Glazik 1994)
 1-permafrost, 2-permeable ground seasonally freezing and thawing (over the permafrost-active layer),
 3-permeable and permanently thawed deposits, 4-level of surface and underground waters, 5-hydrodynamic table of under-permafrost waters, 6-directions of underground waters' stream, 7-springs, 8-infiltration, 9-intensive evaporation; W_n - over-permafrost waters, W_p - under-permafrost waters, W_k - under channel waters, max-maximal level of flood waters;
 a₁-a₃, b₁-b₃, c₁-c₃ - hydrogeological situations

Ogólna charakterystyka cech chemicznych wód powierzchniowych Centralnej i Zachodniej Mongolii (wybrane zagadnienia)

Chemical characteristic of surface waters of Central and Western Mongolia

Piotr Gierszewski

Abstract. The article concerns the spatial distribution of the electric conductivity and pH of the surface water of the Central and Western Mongolia. It refers to the orographic and thermal-humidity conditions. The lowest mineralization of water is characteristic for the high mountains areas. In this case, rivers are supplied by rain and snow. High evaporation and ground water inflow effect high mineralization on dry steppe and semidesert areas. In spite of very dry climatic conditions the investigated water mostly (75%) is fresh. The water circle conditions in intermountain basins influence growing mineralisation. Climatic conditions and the type of chemical erosion processes influence the alcalic reaction in river water.

Key words: surface water, climatic conditions, water cycling, electric conductivity.

Wprowadzenie

Warunki klimatyczne są jednym z podstawowych czynników wpływających na wielkość i rodzaj procesów wietrzeniowych. Kontynentalny klimat Mongolii, charakteryzujący się znaczną suchością i niską średnią temperaturą powietrza sprawia, że dominują tutaj procesy, które składają się na wietrzenie mechaniczne. Znajduje to odzwierciedlenie zarówno w typie rzeźby jak i osadach. Nie znaczy to jednak, że wietrzenie chemiczne nie odgrywa w takim środowisku żadnej roli. W najwyższych częściach tego górsko-wyżynnego kraju występuje dostateczna ilość wody, która infiltrując w podłoże skalne wymywa z niego rozpuszczalne składniki mineralne i odprowadza je formującym się w tych obszarach odpływem rzeczny. Zasadniczo słabe natężenie procesów wietrzenia chemicznego wzrasta jednak w okresach deszczowych, kiedy to obejmuje również tereny suchych stepów i półpustyń. Nieliczne do tej pory badania denudacji chemicznej, prowadzone w Mongolii, potwierdzają oddziaływanie tego procesu na środowisko (Kuznetsov 1972; Michalczyk 1979; Lomborinchen, Bat 1992). Wielkość denudacji chemicznej dla zajmującego centralną część kraju pogórza Chentejsko-Changajskiego, określona została od 3 do 5 mm na 1000 lat. Natężenie tego procesu w okresie deszczowego lata, w strefie piętra tajgi górskiej lub lasostepu, może zdaniem Z. Michalczyka (1979) przewyższać nawet 10-krotnie denudację mechaniczną (dorzecze Dunda-Bajdałagijn-goł).

Jedną z najczęściej stosowanych metod służących do określania dynamiki i wielkości wietrzenia chemicznego jest analiza składu chemicznego wody rzecznej. Zawarty w niej rozpuszczony materiał odzwierciedla warunki środowiska przyrodniczego (typ skał, gleb, rzeźby, warunki klimatyczne i hydrologiczne oraz cechy biotyczne) oraz informuje o dynamice procesów zachodzących w zlewni rzecznej.

Pod względem zasobów rzecznych Mongolię można podzielić na dwie wyraźnie różniące się części. Podział ten nawiązuje zasadniczo do warunków opadowych. Na południu kraju oraz w obszarze Kotliny Wielkich Jezior (obszar bezodpływowy Azji Centralnej), gdzie opady są najniższe, rzeki praktycznie nie występują. Okresowo, w czasie ulewnych deszczy, występujące tam suche koryta wypełniają się wodą. Odrębną, o charakterze tranzytowym, grupę cieków stanowią rzeki spływające na ten obszar z otaczających go pasm górskich Changaju i Ałtaju Mongolskiego. Uchodzą one najczęściej do bezodpływowych jezior (np.: Ulaan, Orog, Böön Tsagaan, Khar Us, Uvs). W tym suchym obszarze początek niewielkiemu najczęściej odpływowi daje również występująca w obniżeniach terenu wieloletnia zmarzlina oraz wypływy wód podziemnych związane z liniami uskoków tektonicznych (Wicik 1981). Cieki związane z tego typu alimentacją są jednak niewielkie i w efekcie infiltracji i parowania szybko tracą wodę. W północnej (z wyjątkiem Kotliny Wielkich Jezior) części Mongolii, gdzie warunki opadowe są korzystniejsze, lepiej też rozwinięta jest sieć rzeczna. Jej gęstość osiąga tam wartości przekraczające 0,18 - 0,35 km/km² (wg *Narodowego Atlasu Mongolii* 1990). Obszary zasilania koncentrują się głównie w górach (Changaj, Chentej, Góry Chubsugulskie, Ałtaj Mongolski), a większość rzek prowadzi wodę przez cały rok. Wschodnia i środkowa część północnej Mongolii podzielona jest pomiędzy zlewiska Morza Arktycznego (dorzecze Selengi) i Pacyfiku (dorzecze Kerulenu i Ononu), część zachodnia i część południowa kraju leży w granicach bezodpływowego obszaru Azji Centralnej.

Stan rozpoznania hydrochemicznego wód powierzchniowych Mongolii

Spśród niewielkiej liczby opracowań traktujących w sposób całościowy zagadnienie składu chemicznego wód rzecznych Mongolii na uwagę zasługują opracowania A.T. Ivanova i N.T. Kuznetsova (1953), N.T. Kuznetsova (1959; 1963) oraz materiał kartograficzny zawarty w Narodowym Atlasie Mongolii (1990). Istnieją również opracowania o charakterze regionalnym: Chentej (Michalczyk 1979; Glazik, Soja 1993), Góry Chubsugulskie (Badrah i in. 1976; Zueva, Shpejzer 1978) Ałtaj Mongolski (Tsendee, Mungentsetseg 1995; Bumantsetseg 1995). Ich efektem jest aktualny obraz przestrzennego zróżnicowania mineralizacji i struktury składu jonowego wód rzecznych. Wynika z niego wyraźnie zaznaczająca się strefowość cech hydrochemicznych.

Na podstawie kryterium wielkości mineralizacji ogólnej wody, wyróżnione zostały na obszarze Mongolii cztery obszary (wg Ivanova i Kuznetsova 1953), (ryc 1):

1. Obszar o najniższej zmineralizowanej wodzie (0 - 100 mgdm⁻³) obejmujący najwyżej położone pasma Changaju, Chenteju i Ałtaju Mongolskiego (do tej strefy autorzy zaliczyli również obszar Gór Chubsugulskich, którego wody, jak wykazały późniejsze badania, charakteryzują się wyższą mineralizacją).

2. Wody o mineralizacji 100 - 200 mgdm⁻³ skupiają się w obrębie średniogórzy i niskich gór Changaju, Chenteju, Ałtaju Mongolskiego i Gór Chubsugulskich.

3. Mineralizacja wód rzecznych zawarta pomiędzy 200 - 300 mgdm⁻³ występuje w widłach dolnej Selengi i Orchon, międzyrzeczu dolnego Ononu i Kerulenu, na południowych

średniogórzach Changaju u podnóży Ałtaju Mongolskiego oraz pasmach górskich Togtokhyn shil i Khan Khökhyn nuruu, położonych na południe od jeziora Uvs.

4. Na pozostałej części terytorium Mongolii mineralizacja wody rzek jest wyższa od 300 mgdm^{-3} , i zawiera się najczęściej w granicach od $400\text{-}700 \text{ mgdm}^{-3}$ lub też pozbawiona jest sieci rzecznej. Wynika z tego, że 53% powierzchni Mongolii zajmują wody ultra słodkie i bardzo słodkie (o mineralizacji do 300 mgdm^{-3}).

Pod względem składu jonowego zaznacza się wyraźna dominacja (73%, wg Ivanova i Kuznetsova 1953) wód wodorowęglanowo-wapniowych (ryc.2). Są one charakterystyczne przede wszystkim dla obszarów górskich i, w mniejszym stopniu, dla kotlin części gobijskiej. W obszarach suchych stepów i pustyń Gobi występują głównie wody typu wodorowęglanowo-siarczanowo-sodowego, rzadziej wodorowęglanowo-chlorkowe. Wyżej wymienieni autorzy uważają, że w silniej zmineralizowanych wodach dominującym kationem jest sód, a siarczany stanowią dominujący anion. W wodach o niższej mineralizacji są to odpowiednio wapń i wodorowęglany.

Należy zaznaczyć, że przedstawione wyżej cechy chemiczne wód rzecznych nie odbiegają zasadniczo (z wyjątkiem Gór Chubsugulskich) od obecnego stanu rozpoznania hydrochemicznego, przedstawionego w *Narodowym Atlasie Mongolii* (1990).

Cel i zakres badań

Biorąc pod uwagę wielkość kraju, istnieje jak dotąd niewielka liczba analiz chemicznych (najczęściej jednorazowych) wód powierzchniowych. Obejmuje ona zaledwie kilkadziesiąt cieków, co składa się na obraz hydrochemiczny Mongolii. Fakt ten skłonił autora do przeprowadzenia badań, które chociaż w skromny sposób, uzupełnią zebrany materiał. Sprzyjała temu trasa ekspedycji, która prowadziła przez znaczny obszar Centralnej i Zachodniej Mongolii. Zakres pomiarów dotyczył określenia przewodności elektrycznej wody (*SEC*), potencjału jonów wodorowych oraz temperatury wody. Wąski zakres prowadzonych oznaczeń wynikał z celów badawczych ekspedycji, które zakładały przeglądową charakterystykę środowiska geograficznego tej części kraju. Pomiaru konduktywności wody są jednak dobrą metodą do szybkiego określania stopnia zmineralizowania wody. Wykonywano je przyrządami firmy „Elmetron”: konduktometr CC-311 (z automatyczną kompensacją temperatury do 25°C), pH-metr CP-311, termometr elektroniczny PT-215. Poza punktowymi pomiarami właściwości hydrochemicznych, prowadzonymi na ciekach i jeziorach wzdłuż trasy ekspedycji, zwrócona została również uwaga na cechy wód, związanych z warstwą czynną wieloletniej zmarzliny. W czasie dłuższych postojów obserwowano dobową zmienność badanych parametrów. Dla niektórych rzek wykonane zostały pomiary w górnych i dolnych odcinkach. Okres badań przypadający na czerwiec, charakteryzuje początkowy okres zwiększonego zasilania cieków wodami opadowymi, pochodzącymi z wytapiania wieloletniej zmarzliny, nalożonej oraz śniegu i lodowców w szczytowych partiach gór (Ałtaj Mongolski). W czasie trwania ekspedycji wykonano 151 pomiarów, z czego 113 obejmowało wody płynące i wypływy źródeł, a 38 wody stojące. Ogółem zbadano 56 cieków, z których 29 położonych jest

w zlewisku Morza Arktycznego, pozostałe 27 należą do bezodpływowego obszaru Azji Centralnej.

Omówienie wyników badań i dyskusja

Wyniki pomiarów wykazały znaczne zróżnicowanie przewodnictwa elektrycznego badanych wód, które zawierało się w granicach od $46 \mu\text{S cm}^{-1}$ (rzeka Sugnugurin - zachodnie stoki Chenteju) do $4400 \mu\text{S cm}^{-1}$ (ciek bez nazwy na NE od ajmaku Ałtaj). Jeszcze większe jego wartości zaobserwowano w wodach stojących - $62100 \mu\text{S cm}^{-1}$ (sołoneczak na pustyni Sharga). Jednak przewodność, aż 75,5% badanych wód, zawierała się w granicach od 100 do $500 \mu\text{S cm}^{-1}$, czyli odpowiadała wodom słodkim (tab.1). Uwzględniając tylko wody płynące odsetek ten jest jeszcze większy i wynosi 85,7%. Współczynnik zmienności (odchylenie standardowe do średniej) dla badanych prób był wysoki 461% (tab.1). Tak duża zmienność uwarunkowana jest wysokim przewodnictwem wód stojących, zlokalizowanych w najbardziej suchych obszarach. Dla wód płynących i wypływów źródeł jego wartość była zdecydowanie niższa 127%. Interesujące wyniki daje porównanie wartości przewodnictwa dla poszczególnych zlewisk. Wyższą o ponad 20% wielkością mineralizacji, w porównaniu z rzekami zlewiska Morza Arktycznego, charakteryzują się cieki należące do zlewiska obszaru bezodpływowego Azji Centralnej. Charakterystyczna jest dla nich ponad trzykrotnie większa wartość współczynnika zmienności przewodnictwa elektrycznego wody.

Wody powierzchniowe tej części Mongolii charakteryzują się zasadowym odczynem. Ponad 50%, a w przypadku rzek 70% wykazywało wartości pH w przedziale od 8 do 8,5. Zbliżone wartości potencjału jonów wodorowych charakterystyczne są dla obydwu zlewisk, a obliczone współczynniki zmienności wskazują na niewielkie zróżnicowanie tego parametru (tab.1).

Na podstawie zebranego materiału pomiarowego sporządzony został szkic przestrzennej zmienności przewodności elektrycznej wód powierzchniowych Centralnej i Zachodniej Mongolii (ryc.3). Widoczne na nim powierzchnie o najniższej wartości przewodnictwa, a więc i mineralizacji ogólnej wody, pokrywają się z obszarami wysokogórkimi Changaju, Chenteju, Ałtaju Mongolskiego oraz Gór Chubsugulskich. Średnie wartości występują w obszarze międzygórza Changajsko-Chentejskiego (południowa część regionu Orchońsko-Selengijskiego), na wschodnich stokach Ałtaju Mongolskiego oraz w górach Khan Khökhiiyn. Najbardziej zmineralizowane są wody cieków obszarów pustynnych i suchych stepów Kotliny Wielkich Jezior i Doliny Jezior.

Przedstawiona na szkicu przestrzenna zmienność wielkości przewodnictwa elektrycznego wód powierzchniowych, w związku z charakterem ekspedycji, jest bardzo schematyczna. Nie uwzględnia ona szeregu czynników lokalnych związanych ze zróżnicowaniem budowy geologicznej, rzeźby, gleb, warunków obiegu wody, typu fitocenozy, itd. Źródłem rozpuszczonych w wodzie soli jest materiał skalny, który w przypadku większej części obszaru Mongolii jest odporny na procesy rozpuszczania. Obszary górskie zbudowane są głównie ze skał krystalicznych i metamorficznych (kwarcyty, łupki, granitoidy), a w

Chenteju i Changaju także osadowych, w postaci piaskowców i konglomeratów. Mniejszy udział mają w budowie tych gór skały wulkaniczne (bazalty i tufy), które skupiają się głównie na zachód od Bułganu, w dolinie górnego Orchonu i nad jeziorem Terchin Cagan. W budowie Gór Chubsugulskich znaczny udział mają również skały węglanowe (wapienie, dolomity). Z faktem tym niektórzy badacze wiążą wyższą wartość mineralizacji wody rzeki Eg i niektórych dopływów jeziora Chubsuguł, w porównaniu z innymi ciekami obszarów wysokogórskich (Badrah i in. 1976). Objęta badaniami Kotlina Wielkich Jezior i Dolina Jezior zbudowana jest podobnie jak większa część Gobi, z piaskowców i konglomeratów wieku kredowego i trzeciorzędowego. Występujące w obrębie tych krain ostańce strukturalno-denudacyjne, zbudowane są najczęściej ze skał krystalicznych. Taki typ materiału skalnego warunkuje niski stopień zmineralizowania wody oraz zasadniczo jednorodną strukturę jej składu chemicznego (wody typu wodorowęglanowo-wapniowego). Lokalnie, głównie w strefach deformacji tektonicznych, mają miejsce wypływy wód podziemnych typu szczelinowego o wyższej mineralizacji i innym składzie jonowym np. prawe dopływy górnego Orchonu - Chujirt i Charbang, gdzie stwierdzono kilkakrotnie wyższe przewodnictwo wody (473 i $400 \mu\text{S cm}^{-1}$) niż w Orchonie. Ich dopływ nie spowodował jednak znaczącego wzrostu mineralizacji wody górnego Orchonu. Wielkość przewodności jego wody około 40 km powyżej tych dopływów wynosiła $136 \mu\text{S cm}^{-1}$, natomiast poniżej (30 km) $185 \mu\text{S cm}^{-1}$. Również N.T. Kuznetsov (1959) wspomina o podwyższonej zawartości siarczanów w miejscu dopływu wód mineralnych do Orchonu. Podwyższoną mineralizację (SEC powyżej $500 \mu\text{S cm}^{-1}$) związaną najprawdopodobniej z dopływem wód mineralnych, zaobserwowano również w niewielkich lewych dopływach dolnego Orchonu (okolice Erdenet). W związku ze złożonymi warunkami tektonicznymi, miejsc tego typu wypływów jest na obszarze Mongolii wiele (por. „*Mapa hydrogeologiczna*”, *Narodowy Atlas Mongolii* 1990). O samowypływach, silnie zmineralizowanych wód podziemnych typu szczelinowego, na liniach uskoków tektonicznych, na południowych przedgórzach Chenteju pisze również B. Wicik (1981). Zasilanie rzek wodami podziemnymi jest ważnym czynnikiem kształtującym ich właściwości hydrochemiczne. Jego uwzględnienie wykracza jednak poza ramy prowadzonych badań ekspedycyjnych.

Uwarunkowania natury regionalnej, które można uwzględnić w badaniach o przeglądowym charakterze wskazują, że zmienność mineralizacji uzależniona jest przede wszystkim od czynnika orograficznego. Przemawia za tym wzrost mineralizacji wody w kierunku obszarów dolnej części zlewni. Zależność ta stwierdzona przez A.T. Ivanova i N.T. Kuznetzova (1953), potwierdzona została również w trakcie badań prowadzonych w 1996 roku (zlewnie: Orchonu, Tuj, Tes, Selengi). Panujące w obszarach wysokogórskich warunki klimatyczne, charakteryzujące się najwyższymi sumami opadów atmosferycznych i najniższymi wartościami parowania z wolnej powierzchni wody sprawiają, że właśnie tam inicjowana jest zasadnicza część odpływu rzeczno-kraju. Zasilanie deszczowo-śnieżne, trudno rozpuszczalne skały oraz szybki spływ wód, a więc i krótki czas kontaktu wód opadowych z podłożem skalnym powoduje, że charakteryzują się one niską mineralizacją. Przykładami takich rzek są w Changaju: górny odcinek Orchonu (101 - $185 \mu\text{S cm}^{-1}$), (fot.3), Tsagan-Turutuin ($102 \mu\text{S cm}^{-1}$), Zag 153 ($\mu\text{S cm}^{-1}$), w Chenteju rzeka Sugnugurin ($46 \mu\text{S cm}^{-1}$), a w

Altaju Mongolskim rzeki Buyant, Khovd i Kharhira (*SEC* dla dolnych odcinków: 167, 108, 132 $\mu\text{S cm}^{-1}$). W przypadku wymienionych rzek Altaju Mongolskiego niską mineralizację wody warunkuje duży udział zasilania śnieżnego oraz lodowcowego (Tsendee, Mungentsetseg 1995), (zasilanie to według opisu zamieszczonego w *Atlasie Narodowym* stanowi do 70%). Cechą dolin rzecznych północnej Mongolii jest występowanie szerokich płaskodennych kotlinowatych rozszerzeń o tektonicznej genezie (Glazik 1995). Ich znaczenie hydrologiczne polega przede wszystkim na retencji wód opadowych spływających z otaczających stoków i górnej części zlewni (Glazik, Soja 1993). W dolinach tego typu, o czym pisze Z. Babiński (1980), mają miejsce sprzyjające warunki do występowania wieloletniej zmarzliny, o znacznej nieraz miąższości. Jej częściowe wytapianie w okresie letnim stanowi istotne źródło zasilania sieci rzecznej (Glazik 1994). Tektoniczne założenie tych kotlin sprawia, że częste są również wypływy podzmarzlinowych wód szczelinowych. Złożone warunki obiegu wody w tych obszarach, typ osadów (najczęściej ilasto-piaszczysty) oraz równinna rzeźba sprzyjają wydłużeniu czasu kontaktu wody z osadami. Wszystkie te czynniki wpływają na podniesienie wielkości mineralizacji wody w cieku odwadniającym kotlinę. Rolę kotlin w transformacji cech chemicznych wód zasilających ciek zaobserwowali w trakcie badań w zlewni Baruun-Bayan (południowo-wschodni Chentej) R. Glazik i R. Soja (1993). Stwierdzili oni 15-20% wzrost mineralizacji wody w cieku poniżej kotliny, w okresie po wezbraniowym. Przeprowadzone w dniach od 11 do 15 czerwca 1996 roku pomiary w dolinach rzek Tsagan turutuin goł i Olgoing-goł wykazały również przyrost mineralizacji wód rzecznych, w obrębie kotlin śródgórskich. Rzeki te przepływają przez szerokie płaskodenne tektoniczne kotliny Bajan-Nuurin-Khotgor i Tot-Nuurin-Khotgor (oddzielające Changaj od Wyżyny Południowo Changajskiej) wypełnione piaszczysto-mułkowym materiałem pochodzenia zastoiskowego i aluwialnego. Powszechnie występujące tam formy zmarzlinowe typu pingo wschodniogrenlandzkiego (Babiński 1994) świadczą o znacznej aktywności znajdujących się pod ciśnieniem wód podzmarzlinowych, które wykorzystując szczeliny i taliki wypływają na powierzchnię, zasilając wody rzeczne. Przewodność elektryczna wody rzeki Tsagan turutuin goł, którą zarejestrowano na jej wejściu w obszar kotliny (powyżej miejscowości Mandat) wynosiła 102 $\mu\text{S cm}^{-1}$, by po przepłynięciu w jej granicach 18 kilometrów wzrosnąć do 182 $\mu\text{S cm}^{-1}$ i 205 $\mu\text{S cm}^{-1}$ przy wypływie z kotliny (23 km). Ten jednokrotny przyrost przewodności związany jest w tym wypadku z zasilaniem cieku bardziej zmineralizowanymi wodami podzmarzlinowymi. Ich przewodność zmierzona w kilkunastu punktach zawierała się w granicach od 391 do 487 $\mu\text{S cm}^{-1}$. Pomiary na kontakcie (w strefie mieszania - wypływy w dnio koryta) wód rzecznych i podzmarzlinowych dały wyniki 259-308 $\mu\text{S cm}^{-1}$, (fot.16). Podobną sytuację zaobserwowano w sąsiedniej kotlinie odwadnianej przez rzekę Olgoin goł. W jej wyżej położonym odcinku (powyżej miejscowości Galut) przewodność wody wynosiła 192 $\mu\text{S cm}^{-1}$, a w części dolnej 233 $\mu\text{S cm}^{-1}$. Konduktywność zasilających rzekę wód podzmarzlinowych wahała się od 266 do 410 $\mu\text{S cm}^{-1}$. Towarzyszące wypływowi wód podziemnych nalodzie świadczą o trwałości tego zasilania (fot.15).

Należy przypuszczać, że wyżej opisana sytuacja jest typowa dla innych kotlin śródgórskich i obszarów średniogórzy centralnej i zachodniej Mongolii. Mniejsza energia

rzeźby, szersze doliny rzeczne powodują, że dopływ wody do koryta jest dłuższy, a tym samym dłuższy jest okres jej ługującego oddziaływania, początkowo na grubo okrucową zwietrzelinę, a następnie drobny materiał deluwialny i aluwia rzeczne.

Dalszy wzrost mineralizacji wód rzecznych zachodzi w obszarach suchych stepów i pustyń (Kotlina Wielkich Jezior i Dolina Jezior, Wyżyna Południowochangajska), o wyraźnej przewadze parowania nad zasilaniem opadowym. W obszarze tym występują dwie grupy cieków. W dużych, zasobnych w wodę rzekach o charakterze tranzytowym, których obszar zasilania związany jest z najwyższymi partiami Changaju i Altaju Mongolskiego, mineralizacja nie ulega zasadniczym zmianom dzięki większej suchości klimatu. Przykładami takich rzek są spływające z Changaju na południe: Ongi ($SEC-175 \mu S cm^{-1}$ koło Arvaykheer), Tüy ($162 \mu S cm^{-1}$ w Bayankhongor i $257 \mu S cm^{-1}$ w rejonie ujścia do jeziora Orog), Zavkhan ($138 \mu S cm^{-1}$ koło Guulin) oraz związane ze wschodnim skłonem Altaju Mongolskiego: Buyant ($167 \mu S cm^{-1}$ w Khovd), Khovd ($108 \mu S cm^{-1}$ w górnej części delty) oraz Kharkhira ($132 \mu S cm^{-1}$ koło Ulaangom). Drugą grupę stanowią mniejsze cieki, często o charakterze okresowym, których źródła znajdują się na Wyżynie Południowochangajskiej, górach Khan Khökhiiyn oraz w obrębie samych kotlin. Niskie sumy opadów powodują, że ich odpływ kształtują w większym stopniu bardziej zmineralizowane wody podziemne np. rzeki: Buduunij, Garid, Taats, Baruntuurun, Zuunturuun (SEC od 408 do $494 \mu S cm^{-1}$). Jeszcze większe wartości mineralizacji wykazują wody cieków, którym początek dają wypływy wód podziemnych w obszarach suchych stepów i pustyń. Zmierzone wartości przewodnictwa elektrycznego dały wyniki od 557 do $4400 \mu S cm^{-1}$. Wysoka mineralizacja wody związana jest w tym wypadku, z różnymi czynnikami, z których najważniejsze to: dominacja zasilania podziemnego, procesy ewapotranspiracji, rozpuszczanie zasolonych osadów.

Poza krótkimi okresami kiedy rzeki obszarów suchych zasilane są wodami opadowymi, ich odpływ kształtują wody podziemne o różnej wielkości mineralizacji (Wicik 1981). Ciśnienie pod wpływem którego one występują powoduje, że w trakcie ich przemieszczania się ku powierzchni (szczególnie wzdłuż uskoków tektonicznych) przemywają one często zasolone serie kredowo-trzeciorzędowe, zawierające łatwo rozpuszczalne strącenia soli. Znaczne zasolenie wód podziemnych, a w rezultacie i powierzchniowych związane jest również z intensywnie zachodzącą w tej strefie klimatycznej ewapotranspiracją. Zagadnienie to dla obszaru Azji Centralnej szeroko przedstawił A.J. Perelman (1971).

Wykryształowane w obrębie powierzchniowej warstwy skał, łatwo rozpuszczalne sole wypłukiwane intensywnie w czasie opadów, podnoszą mineralizację wody rzecznej w początkowej fazie wezbrania. Na zjawisko występowania takich „powodzi jonowych” zwrócili uwagę R. Glazik i R. Soja (1993). Jest ono charakterystyczne nie tylko dla klimatu suchego, ale również i umiarkowanego. Badania I.D.L. Fostera i D.E. Wallinga (1978) w Anglii oraz obserwacje autora w Kotlinie Płockiej, wskazują na wzrost koncentracji soli odpływających korytem rzeczonym w czasie opadów, występujących po długotrwałych okresach bezdeszczowych. Wzrost mineralizacji wód powierzchniowych warunkują również procesy eoliczne. Wiatr unoszący drobny pył zawierający dużo łatwo rozpuszczalnych związków

przenosi je w środowiska zawierające mniej materiału podlegającego rozpuszczaniu, gdzie w trakcie opadów są one wprowadzane w obieg hydrochemiczny.

Szereg wymienionych wyżej procesów udało się zaobserwować w czasie ekspedycji. Przykładem ilustrującym wzrost mineralizacji w wyniku intensywnego parowania mogą być: okresowy ciek płynący w okolicy Bayanteeg (Dolina Jezior), (fot.11) oraz rzeka Guramsany (dopływ jeziora Uvs). Pomiary wykonane w kilka dni po przejściu wezbrania opadowego (informacja od okolicznych mieszkańców) wykazały podwyższone wartości przewodnictwa elektrycznego wody (896 i 750 $\mu\text{S cm}^{-1}$) w stosunku do cieków płynących w pobliżu o stałym charakterze zasilania (483 i 450 $\mu\text{S cm}^{-1}$). Na wilgotnym jeszcze dnie koryta i równinie zalewowej występowały wykwitły solne, a w płytkich rozlewiskach stwierdzono bardzo wysoką mineralizację (*SEC* do 9640 $\mu\text{S cm}^{-1}$). Zasolone aluwia pozostające w korycie zostaną ponownie wprowadzone w odpływ w czasie kolejnego wezbrania. Na zjawisko wzrostu mineralizacji wody rzecznej w początkowej fazie wezbrania, spowodowanej rozpuszczaniem wykwitów solnych, zwrócił uwagę T. Kuznetsov (1963). Interesujące są również wyniki pomiarów przeprowadzonych na rzece Dund Tsenkher (poniżej Mankhananu). Rzeka ta wraz z jej dopływem Khojd Tsenkher bierze początek w najwyższych częściach Ałtaju Mongolskiego, a w dolnym odcinku płynie w powierzchni rozległego stożka napływowego, zbudowanego ze skał krystalicznych. W jego obrębie akumulowany jest przenoszony przez wiatr zasolony pył, pochodzący z rozległych solonczaków, występujących w tej części Kotliny Wielkich Jezior. Jego wypłukiwanie powoduje wzrost mineralizacji i zmętnienia wody w czasie wezbrań opadowych. Potwierdziły to obserwacje przeprowadzone w dniach 18-19.06.1996. Pierwszego dnia zanotowano przewodność 419 $\mu\text{S cm}^{-1}$ w obecności sporej ilości zawiesiny. W dniu następnym, przy niższym o 5 cm poziomie wody i niewielkim jej zmętnieniu, przewodność wynosiła 326 $\mu\text{S cm}^{-1}$. W znajdujących się w pobliżu wypływach wód podziemnych, zasilających ciek w okresach międzyopadowych, mineralizacja była znacznie niższa (*SEC* 202 i 225 $\mu\text{S cm}^{-1}$).

Jak już wcześniej zaznaczono, poza pomiarami wielkości mineralizacji wód rzecznych, określano również jej wielkość w wodach stojących. Pomiary wykonywano w zbiornikach o różnej genezie: jeziora termokrasowe, deflacyjne, tektoniczne. Wysokie wartości parowania z powierzchni wody oraz niski stopień trofii w jeziorach słodkowodnych powodują, że większość zbiorników charakteryzuje się wysoką mineralizacją (szczególnie w przypadku jezior bezodpływowych). Powszechnie występującymi zbiornikami wód stojących na obszarze Mongolii są jeziora typu termokrasowego. Zasilane są one wodami podzmarzlinowymi, których przewodność wynosi najczęściej od 300-400 $\mu\text{S cm}^{-1}$. W młodych jeziorach popingowych, charakteryzujących się znaczną wymianą wody, jej mineralizacja jest taka sama jak wód zasilających. Z upływem czasu misy ich stają się głębsze, zasilanie podzmarzlinowe maleje, odpływ zanika, a w efekcie parowania, mineralizacja ich wód wzrasta. Pomiary przeprowadzone w jeziorach tego typu w kotlinie Bajan-Nuurin-Khotgor wykazały, że przewodność w formach młodych (z fragmentami lodu) jest najniższa, przeciętnie 450 $\mu\text{S cm}^{-1}$, w starszych wzrasta do około 700-900 $\mu\text{S cm}^{-1}$, a w najstarszym jeziorze znajdującym się w fazie zaniku 1518 $\mu\text{S cm}^{-1}$. Jeszcze wyższe wartości przewodnictwa wody, przekraczające

8000 $\mu\text{S cm}^{-1}$, stwierdzono w jeziorach typu ałtasowego, położonych w środkowej części zlewni rzeki Boroo. Najbardziej zasolone są oczywiście bezodpływowe jeziora typu deflacyjnego (sołonczaki) położone w strefie pustyń np. na pustyni Sharga - 58500 $\mu\text{S cm}^{-1}$, (fot.19). Niską mineralizacją wody cechuje się jezioro Chubsugul *SEC* - 206 $\mu\text{S cm}^{-1}$. Wynika ona z położenia jeziora w obszarze górskim, gdzie zasilanie słabo zmineralizowanymi wodami opadowymi jest wysokie, a wartości parowania niskie. Inne wielkie jeziora o założeniu tektonicznym, położone w mniej korzystnych pod tym względem warunkach, pomimo że zasilane są również słabo zmineralizowanymi wodami rzecznyymi, mają znacznie wyższe wartości mineralizacji np. jezioro Orog (*SEC* 1923 $\mu\text{S cm}^{-1}$) zasilane rzeką Tuj (*SEC* 257 $\mu\text{S cm}^{-1}$), (fot.12) lub jezioro Khar (530-620 mg dm^{-3}) zasilane wodami rzek Khovd i Buyant (108-255 mg dm^{-3}), (dane wg Bumantsetsega 1995).

Obok pomiarów przewodnictwa elektrycznego wody, równoległe wykonywane były pomiary potencjału jonów wodorowych. Wykazały one zasadniczo małą zmienność tego parametru w poszczególnych regionach (tab.1). Praktycznie wszystkie wody analizowanych cieków i jezior charakteryzowały się odczynem słabo zasadowym (wg podziału Z. Pazdry 1990). Związane jest to generalnie z cechami klimatu (suchy i chłodny), w którym dominuje wietrzenie chemiczne typu węglanowego (Perelman 1971). Alkalizacja środowiska w warunkach małej ilości kwasów organicznych i słabego przemywania osadów, przejawia się zarówno w węglanowym charakterze zwierzelin, słabym odwapnieniu poziomów glebowych (Jankowski 1997) oraz znacznej zawartości związków węglanowych w materiale roślinnym.

Wnioski

Pomimo wąskiego zakresu badań trasa ekspedycji umożliwiła poznanie stopnia zróżnicowania mineralizacji wód powierzchniowych na znacznym obszarze kraju. Na tej podstawie możliwe jest sformułowanie kilku wniosków natury ogólnej. Są one zasadniczo zbieżne z wyrażonymi wcześniej poglądami przez innych badaczy tego zagadnienia na obszarze Mongolii.

Należy uznać, że najważniejszymi czynnikami odpowiedzialnymi za przestrzenną zmienność mineralizacji wód powierzchniowych są warunki orograficzne i termiczno-wilgotnościowe. W ujęciu regionalnym słabiej zaznacza się wpływ czynnika litologicznego, który jedynie lokalnie modyfikuje ich skład jonowy i wielkość mineralizacji.

Cieki o najniższej mineralizacji związane są z najwyższymi położonymi obszarami wysokogórkimi, gdzie zasilanie opadowo-śnieżne jest największe, a spływ wód najszybszy.

Zaobserwowano, że wzrost mineralizacji wód rzecznych odbywa się w kierunku od grzbietów górskich do przedgórzy. Ważną rolę odgrywają w tym przypadku struktury tektoniczne, dzięki którym możliwy jest wypływ bardziej zmineralizowanych wód podziemnych. Szczególne znaczenie w obiegu wody i wyługowanej materii mają kotliny śródgórskie. Są one miejscem koncentracji i okresowej retencji wypływów wód podziemnych i spływających z górnej części zlewni słabo zmineralizowanych wód opadowych i roztopowych.

Obszary występowania wód o najwyższej mineralizacji pokrywają się z regionami charakteryzującymi się szczególnie wysokim parowaniem. Zachodzą tam powtarzające się procesy krystalizacji i rozpuszczania soli, nawiązujące do przebiegu opadów atmosferycznych. Ważną rolę w tym środowisku odgrywa również wiatr przenoszący zasolony pył mineralny, który w kontakcie z wodą podnosi jej mineralizację.

Charakterystyczną cechą dla pustynnej części Mongolii jest istnienie dużych rzek tranzytowych spływających do Kotliny Wielkich Jezior i Doliny Jezior z obszarów górskich. Ich wody charakteryzują się znacznie niższą mineralizacją niż ciekł miejscowe.

Warunki klimatyczne i związane z nimi charakter procesów wietrzenia chemicznego, decyduje o dużej alkaliczności środowiska, a tym samym o słabo-zasadowym odczynie większości wód powierzchniowych.

Literatura

- Babiński Z., 1980, *Problem występowania wieloletniej zmarzliny na terytorium Mongolskiej Republiki Ludowej*, Czas. Geogr., 60, 4, 401-415.
- Babiński Z., 1994, *Rozwój i degradacja form zmarzlinowych typu pingo w Kotlinie Bajan-Nuurin-Khotnor, Góry Changaj (Mongolia)*, Przegl. Geogr., 66, 1-2, 133-150.
- Badrah D. i in. 1976, *Chimiczeskij sostaw atmosferycznych osadków i powierzchniowych wód*, (w:) Sodnom N., Łosiew N.T (red.), *Prirodnyje usłowija i rieszursy Prychubsugula MNR*, 207-228, Nedra, Moskwa.
- Bumantsetseg E., 1995, *Niekotorye przedwarietelnye riezultaty gidrochimiczeskogo analiza ozera Char Us, vpadajuszczich v niego rek*, (w:) *Prirodnyje usłowija i rieszursy Zapadnoj Mongolii i sopredielnych regionov*, Vtoraja mieżdunarodnaja naucznoj konfierencja 19-23. 09. 1995, Khovd, 6-7.
- Foster I.D.L., Walling D.E., 1978, *The effects of the 1976 drought and autumn rainfall on stream solute levels*, *Earth Surface Processes*, 3, 393-406.
- Glazik R., 1994, *Wpływ wieloletniej zmarzliny na obieg wody w Mongolii*, Przegl. Geogr., 66, 3-4, 327-343.
- Glazik R., 1995, *Obieg wody w klimacie kontynentalnym na przykładzie Północnej Mongolii*, *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 164.
- Glazik R., Soja R., 1993, *Obieg wody na południowym skłonie Chenteju na przykładzie zlewni Baruun-Bayan (Mongolia)*, *Folia Geogr., Ser. Geogr.-Physica*, 24-25, 111-125.
- Ivanov A.T., Kuznecov N.T., 1953, *Chimizm rek Mongolskoj Narodnoj Respubliki*, *Izv. AN SSSR, Ser. Geogr.*, 4, 28-38.
- Jankowski M., 1998, *Odzwierciedlenie cech pustynnych oraz zmarzlinowych na powierzchni i w profilach gleb, na przykładzie wybranego transektu w mongolskiej strefie półpustyni*, *Zeszyty IG i PZ PAN (ibid.)*.
- Kuznecov N.T., 1959, *Gidrografija rek Mongolskoj Narodnoj Respubliki*, *Inst. Geogr. AN SSSR, Izd. AN SSSR, Moskwa*.
- Kuznecov N.T., 1963, *Chimizm recznych vod Centralnoj Azii*, *Izv. AN SSSR, Ser. Geogr.*, 4, 3-13.

- Kuznecov N.T., 1972, *K poznaniu denudacji na primiere gor Centralnoj Mongolii*, Izv. AN SSSR, Ser. Geogr., 1, 25-35.
- Lomborinchen R., Bat B., 1992, *Skorost sovremiennoj denudacji Changaj-Chentejskogo Nagoria*, *Geomorfologia*, 1, Ros.AN, 86-89.
- Michalczyk Z., 1979, *Właściwości fizyczno-chemiczne wody i denudacja chemiczna w dorzeczu Dunda-Bajdałajgn-goł*, Ann. UMCS, Sec. B, 34, 2, 23-51.
- Narodowy Atlas Mongolii*, 1990, Wyd. Akad. Nauk MRL i Akad. Nauk ZSRR, Ulan Bator-Moskwa.
- Pazdro Z., Kozerski B., 1990, *Hydrogeologia ogólna*, Wyd. Geol. Warszawa.
- Perelman A.J., 1971, *Geochemia Krajobrazu*, PWN, Warszawa.
- Tsendee B., Mungentsetseg A., 1995, *Results of investigations in chemical composition of unruning out rivers of Central Asia*, (w:) *Prirodnyje uslovija i resursy Zapadnoj Mongolii i sopredelnych regionov*, Vtoraja międzynarodnaja nauczna konferencja 19-23. 09. 1995, Khovd, 19-20.
- Wicik B., 1981, *Hydrogeochemia stepów Środkowej Mongolii*, *Przeł. Geof.*, 26, 3, 131-142.
- Zueva M.A., Shpejzer G.M., 1978, *The hydrochemical characteristic of natural waters of the lake Khubsugul west littoral*, (w:) *Natural conditions and resources of Prikhubsugul (Mongolian Peoples Republic)*, Proceedings of Soviet-Mongolian complex Khubsugul Expedition, sixth issue, Irkutsk-Ulan-Bator, 106-110.

Tabela 1. Procentowy udział badanych wód powierzchniowych w przedziałach

SEC ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	a		pH	b	
	%	%		%	%
0-99	2,6	1,4	6,5-6,99	0,7	0
100-199	15,9	17,1	7,0-7,49	0	0
200-299	21,8	22,9	7,5-7,99	17,9	7,1
300-399	16,6	20	8,0-8,49	54,3	70
400-499	21,2	25,7	8,5-8,99	22,5	20
500-599	4,6	4,3	9,0-9,49	4	2,9
600-699	2	1,4	9,5-9,99	0,7	0
700-799	1,3	1,4			
800-899	1,3	1,4			
900-999	2	2,9			
pow. 1000	10,6	1,4			

a - wszystkie analizowane punkty (liczba prób 151)

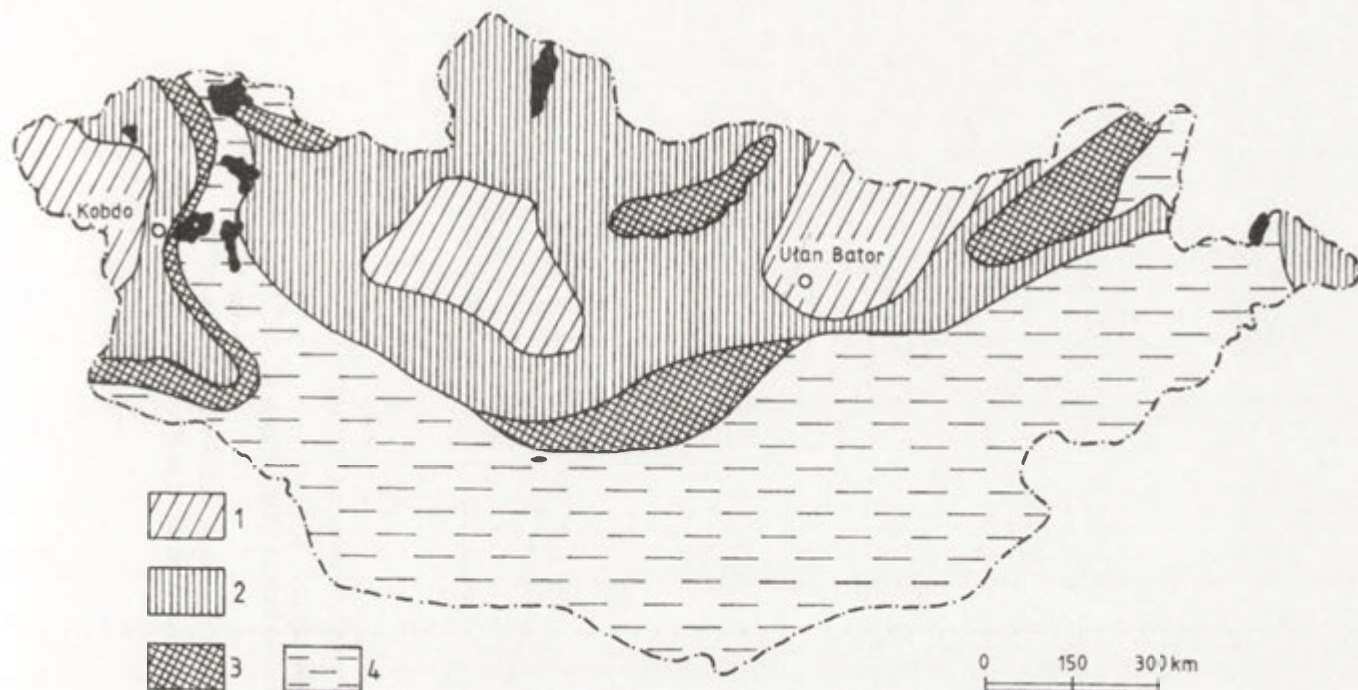
b - wody płynące (liczba prób 70)

Charakterystyka statystyczna badanych prób wody

obiekt badań	liczebność	SEC ($\mu\text{S cm}^{-1}$)			pH		
		średnia	mediana	wsp.zm.(%)	średnia	mediana	wsp.zm.(%)
wszystkie punkty	151	1516,8	336	461	8,32	8,32	4,69
wody płynące	70	404,6	322	127	8,38	8,35	3,22
wody płynące-a	36	448,2	298,5	155	8,42	8,38	3,44
wody płynące-b	34	358,4	344	47	8,33	8,35	2,88

a- zlewisko obszaru bezodpływowego Azji Centralnej

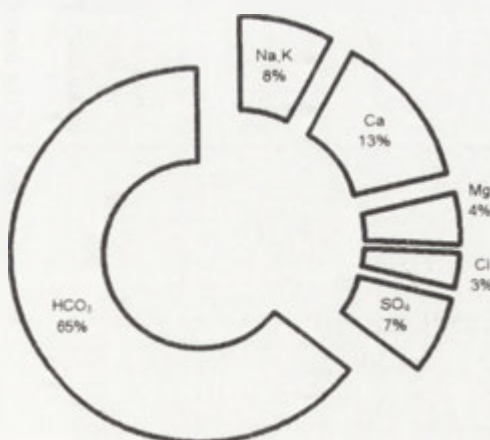
b- zlewisko Morza Arktycznego



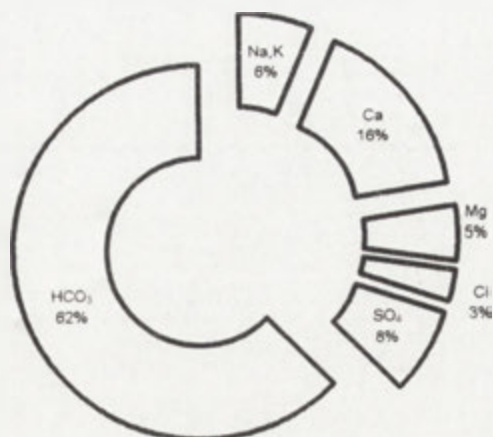
Ryc. 1. Mineralizacja wód rzecznych na obszarze Mongolii (wg Ivanov, Kuznecov 1953, uzupełnione)
1 - od 30 do 100 mgdm^{-3} , 2 - od 100 do 200 mgdm^{-3} , 3 - od 200 do 300 mgdm^{-3} , 4 - powyżej 300 mgdm^{-3}

Mineralisation of the river waters in Mongolia (after Ivanov, Kuznecov 1953, supplemented)
1-from 30 to 100 mgdm^{-3} , 2-from 100 to 200 mgdm^{-3} , 3-from 200 to 300 mgdm^{-3} , 4-over 300 mgdm^{-3}

Zlewisko Morza Arktycznego

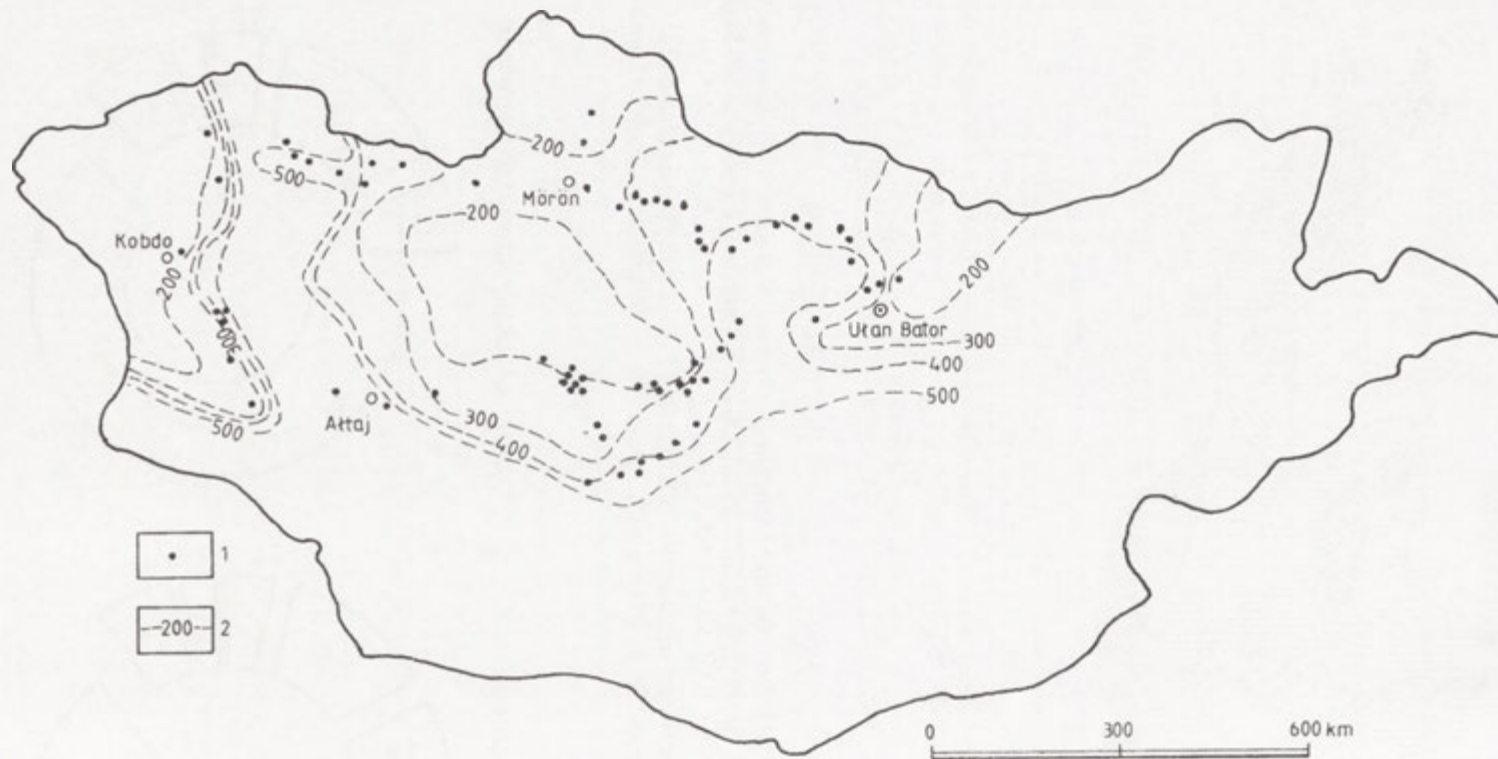


Obszar bezodpływowy Azji Centralnej



Ryc. 2. Przeciętny skład jonowy wód rzecznych (opracowane na podstawie danych Kuznecov 1959)

Average ion composition of the river waters (elaborate after Kuznecov 1959 data)



Ryc. 3. Szkic zmienności przewodności elektrycznej wód powierzchniowych
w Centralnej i Zachodniej Mongolii
1 - lokalizacja punktów pomiarowych, 2 - wartość przewodności elektrycznej w $\mu\text{S cm}^{-1}$

Sketch of the electric conductivity variation of surface waters in Central and Western Mongolia
1-localization of measurement points, 2-electric conduction value in $\mu\text{S cm}^{-1}$

Charakterystyka wieloletniej zmarzliny i jej form powierzchniowych na trasie ekspedycji

Characteristic of the permafrost and its surface forms on the expedition's route

Zygmunt Babiński

Abstract. This paper presents the permafrost occurrence and its forms in areas along the route geographical expedition „*Mongolia 96*”, on the background of G.E. Gravis map's permafrost in Mongolia. The pingo forms open system is characterized with consideration to the problem of their origin and degradation. These problems are dealt with on the basis of author's own studies carried out in the zone of island permafrost in Khangai Mountains occurred during the years 1974, 1975 and 1992. Since the last several humid years the high dynamics of the form used to be observed.

Key words. Mongolia, permafrost, pingo open system.

Wprowadzenie

Występowanie wieloletniej zmarzliny jest ściśle związane z odpowiednimi warunkami makroklimatycznymi danego regionu, charakteryzującymi się przede wszystkim ujemnym bilansem termicznym. Z tego względu wieloletnią zmarzliną nazywa się glebę, grunt lub skałę, której średnia roczna temperatura jest niższa od 0°C , pozostając w tym stanie przynajmniej przez dwa lata (Jahn 1970). Natomiast według A.A. Zemcova (1960), zewnętrzna granica wieloletniej zmarzliny o charakterze nieciągłym znajduje się w miejscu, w którym średnia roczna temperatura powietrza mieści się w granicach od -1°C do -5°C . Na obszarach chłodniejszych występuje zmarzlina o charakterze ciągłym, przybierając znaczne miąższości przy temperaturze powietrza niższej niż -8°C .

Biorąc pod uwagę kryterium termiczne wydzielenia występowania wieloletniej zmarzliny, Mongolia w 70% objęta jest zlodowaceniem podziemnym (ryc.1). Nie stanowi go jednak jednolity płaszcz zmarzlinowy, lecz zróżnicowane przestrzennie i głębokościowo płyty scementowanego lodem gruntu i skały. Dzięki temu faktyczna powierzchnia wieloletniej zmarzliny obejmuje tylko około 15% tego kraju, zaś jej miąższość, określona na podstawie wierceń geologicznych, waha się od kilkunastu centymetrów do około 140 m (Gravis 1974, Zabolotnik 1974). Jest to związane z peryferyjnym (krańcowym) charakterem występowania zmarzliny w Mongolii (zostaje tu osiągnięta najniższa szerokość geograficzną 43°N na kuli ziemskiej).

Charakterystyka wieloletniej zmarzliny w strefie badań

Podstawą do określenia warunków występowania wieloletniej zmarzliny na trasie ekspedycji „Mongolia 96” jest mapa rozprzestrzenienia zmarzliny na terytorium Mongolii, wykonana pod kierunkiem G.F. Gravisa (1974), z uwzględnieniem odmarzania i przemarzania gruntów (Szarchuu 1979). G.F. Gravis (1974) wydzielił aż 5 typów stref jej występowania - sporadycznego, wyspowego-rzadkiego, wyspowego bardziej zwartej, przerywanego (półwyspowego) i ciągłego. Podziału tego dokonano głównie na podstawie badań terenowych, w ramach których wykonano około 3000 szurfów oraz 200 odśnieżeń, a także wierceń geologicznych. Przy wyznaczaniu granic poszczególnych stref, zwłaszcza dotyczy to trudnego do wydzielenia pasa o charakterze sporadycznego występowania wieloletniej zmarzliny, stosowano kryterium geomorfologiczne, poprzez rozpoznanie form zmarzlinowych typu bugrów, ping czy procesów soliflukcji. Należy dodać, że w niektórych rejonach Mongolii G.F. Gravis nie prowadził bezpośrednich badań, lecz przyjął granice zmarzliny na podstawie przebiegu temperatury powietrza (Głazik 1995). Tymczasem najnowsze pomiary temperatury powietrza wskazują, że przyjęte przez G.F. Gravisa dane klimatyczne są mało dokładne, stąd i określone przez niego granice zmarzliny mogą być błędne. Nie mniej jednak mapa G.F. Gravisa (1974) występowania wieloletniej zmarzliny jest, jak dotychczas, najbardziej wiarygodnym materiałem badawczym w tej dziedzinie. Zgeneralizowaną wersję tej mapy przedstawiono na rycinie 1.

Trasa ekspedycji „Mongolia 96” przebiegała przez wszystkie 5 stref rozprzestrzenienia wieloletniej zmarzliny, ze strefą pozbawioną zmarzliny włącznie (ryc. 1).

Najniższą, najbardziej peryferyjną strefą zalegania wieloletniej zmarzliny jest pas zmarzliny o charakterze sporadycznym. Strefa ta obejmuje aż 46,6% całego obszaru jej występowania w Mongolii. Wieloletnia zmarzlina zalega tu w postaci niewielkich wysp nie przekraczających kilkuset m² w obniżeniach źródłiskowych międzygórz i przedgórz, a także w dnach dolin i zagłębień bezodpływowych. Miąższość jej w tych soczewkach nie przekracza 10 m, najczęściej wynosi ona od kilkunastu centymetrów do 5 m. Te niewielkie wysepki zmarzliny oddalone są od siebie o dziesiątki kilometrów i zajmują w stosunku do całej strefy tylko około 1%. W badanym przypadku, strefa sporadycznego charakteru występowania zmarzliny, obejmuje fragment Obniżenia Orchońsko-Selengijskiego i Ałtaju Gobijskiego (nazwy regionów geomorfologicznych Mongolii wg Cegmida i Cicagova, za R. Głazik 1996) (ryc. 1). Typowym przykładem tego typu występowania zmarzliny jest obszar źródłiskowy dopływu stałej rzeki Garid goł (patrz Babiński - *Systemy fluwialne Gobi*), określonego w terenie formami powierzchniowymi typu bugrów (fot. 10). Stanowi on najbardziej na południe wysunięty obszar występowania zmarzliny (45°49'N) jaki stwierdzono podczas ekspedycji.

W pasie wyspowego (wg Gravisa rzadkiego i bardziej zwartej) występowania zmarzliny płyty trwale przemarzniętych gruntów stanowią od około 5% do 40% jego powierzchni, obejmując swym zasięgiem ponad 25% całego obszaru wieloletniej zmarzliny w Mongolii. Maksymalna miąższość zmarzliny dochodzi do 50 m. Na stokach o ekspozycji północnej miąższość zmarzliny wynosi 5-20 m, natomiast w obniżeniach dolin 20-50 m. Strefa

wyspowego występowania zmarzliny jest dobrze rozwięta na skłonach gór: Chentej, Ałtaju i Changaju wraz z Przychubsugulem. W pasie tym, jak wykazały obserwacje ekspedycji z 1996r., powszechnie występowały formy zmarzlinowe typu bugrów, ping (fot.2,14,23), poligony mrozowe (rzadko) oraz jezory soliflukcyjne (fot.29). Szczególną rolę w tym względzie odegrały badania porównawcze z lat 1974-1996 w Kotlinie Tot-Nuurin i Bajan-Nuurin-Khotgor (Babiński 1982, 1994) (ryc.1, p.4), dotyczące zarówno powstawania i degradacji ping jak i wpływu wód szczelinowych spod zmarzliny (fot.15,16).

Strefa przerywanego (półwyspowego) i ciągłego występowania zmarzliny obejmuje wysokogórskie rejony Ałtaju Mongolskiego, Changaju, Chenteju i okolic jeziora Chubsugul. W najwyższych partiach górskich, gdzie średnia roczna temperatura powietrza jest niższa od -8°C , występują śnieżniki i lodowce (fot.20). W tej strefie zmarzlina zajmuje ponad 80% jej powierzchni, osiągając miąższości dochodzące do 140 m (Gravis 1974). Na podstawie dotychczasowych badań (Gravis 1974; Zabolotnik 1974; Szarchuu 1979) w pasie tym nie stwierdzono miejsc pozbawionych zmarzliny, tzw. talików. Mogą one jednak wyjątkowo występować na południowych stokach gór, w dnach dużych rzek i mis jeziornych, a także w linii uskoku tektonicznych. Rekonesansowe badania zmarzliny tej strefy ekspedycja dokonała w obrębie Przychubsugulia i zachodnich stoków Chenteju (dolina rzeki Sugnugurin - fot.32), stwierdzając występowanie wszystkich form zmarzlinowych niższego pasa o charakterze wyspowym zalegania zmarzliny, z terasami krioplanacyjnymi włącznie.

Formy zmarzlinowe typu pingo

Pingo (hydrolakolit, bułgunniach) jest formą w kształcie pagóra o zarysie okrągłym lub owalnym-podłużnym. Jego rozmiary, w warunkach mongolskich, mogą dochodzić do kilkuset metrów długości, rzędu dziesiątek metrów szerokości i wysokości kilkunastu metrów (Babiński 1982, 1994). Jak wykazały wieloletnie (1974-1996) badania ping w Kotlinie Tot-Nuurin i Bajan-Nuurin-Khotgor (ryc.1, p. 4), a także pomiary podczas rekonesansowych wypraw w 1992 r. w dolinie rzeki Czuluł (ryc.1, p-t 6, poza trasą) i na trasie ekspedycji w roku 1996 (ryc.1, p. 6), wszystkie te formy należą do systemu otwartego - typu wschodniogrenlandzkiego (Babiński 1982, 1994). Według A. Jahna (1970) i J.R. Mackay (1963) pingo tego typu powstają w wyniku krążenia wód podzmarzlinowych między stokiem górskim a dnem doliny. Fakt ten, w analizowanych przypadkach w Mongolii, potwierdzają licznie występujące w obrębie degradowanych ping, wypływy wód szczelinowych spod zmarzliny. Ich wieloletnie funkcjonowanie, często ze wzrastającym natężeniem wypływu, świadczy o stałej (nie z ograniczonymi możliwościami zasilania wód np. z taliku) dostawie wód spoza obszaru degradowanej formy. Proces ten w sposób szczególny zaznaczył się w 1996r. (rok wilgotny, poprzedzony wzmożonymi opadami deszczu), zarówno w strefie degradowanych ping jak i w sąsiedztwie brzegów rzek i jezior (fot.15,16). Zjawisko to w formie schematycznej przedstawiono na rycinie 2 (Babiński 1994).

Biorąc pod uwagę wieloletni okres obserwacji (1974-1996) form pingo w Kotlinie Tot Nuurin i Bajan-Nuurin-Khotgor stwierdzono, nasilenie się w ostatnich czterech latach zarówno

powstawania tych form, jak i procesu ich degradacji. Jest to niewątpliwie związane ze wzrostem wilgotności klimatu w tym okresie. Potwierdzają to zarówno obserwacje ekspedycyjne z 1992 i 1996 r. (patrz Babiński - *Systemy fluwialne Gobi*), a przede wszystkim informacje od miejscowych aratów. Araci uważają ostatnie kilka lat za bardzo wilgotne, z wyraźnym apogeum w roku 1994. Dzięki temu można było, w przeciwieństwie do lat 1974 i 1975, stwierdzić pojawienie się nowych form pingo w okresie od 1992 do 1996 r. zarówno pomiędzy istniejącymi już pingami (Babiński 1982), jak również w pobliżu zbocza Wyżyny Południowochangajskiej (ryc.2). Natomiast wzmożoną degradację tych form stwierdzono w strefie peryferyjnej (względem stoków) obszaru występowania tych form, w szczególności w sąsiedztwie rzeki Tsagan Turutuin goł - jako zjawisko termokrasu (ryc.2). W ciągu ostatnich czterech lat pinga, które były objęte szczegółową analizą w latach 1974 i 1975 (Babiński 1982, 1994) w dwóch przypadkach uległy całkowitej degradacji, zaś w odniesieniu do pinga degradowanego od strony jeziora, nisza erozyjna cofnęła się o dalsze 3 m. Należy dodać, że nie stwierdzono w tym okresie wzmożonej degradacji ping w wyniku insolacji termicznej. W sposób pośredni świadczy to o zwiększeniu się zachmurzenia, a tym samym i opadów deszczu.

Jak wykazały 24. letnie badania wieloletniej zmarzliny w Kotlinie Tot Nuurin i Bajan Nuurin Khotgor, proces powstawania i degradacji form typu pingo był ściśle związany z temperaturą i wilgotnością powietrza. W okresach cieplejszych i bardziej suchych (np. rok 1974) rozwój tych form jak i ich degradacja przebiegały w sposób mniej dynamiczny, wręcz zaznaczała się ich stagnacja. Jedynie uaktywnił się proces degradacji powodowany insolacją termiczną (zbocza ping o ekspozycji południowej). Natomiast w okresach wilgotnych (mniej ważna temperatura powietrza), wzmożone zasilanie wodami opadowymi zdynamizowało zarówno proces tworzenia się jak i degradacji ping. W pierwszym przypadku dotyczy to dostawy wód do budowy jądra pingo, w drugim zaś, uaktywnienia się zjawiska termokrasu - jako głównego czynnika procesu degradacji (Babiński 1982,1994). Fakty te, potwierdzone badaniami terenowymi z 1996 r., wskazują jednocześnie o dominacji procesów zmarzlinowych w kształtowaniu powierzchni terenu w okresach bardziej wilgotnych.

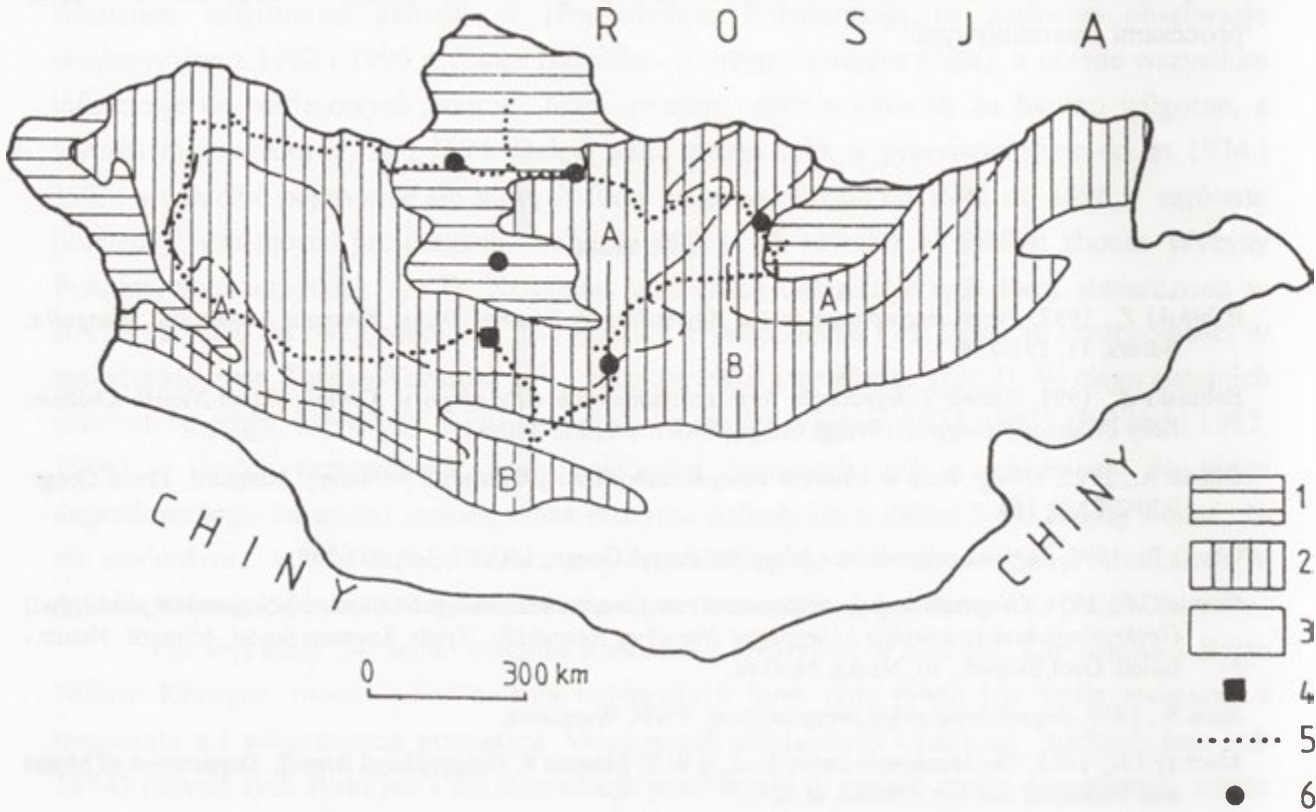
Wnioski

Trasa ekspedycji „Mongolia 96” wiodła przez wszystkie strefy występowania wieloletniej zmarzliny określone przez G.F. Gravisa (1974). Potwierdziła, na bazie występujących w tym pasie penetracyjnym form zmarzlinowych, prawidłowość wydzielen. Dotyczy to szczególnie, trudnej do określenia, strefy peryferyjnego-sporadycznego występowania zmarzliny na obszarze Gobi, gdzie zmarzlina zalega na bardzo małych obszarach źródłiskowych obniżen den dolinnych. Ponadto, badania te o charakterze rekonesansowym, w odniesieniu do poprzednich badań z lat 1974, 1975 i 1992, pozwoliły na stwierdzenie wzmożenia się dynamiki form zmarzlinowych typu pingo w ciągu ostatnich czterech lat (1992-1996), na skutek wzrostu wilgotności - opadów deszczu. Dotyczy to zarówno ich tworzenia się jak i degradacji. To z kolei daje pogląd na rolę, jaką odgrywa wilgotność w kształtowaniu,

za pośrednictwem form zmarzlinowych typu pingo (i nie tylko), rzeźby terenu objętej procesami zmarzlinowymi.

Literatura

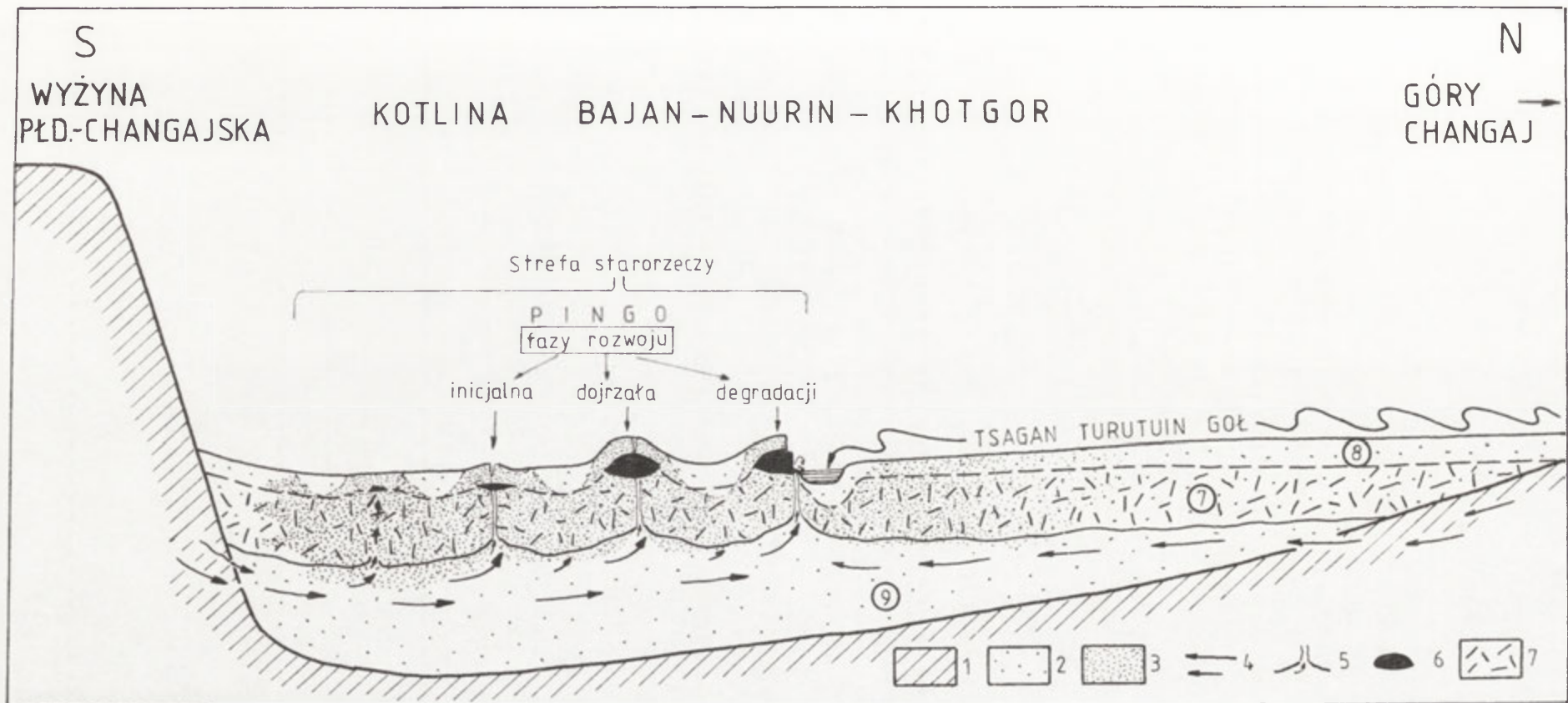
- Babiński Z., 1982, *Pingo degradation in the Bayan-Nuurin-Khotnor Basin, Khangai Mountains, Mongolia*, Boreas, 11, 291-298.
- Babiński Z., 1994, *Rozwój i degradacja form zmarzlinowych typu pingo w Kotlinie Bajan-Nuurin-Khotnor, Góry Changaj (Mongolia)*, Przegl.Geogr., LXVI, 1-2, 133-150.
- Glazik R., 1995, *Obieg wody w klimacie kontynentalnym na przykładzie północnej Mongolii*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 164.
- Glazik R., 1996, *Regiony przyrodnicze Mongolii*, Przegl.Geogr., LXVIII, 1-2, 203-207,
- Gravis G.F., 1974, *Geograficzესkոje rasprostranienie i moszczność mnogoletniemierzlych gornych porod*, (w:) *Geokriologiczeskije uslovija Mongolskoj Narodnoy Respubliki*, Trudy Sovmest.Soviet.-Mongol. Naucz.-Issled. Geol.Eksped., 10, Nauka, Moskva.
- Jahn A., 1970, *Zagadnienia strefy peryglacjalnej*, PWN, Warszawa.
- Mackay J.R., 1963, *The Mackenzie Delta Area*, N.W.T. Memoir 8, Geographical Branch, Department of Mines and Technical Surveys, Ottawa, ss.22.
- Szarchuu N., 1979, *Rajonirovanije sezonnogo promerzanija i protaivanija gruntov territorii MNR*, Vopr.Geogr.Mongolii, 18, Ulan Bator, 37-44.
- Zabolotnik S.I., 1974, *Sezonnoe promerzanie i protaivanie gruntov*, (w:) *Geokrologičeskie uslovija Mongolskoj Narodnoy Respubliki*, Trudy Sovmest.Soviet.-Mongol.Nauch.-Issled. Geol.Eksped. 10, Nauka, Moskva.
- Zemcov A.A., 1960, *Glubokazalegajuszczije tolszczi mnogoletniemierzlych gornych porod w Zapadnoj Sibiri*, Izv. AN SSSR, Ser. Geografija.



Ryc. 1. Występowanie wieloletniej zmarzliny (wg G.F.Gravisa 1974, uproszczone) oraz rejonizacja sezonowego odmarzania i przemarzania gruntów (wg N.Szarchuu 1979) w Mongolii
 1- zmarzlina ciągła i przerywana - rejon sezonowego odmarzania, 2 - zmarzlina wyspowa (A) i sporadyczna (B) - rejon sezonowego odmarzania i przemarzania, 3 - obszar pozbawiony wieloletniej zmarzliny - rejon sezonowego przemarzania, 4 - obszar szczegółowych badań - Kotlina Tot-Nuurin i Bajan-Nuurin-Khotgor, 5 - trasa ekspedycji „Mongolia 96”, 6 - występowanie form typu pingo

Permafrost occurrence (after G.F.Grawis 1974, simplified) and regions of seasonal ground thawing and freezing (after N.Szarchuu 1979) in Mongolia

1- continuous and discontinuous permafrost - region of seasonal thawing, 2- island (A) and sporadic (B) - region of seasonal thawing and freezing, 3 - nonpermafrost area - region of seasonal freezing, 4 - area of detailed investigations - Tot-Nuurin and Bajan-Nuurin-Khotgor Basins, 5 - route of „Mongolia 96” expedition, 6 - areas of pingo forms occurrence



Ryc. 2. Schemat powstawania pingo systemu otwartego (wg A. Jahna 1970),
uzupełniony i przystosowany do warunków tworzenia się tych form w Kotlinie Tot-Nuurin
i Bajan-Nuurin-Khotgor

1 - skały, 2 - utwory facji korytowej (piasek, żwir), 3 - utwory jeziorno-zastoiskowe (ił, mulki), 4 - kierunki spływu wód podziemnych, 5 - szczeliny w zmarzlinie i wypływy wód podziemnych spod zmarzlinowych,
6 - jądra lodowe, 7 - wieloletnia zmarzlina, 8 - warstwa czynna, 9 - osady nie zamarznięte

Origin of pingo open system (after Jahn 1970) supplemented and adapted to Tot-Nuurin
and Bajan-Nuurin-Khotgor Basins conditions.

1 - rock, 2 - sand and gravel, 3 - clay and silt, 4 - the directions of ground water current,
5 - crevasses in permafrost and under-permafrost ground water outflow, 6 - ice-core, 7 - permafrost,
8 - active layer, 9 - unfreezing ground



Systemy fluwialne Gobi (wybrane zagadnienia)

Fluvial systems of Gobi

Zygmunt Babiński

Abstract. The phenomenon of the transition surface water outflow and channel processes in semidesert region Gobi are presented. In this process very important role plays the intensive precipitation, over 50 mm per hour. The gully erosion initiated in the lowered surfaces, especially - roads, were introduced.

Key words: Gobi, fluvial processes, gully erosion, episodic streams, surface water outflow.

Wprowadzenie

Systemy rzeczne są funkcją klimatu. Ponadto warunkuje je budowa geologiczna zlewni, szata roślinna i działalność gospodarcza człowieka - jako czynniki je modelujące. W przypadku strefy klimatycznej suchej i półsuchej Gobi, reprezentowanej przez step, półpustynię i obszary pustynne, mamy do czynienia generalnie z systemami rzecznyymi aktywnymi i funkcjonującymi na niewielkich przestrzeniach przez bardzo krótki okres trwania opadów o charakterze nawałnym. Rzeki te cechuje duża zmienność przestrzenna koryt warunkowana procesami erozji wgłębnej i bocznej, a także duże przeciążenie transportem rumowiska klasycznego (Sundborg 1978). Ułatwia temu ubogie pokrycie szaty roślinnej, bądź jej całkowity brak.

Funkcjonujący przez krótki okres czasu odpływ powierzchniowy wód, wraz z ogromnym transportem rumowiska wlezonego i unoszonego - pochodzącego z erozji mechanicznej, wpływa w sposób progowy na kształtowanie się koryt rzecznych. W zależności od intensywności opadu i czasu jego trwania, może wykształcić się w pełni rozwinięty system koryt rzecznych (np. ciągłość makroform typu prostoliniowego, roztokowego) bądź, jak to ma najczęściej miejsce na obszarze Gobi, powstają wstępne (inicjalne) fazy jego rozwoju. Badanie inicjalnych faz rozwoju koryt rzecznych jest kluczem do interpretacji tworzenia się systemów rzecznych. Proces ten jest przedmiotem analizy niniejszego atrykułu.

Ogólna charakterystyka fizyczno-geograficzna Gobi

Analizowane systemy rzeczne usytuowane są na obszarze Gobi w Kotlinie Wielkich Jezior (Głazik 1996). Kotlina ta, jako zapadlisko tektoniczne o wysokości 1200-1500 m n.p.m., otoczona jest od północy Górami Changaj, zaś od południa Ałtajem Gobijskim o maksymalnych wysokościach bezwzględnych dochodzących do 4 tys. m n.p.m. Dno kotliny

wypełnione jest kenozoicznymi utworami piaszczysto-żwirowymi, często pokrytymi utworami pylastymi i gładzikami. Miąższość utworów czwartorzędowych jest stosunkowo niewielka, o czym świadczą m.in. liczne wychodnie skał i maksymalnie może dochodzić do 100 m. Taka budowa geologiczna sprawia, że region Gobi ma charakter półpustyni i pustyni typu żwirowo-kamienistego, rzadziej piaszczystego. Jedynie w bezpośrednim sąsiedztwie jezior Boon-Cagan i Orog-nuur występują dynamiczne formy piaszczyste - wydmy.

Analizowany fragment Gobi znajduje się w strefie klimatu kontynentalnego, suchego. Średnia roczna temperatura powietrza waha się od 0 do 2°C. Lokalnie, w zagłębieniach den dolin, średnia roczna temperatura powietrza spada poniżej -2°C, stanowiąc dogodne warunki do występowania wieloletniej zmarzliny o charakterze sporadycznym (Babiński 1980). Proces letniego odmarzania wieloletniej zmarzliny powoduje tworzenie się lokalnych, okresowo a nawet stale, funkcjonujących systemów rzecznych.

Średnie roczne opady atmosferyczne na terenie Gobi nie przekraczają wartości 200 mm. W klimacie tym jednak zdarzają się lata pozbawione opadu deszczu, bądź występują obfite deszcze nawalne (lata wilgotne) o czasie trwania 20-30 minut. Podczas tych ulew tworzą się rzeki o głębokości koryt 0,6-1,0 m i prędkości płynięcia wody 6,8 m.s⁻¹. (Murzaev 1957 s.237). Rzeki te, o charakterze epizodycznym, rzadziej o przepływie okresowym, są ciekami dominującymi w tej strefie klimatycznej.

Ogólnie, badany fragment Gobi, należy do bezodpływowego obszaru Azji Centralnej. W jego obrębie występują tylko cztery systemy rzek o charakterze stałym: Ongijn goł, Tacyn goł, Tujn goł i Bajdrag goł, uchodzące odpowiednio do jezior: Ułan nuur, Tacyn Cagan nuur, Orog nuur i Boon Cagan nuur. Rzeki te wypływają z Gór Changaj i często, w sezonach suchych, ich wody nie osiagają swych ujściowych zbiorników.

Warunki funkcjonowania systemów rzecznych Gobi (Ich Nart)

Przykładem funkcjonowania systemu rzecznego Gobi, choć w znacznej mierze modyfikowanego przez zjawiska hydrogeologiczne, jest zlewnia rzeki Burgast Bułag (ryc.1). Rzeka ta była obiektem badań autora w 1977 r., a także ekspedycji Transmongolia-Gobi w 1978 r. pod kierownictwem prof. K. Rotnickiego. Analizowany teren zalicza się do Centralnej i Południowej Gobi (Glazik 1996) i usytowany jest w pobliżu linii kolejowej Ułan Bator - Pekin. Znajduje się w strefie krawędziowej granitowego batolitu Ich Nart i kotliny jeziora Dżargałant (Obniżenie Czojry) (*Stratigrafia*..1970; *Metody poiskov*..1976; *Babiński* 1978).

Jak wynika z mapy hydrograficznej (ryc.1), zarówno zlewnia rzeki Burgast Bułag jak i sąsiednie baseny niemal całkowicie pozbawione są stałej sieci hydrograficznej. W przeważającej części jest to sieć rzeczna epizodyczna, rzadko okresowa, tworząca tzw. sajry. Wyjątek stanowią tu niewielkiej długości cieki stałe o przepływach do 0,4 l.s⁻¹ i szerokości koryt 0,5-1,5 m, zasilane wodami podziemnymi wypływającymi ze strefy szczelin i uskoków tektonicznych.

W okresach wilgotnych, w czasie trwania opadów deszczu, wzrasta liczba cieków prowadzących wody. Wydłużają się także odcinki odpływu wód, jednak nie osiagają one

jeziora Dżargałant. Taki stan trwał podczas badań w 1977 r., gdy całodobowe opady deszczu dochodziły nawet do 34 mm (23.06.). Dopiero kilkudziesięciminutowy opad nawałny, jaki spadł latem 1978 r. w górnej części zlewni Burgast Bułag dał odpływ, którego wody osiągnęły jezioro Dżargałant. Było to zjawisko, którego - jak twierdził miejscowy arat żyjący stale w tej kotlinie - nie obserwował przez ostatnie 40 lat swego życia. Wówczas funkcjonował przez ten krótki okres ciek o szerokości około 30 m, tworząc w rozszerzeniach koryta rozlewiska do około 100 m szerokości..

Jak wynika z badań zlewni Burgast Bułag w 1977 i 1978 r., na to by wystąpił linearny spływ wód powierzchniowych nie wystarczy deszcz o charakterze rozlewnym (w ciągu dnia prawie 20% rocznego opadu), lecz krótkotrwały (do 1 godziny) deszcz nawałny. Fakt ten niewątpliwie należy wiązać z przewagą dostawy wody w postaci deszczu nad możliwościami jej infiltracji w głąb gleby. W tym bowiem przypadku proces infiltracji wód nie nadąża za jej dostawą, (co w znacznej mierze potęguje silnie przesuszony grunt) dając początkowo spływ powierzchniowy, a następnie linearny odpływ wód. Należy przypuszczać, że minimalna wartość graniczna opadu nawałnego dająca spływ (odpływ) powierzchniowy wód w warunkach obszaru Gobi, wynosi ponad 50 mm w ciągu kilkudziesięciu minut, co stanowi 25-50% opadu rocznego.

Zboczowe ciekii niekorytowe

Zdaniem N.I. Makkaveeva (1955), zboczowe ciekii niekorytowe odzwierciedlają krótkotrwały zmyw powierzchniowy wód o grubości warstwy dochodzącej do kilku mm. Podczas spływu wód powstają fale o wysokości równej połowie głębokości warstwy wody. Jeśli podłoże jest nierówne (np. głaziki, żwir), następuje interferencja fal, w wyniku której tworzą się mikroformy typu ripplemarków i megaripplemarków. Zjawiska te modelowane są przez proces erozji kropelkowej.

Zboczowe ciekii niekorytowe, ze względu na ich krótki czas istnienia (funkcjonowanie tylko podczas deszczu nawałnego), a także, jak to ma miejsce w analizowanym przypadku, dzięki szybkiemu niszczeniu śladów ich działalności przez procesy eoliczne, są bardzo trudno stwierdzalne w terenie. Po raz pierwszy ich występowanie autor zauważył w 1996 r. na obszarze Gobi w zlewni rzeki Garid goł (ryc.2). Jak wynika z relacji miejscowego arata, na 10 dni przed przybyciem ekspedycji (10.06.1996) spadł deszcz nawałny. Jego obecność zaznaczyła się nie tylko we wzroście przepływu wód w rzece Garid, ale także w spływie powierzchniowym wód z okolicznych zboczy. Spływ ten wystąpił na stoku w strefie o szerokości rzędu kilkunastu metrów, rzadko osiągając pas kilkudziesięciu metrów. Towarzyszył mu, w postaci ripplemarków i megaripplemarków, transport rumowiska wleczonego i unoszonego (fot.8). Materiał biorący udział w tym procesie pochodził głównie z erozji mechanicznej, potęgowanej przez zjawisko erozji kropelkowej deszczu.

Jak wynika z wstępnych badań w basenie rzeki Garid goł, ograniczone w czasie i przestrzeni istnienie powierzchniowego spływu niekorytowego wód, uzależnione jest przede wszystkim od (częściowo wg M.Klimaszewskiego 1978, s.266):

- wielkości stosunku zasilania opadowego do tempa infiltracji wód - co warunkuje wielkość odpływu,
- natężenia i czasu trwania opadu atmosferycznego (deszcz nawalny)
- deniwelacji powierzchni terenu, nachylenia i długości stoku,
- rodzaju i wielkości dostawy zwietrzliny tworzącej rumowisko wleczone i unoszone (struktura podłoża)
- szaty roślinnej i sposobu użytkowania stoków (czynnik ten na Gobi nie ma miejsca) i trwa aż do momentu pojawienia się inicjalnej fazy odpływu linearnego wód. Zjawisko to, w sposób schematyczny, obrazuje rycina 3.

Fazy inicjalne odpływu korytowego wód

Powstanie odpływu linearnego, stanowiącego fazę inicjalną koryta rzecznego, jest ściśle związane z pojawieniem się procesu erozji wgłębnej zaznaczającego się w terenie w sposób nagły - progowy. Odzwierciedleniem tego jest powstanie, na granicy spływu powierzchniowego i przepływu linearnego wód, ostrego wcięcia erozyjnego, rozpoczynającego się niecką zmywową (fot.6,7). Procesowi temu sprzyjają nierówności terenu. W warunkach Gobi są to często linie dróg dające początki systemom rzeczonym (fot.9) Zjawisko to powszechnie występuje także w innych strefach klimatycznych (Froehlich i Słupik 1980).

Funkcjonujące na obszarze Gobi epizodyczne ciekły korytowe, w zależności od intensywności i czasu trwania deszczu nawalnego, a także warunkowane wielkością dostawy materiału wleczonego (funkcja energii kinetycznej rzeki i spadku terenu)(ryc.3), charakteryzują się układem form wąwozowych w postaci:

- pojedynczych koryt erozyjnych rozpoczynających się nieckami zmywowymi i zakończonych stożkami akumulacyjnymi,
- naprzemianległych odcinków koryt erozyjnych i stożków akumulacyjnych, stanowiących złożoną formę wyżej wymienionego systemu (fot.7),
- koryt rzecznych o ciągłym przebiegu, (fot.6).

Podczas deszczu nawalnego, na powierzchni terenu odbywa się spływ arealny wód. W momencie skupienia prądów wodnych w linearnym układzie, w czym pomocne są m.in. nierówności terenu, następuje wzrost mocy erozyjnej wód zużytkowanej na proces erozji wgłębnej. Tworzy się wcięcie erozyjne rozpoczynające się niecką zmywową (głowicą), o stromych zboczach i zakończone stożkiem akumulacyjnym. Wielkość formy erozyjnej (głębokość i długość), jak i sypanego poniżej niej stożka, zależy od właściwości erozyjnych wód i podatności podłoża na erozję, a więc od bilansu rumowiska wleczonego. W przypadku podłoża podatnego na erozję (np. utwór piaszczysty), erozja wgłębna osiąga większe rozmiary w krótszym czasie trwania deszczu nawalnego, dając możliwość dostawy zwiększonej ilości materiału do ciekłu. Szybkie nasycenie wód materiałem wleczonym wygasza energię ciekłu, co warunkuje długość rozwoju koryta erozyjnego i tworzenie stożka akumulacyjnego. Wydłużenie w czasie opadu nawalnego zwiększa prawdopodobieństwo utworzenia się więcej

niż jednej formy erozyjnej na stoku, charakteryzując tym samym erozyjno-akumulacyjny przebieg procesów fluwialnych (fot. 7). Tego typu zjawisko stwierdzono m.in. na zboczu wzdłuż górskich dróg w Karkonoszach (Traczyk 1991). Ma ono także swe odzwierciedlenie w mezoskali w naprzemianległym układzie piaszczystych łach i płos rozwiniętego systemu koryta dolnej Wisły, a także w makroskali poniżej stopnia wodnego Włocławek (Babiński 1987; 1992). Należy więc przypuszczać, że erozyjno-akumulacyjny przebieg procesu korytowego jest zjawiskiem powszechnie występującym zarówno w jego fazie inicjalnej jak i rozwiniętej. Wynika ono z progowego charakteru zmienności energii strumienia wodnego, warunkowanego i modelowanego zawartością rumowiska klasycznego. Strumień wodny, do momentu nasycenia się rumowiskiem do wartości jego mocy transportowej, ma bowiem właściwości erozyjne, zaś po jej przekroczeniu, następuje zrzut materiału klastycznego powodujący tworzenie się form akumulacyjnych.

Stała dostawa wody, pochodząca z długotrwałego opadu nawałnego lub deszczu rozlewnego, niszczy wykształcony w początkowej fazie system pojedynczych lub złożonych odcinków erozyjno-akumulacyjnych, tworząc ciągły charakter koryta typu wąwozowego (fot.6). Są to jednak w dalszym ciągu formy o charakterze lokalnym. Mają one długość rzędu kilkuset metrów, a nawet kilku kilometrów, zaś szerokość do kilkudziesięciu metrów i głębokość 1-4 m. Rozmiary dwu ostatnich parametrów koryt warunkowane są, poza czynnikiem opadowym, rodzajem utworów, w którym przebiega proces fluwialny i spadkiem terenu. Przebieg linii brzegowej koryt jest silnie urozmaicony w planie. Koryta te powstają głównie podczas jednego opadu deszczu i w obszarach o mniejszych, niż w przypadkach wyżej opisanych, spadkach powierzchni terenu. Po opadach deszczu, w warunkach długotrwałych susz mających miejsce na obszarze Gobi, koryta te są silnie przekształcane przez procesy eoliczne. Dzięki intensywnym procesom eolicznym, zarówno te formy jak i ich fazy inicjalne, a przede wszystkim efekty zbieżnego spływu niekorytowego wód, są trudno zauważalne w terenie. Stąd też ich badanie jest możliwe bądź w czasie trwania opadów atmosferycznych, bądź krótko po ich wystąpieniu. Jest to jednak uwarunkowane pojawieniem się na obszarze Gobi okresu wilgotnego.

Wnioski końcowe

Wzrost opadów atmosferycznych na terenie Gobi w ciągu ostatnich lat, a przede wszystkim pojawienie się ich w formie deszczów nawałnych, uaktywnił procesy fluwialne tego regionu Mongolii. Dzięki temu stało się możliwe zaobserwowanie, a także wydzielenie trzech typów odpływu powierzchniowego wód:

- stokowego spływu niekorytowego,
- efemerycznie funkcjonującego odpływu korytowego (wąwozowego), zachowanego w

formie:

a/ pojedynczych odcinków koryt erozyjnych rozpoczynających się nieckami zmywowymi i zakończonych stożkami akumulacyjnymi,

b/ naprzemianległych odcinków koryt erozyjnych i stożków akumulacyjnych, stanowiących złożoną formę w/w systemów,

c/ koryt rzecznych o ciągłym przebiegu,

- stałej sieci rzecznej, reprezentowanej przez cieki o charakterze tranzytowym.

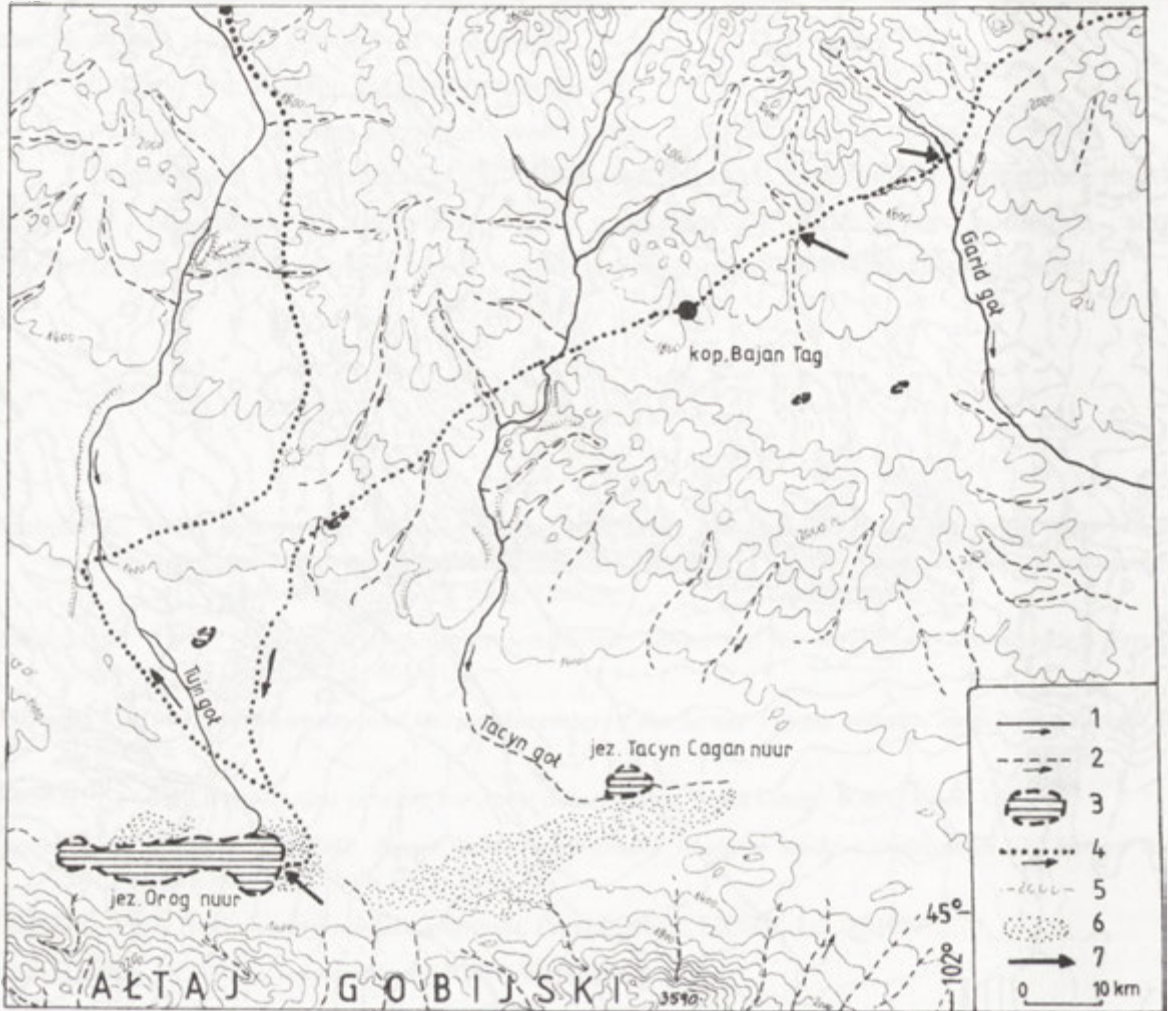
Dominujące na obszarze Gobi cieki epizodyczne funkcjonują wyłącznie podczas deszczów nawalnych w korytach typu wąwozowego. Formy te podlegają silnym przekształceniom przez procesy eoliczne podczas długotrwałych susz hydrologicznych.

Literatura

- Babiński Z., 1978, *Hydrografia dolin i hydrogeologia strefy krawędziowej Płaskowyżu Ich Nart i kotliny jeziora Dzargalant*, Raport Mongolsko-Polskiej Ekspedycji Fizyczno-Geograficznej „Transmongolia 1977”, Cz.IV - Gobi-Ich Nart, IGiPZ PAN, Kraków.
- Babiński Z., 1980, *Problem występowania wieloletniej zmarzliny na terytorium Mongolskiej Republiki Ludowej*, Czas.Geogr., LI, 4, 401-415.
- Babiński Z., 1987, *Morphometry nad morphodynamics of the Lower Vistula channel mesoforms*, Geogr. Pol., 53, 85-100.
- Babiński Z., 1992, *Współczesne procesy korytowe dolnej Wisły*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 157.
- Froehlich W., Słupik J., 1980, *Drogi polne jako źródła dostawy wody i zwietrzelin do koryta cieku*, Zesz.Problem.Post.Nauk Roln., 235, 269-279.
- Glazik R., 1996, *Regiony przyrodnicze Mongolii*, Przegl.Geogr., LXVIII, 1-2, 203-207.
- Klimaszewski M., 1978, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa.
- Makkaveev N.I., 1955, *Rusło реки i erozja w jejo baseinie*, Izdat Akad.Nauk SSSR, Moskwa.
- Metody poiskov i ocenki podzemnych wod v aridnych rajonach Mongolii*, 1976. Izdat. „Nauka”, Moskwa.
- Murzajev E.M., 1957, *Mongolia. Opis fizyczno-geograficzny*, PWN, Warszawa.
- Stratigrafia i tektonika Mongolskoj Narodnoj Respubliki*, 1970, Izdat. „Nauka” Moskwa.
- Sundborg A., 1978, *River processes in different climates*, Japan Geomorph. Union, 87, 3(825), 114-128.
- Traczyk A., 1991, *Osady zbiornika przeciwrumowiskowego w Karpaczu i ich znaczenie dla oceny degradacji stoków w zlewni Łomnicy*, Czas.Geogr., LXII, 1-2, 77-82.

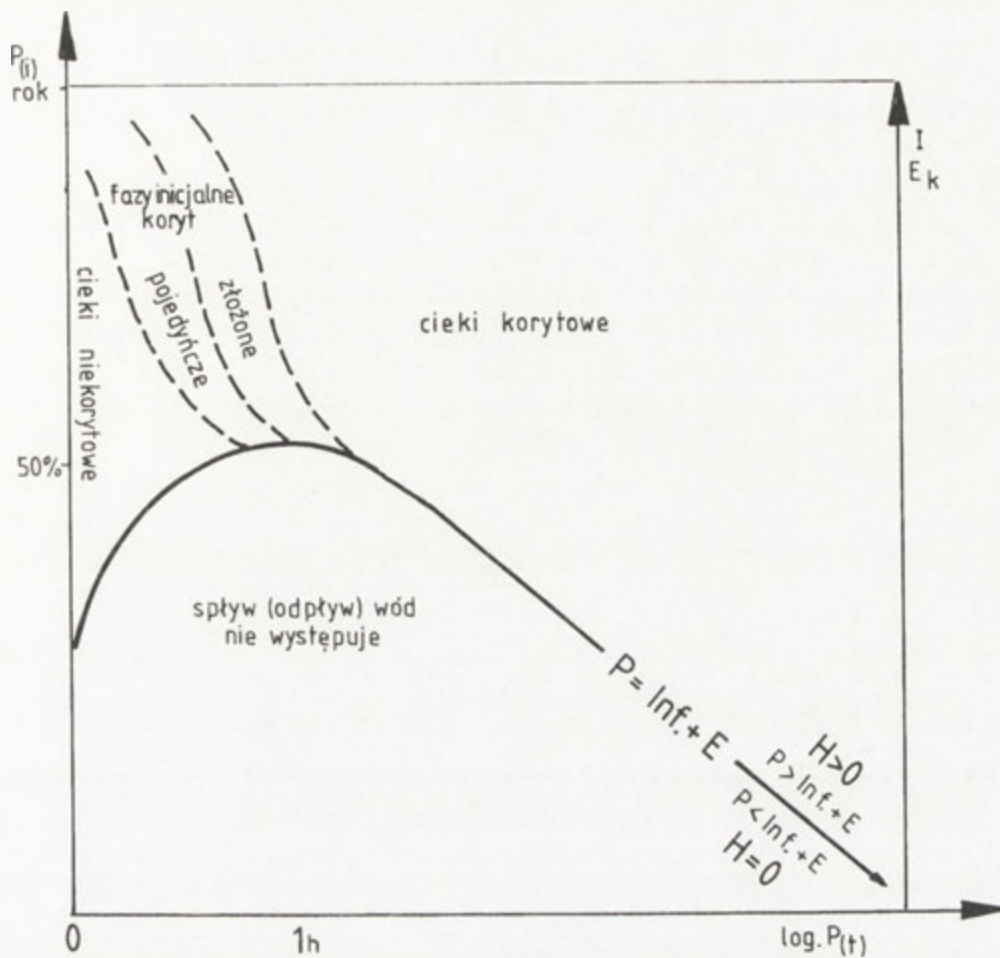
Ryc.1. Mapa hipsometryczno-hydrograficzna fragmentu płaskowyżu Ich Nart i kotliny jeziora Dzargalant
1-działy wodne, 2-cieki epizodyczne, 3-cieki okresowe, 4-cieki stałe, 5-źródła, 6-studnie pomiarowe,
7-jeziora stałe i okresowe, 8-obszar wypływu wód mineralnych, 9-obszary szczegółowej analizy,
A-Ich Nart (ryc.1), B-Zachodnia Gobi (ryc.2).

The hydrographic map of the part Ich Nart Plateau and Djargalant Lake Basin
1-watersheds, 2-epizodical rivers, 3-periodical rivers, 4-permanent rivers, 5-springs, 6-water level in measured well, 7-permanent and periodical lakes, 8-areas of mineral water outflow, 9-areas of detailed investigation,
A-Ich Nart Plateau (fig.1), B-Western Gobi (Fig.2)



Ryc. 2. Mapa sytuacyjno-wysokościowa zachodniej części Gobi (Dolina Jezior)
 1-cieki stałe, 2-cieki okresowe i epizodyczne, 3-jeziora, 4-trasa ekspedycji „Mongolia 96”, 5-poziomice,
 6-obszary wydmowe, 7-obszary szczegółowej analizy (fot.6-9)

The situation-altitudinal map of Western Gobi (Lakes Basin)
 1-permanent rivers, 2-periodical and episodically rivers, 3-lakes, 4-route of „Mongolia 96” expedition,
 5-altitude, 6-areas of dunes occurrence, 7-areas of detailed investigation



Ryc. 3. Model systemów odpływu rzeczny Gobi uzależnionych od intensywności opadu w skali roku (P_i), jego czasu trwania (P_t), a także spadku terenu (I) i energii kinetycznej wód (E_k)
 P -opady, $Inf.$ -infiltracja, E -parowanie, H -odpływ

The pattern of the outflow systems of Gobi rivers depends on intensity of precipitation in year (P_i), its duration (P_t) and also from slope of surface (I) and kinetic energy of water (E_k),
 P -precipitation, $Inf.$ -infiltration, E -evapotranspiration, H -outflow

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100
---	---	---	---	---	---	---	---	---	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	-----



Zmiany środowiska naturalnego doliny Sant w okresie ostatnich 20 lat

Changes of the natural environment of the Sant Valley at the period of the last 20 years

Zofia Rączkowska

Abstract. On the background of investigations provided during physico-geographical expedition in 1974 and 1975, repositioned over 20 years later (Mongolia 96), the changes of the natural environment of the Sant Valley (south exposure of Change Mountains) were observed. Especially very intensive changes in forest were noticed. The abiotic environment, represented by slope processes, permafrost phenomenon and water erosion, are characterised by the low dynamic.

Key words: Khangai Mountains, Sant Valley, periglacial processes, forest

Dolina Sant położona w Południowym Changaju należy niewątpliwie do najlepiej zbadanych fragmentów Mongolii. Szczegółowe badania prowadzone były w latach 1974-75 w ramach wypraw naukowych Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN. Wyniki zostały podsumowane w specjalnym tomie przedstawiającym środowisko naturalne doliny Sant i jego dynamikę (red. Starkel, Kowalkowski 1980). Udział w ekspedycji *Mongolia '96*, organizowanej przez Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu w Toruniu w roku 1996, pozwolił na krótki rekonesans w tym obszarze. Jego celem była jakościowa ocena zmian w rzeźbie doliny w stosunku do stanu zanotowanego na mapach z lat 70. Wyniki przedstawia niniejsze opracowanie, mające charakter sprawozdania naukowego.

Celem pracy jest przedstawienie współczesnej dynamiki środowiska naturalnego doliny Sant. Punkt odniesienia stanowiła mapa R. Zapolskiego (1975) oraz mapa geomorfologiczna L. Starkla (1975). Krótki czas pobytu uniemożliwił przeprowadzenie szczegółowych prac kartograficznych. Wykonano dokumentację fotograficzną stoków i dna doliny oraz kartowanie obecnego zasięgu obszarów leśnych.

Zdjęcia wykonane w czasie wyprawy były porównywane ze zdjęciami z lat 1974-1975¹, a wyniki analizy zdjęć uzupełniały obserwacje terenowe.

Dolina Sant rozciąga się od grzbietów leżących na wysokości 2719 m. npm do ujścia do doliny Tsagan-Turutuin-goł na wysokości 2030 m. npm., na długości 3,7 kilometra (Starkel 1975). Obszar doliny zbudowany jest z granitów i granodiorytów. Jej rzeźbę cechuje asymetria. Stoki południowe są strome (nachylenie 40-50%), krótkie (300-400 metrów) i

¹ Zdjęcia z lat 1974-75 zostały udostępnione przez dr hab. A. Pacynę i prof. L. Starkla, za co autor serdecznie dziękuje.

lekko wklęsłe. Lewe zbocza doliny, eksponowane na północ są długie (300-750 metrów), łagodne (28-35%) i lekko wypukłe (Zapolski 1975).

Środowisko geograficzne doliny cechuje piętrowość oraz bardzo silne kontrasty pomiędzy stokami o różnej ekspozycji, widoczne w zróżnicowaniu procesów morfogenetycznych i geoekosystemów, związane z wielkością bilansu radiacyjnego na stokach o różnej ekspozycji.

Rzeźba doliny została przedstawiona na mapach geomorfologicznych i opisana przez L. Starkla (1975; 1980). Współczesną dynamikę rzeźby określili K. Pękala i T. Ziętara (1980) na podstawie pomiarów terenowych dokonanych w latach 1974-1975. Stwierdzili oni stosunkowo dużą aktywność spłyzywania gruntu zachodzącego z udziałem wieloletniej zmarzliny, zwłaszcza na stokach o ekspozycji północnej i w dnie doliny.

Położenie i zasięg opisywanego przez nich języka spływu gruzowo-ziemistego w górnej części doliny (ryc. 1 - A) nie zmieniło się, chociaż w latach 70. charakteryzował się on dużą aktywnością (maksymalnie 4-7 cm/rok). Odnalezione punkty pomiarowe nie wykazywały przemieszczeń.

Z kolei na czole języka gruzowego w środkowej części doliny (ryc. 1 - B) stwierdzono obecność pojedynczych drzew, których nie było tam w latach 70. Potwierdza to jego stabilność i świadczy, że w omawianym okresie język się nie uaktywnił.

Na stabilność rzeźby doliny wskazuje przede wszystkim brak nowych, świeżych form erozyjnych. Niewielki fragment w dolnej części stoku południowego, blisko czoła języka gruzowego był aktywnie przekształcany przez odpadanie, także w przeszłości (Starkel 1980). Jego powierzchnia się nie powiększyła.

Dodatkowo o stabilności rzeźby świadczy fakt, że nie zmieniło się położenie dużych, możliwych do identyfikacji na fotografiach, głazów w stożkach gruzowych na stokach południowych w środkowej części doliny (ryc. 1 - C), jak również kształt oraz zasięg samych stożków.

Na stokach północnych brak jest tak wyraźnych form możliwych do porównań jakościowych. Występujące w bocznej dolinie języki soliflukcyjne (ryc. 1 - D) nie zmieniły swego położenia. Według K. Pękali i T. Ziętary (1980) języki soliflukcyjne leżące poniżej 2300 m n.p.m. mogą się uaktywniać w bardziej wilgotnych latach.

Przedstawione powyżej przykłady oraz analiza dokumentacji fotograficznej potwierdza raz jeszcze podkreślany wielokrotnie fakt dużej stabilności rzeźby w górach strefy półsuchej.

W całej dolinie są natomiast bardzo widoczne zmiany zasięgu obszarów leśnych, zarówno na stokach, jak i w dnach bocznych dolinek. Rycina 1 przedstawia zmiany powierzchni leśnej w stosunku do stanu przedstawionego na mapie R. Zapolskiego (1975). Zaznaczono na niej trzy kategorie lasów: 1 - obszary, które w latach 70. znaczone były jako zwarte połacie lasu; 2 - obszary, które w latach 70. znaczone były jako zbiorowisko rzadkich

młodych drzew; 3 - las, który wyrósł w okresie ostatnich 20 lat. Widoczne są znaczne zmiany zasięgu lasu. Najczęściej jest to powiększenie istniejącego płata lasu modrzewiowego (fot. 18). Jedyne w niektórych miejscach są to zupełnie nowe powierzchnie, np. w pobliżu jezora gruzowego w środkowej części doliny, gdzie w dolnej części lewego zbocza doliny rośnie tylko samotne drzewo. Ponadto widoczne są także nowe stanowiska pojedynczych drzew.

Również na grzbiecie ograniczającym dolinę od południa stwierdzono występowanie pojedynczych drzew, niezwiązanych z istniejącym wcześniej płatem lasu topolowego. Według A. Kowalkowskiego i A. Pacyny (1977) na zacienionych półkach tworzą się korzystne warunki wodne umożliwiające powstawanie gleb i rozwój drzew oraz lasków topolowych.

Należy dodać, że obszary leśne w dolnej części doliny schodzą poniżej 2300 m n.p.m., uważanej za dolną granicę lasu w dolinie Sant, podobnie jak w całym południowym Changaju (Pacyna 1980).

Zmiany wielkości powierzchni leśnych w dolinie Sant mogą mieć wiele przyczyn, które trudno jednoznacznie określić bez szczegółowych badań. Jedną z przyczyn mogą być zmiany zasięgu wieloletniej zmarzliny, związane ze zmianami klimatu lub zmianami mikroklimatu spowodowanymi przez istniejące płaty lasu. Do uzasadnienia tej przyczyny brak jest jednak dostępnych danych lub innych wskazówek potwierdzających takie tendencje. Dlatego zmiany powierzchni lasu należy chyba wiązać z działalnością człowieka. Zwłaszcza, że obszary leśne w dolinie Sant zostały często zmienione w wyniku działalności człowieka, głównie poprzez wycinanie (wciąż widoczne są pnie ściętych drzew), wypalanie (znajdowano węgielki w glebie) oraz pasterstwo. Znacznie większe stada były wypasane przed rewolucją w roku 1921 niż w okresie późniejszym (Pacyna 1980). Podobnie w górach Chenteju J. Lach (1980) wyniszczanie lasów wiąże z ekstensywną gospodarką hodowlaną i leśną. Jednak według dostępnych roczników FAO (*FAO Production Yearbook*) pogłowie bydła w Mongolii nie zmieniło się prawie wcale od lat 60., a wcześniej od lat 40. nieznacznie wzrosło. Zatem prawdopodobnie powiększanie powierzchni lasu jest znacznie opóźnioną reakcją na zniszczenia dokonane w okresie do rewolucji w roku 1921. Dopiero obecnie utworzyły się na tyle korzystne warunki siedliskowe, że mogła nastąpić ekspansja lasu. Według Korotkova (1976, vide Pacyna 1980) odnowienie lasu typu pseudo-tajgi w warunkach klimatu suchego, chociaż jest bardzo trudne, to jednak możliwe.

WNIOSKI

Przedstawione zmiany środowiska doliny Sant pokazują, że rzeźba gór w strefie suchej jest stabilna, natomiast środowisko naturalne, a szczególnie roślinność, łatwiej ulega zmianie. Jednakże jeśli te zmiany nie są spowodowane przez czynniki naturalne ale antropogeniczne, to powrót do stanu pierwotnego jest możliwy, chociaż powolny.

Literatura

FAO Production Yearbook, 1948-1995, vol. 19-47, FAO Rome.

Kowalkowski A., Pacyna A., 1977, *Types of habitats in the Sant valley in the Southern Khangai*. Bull. Ac. Pol. Sc. Ser. Sc. Terre, 25, 235-245.

Lach J., 1980, *Zmiany środowiska geograficznego spowodowane gospodarczą działalnością człowieka na zachodnim skłonie Chenteju*. Prace Geogr. WSP Kraków, 8, 153-158.

Pacyna A., 1980, *Vegetation*. (w:) *Environment of the Sant Valley (southern Khangai Mountains)*. Prace Geogr. IG i PZ PAN, 137, 37-47.

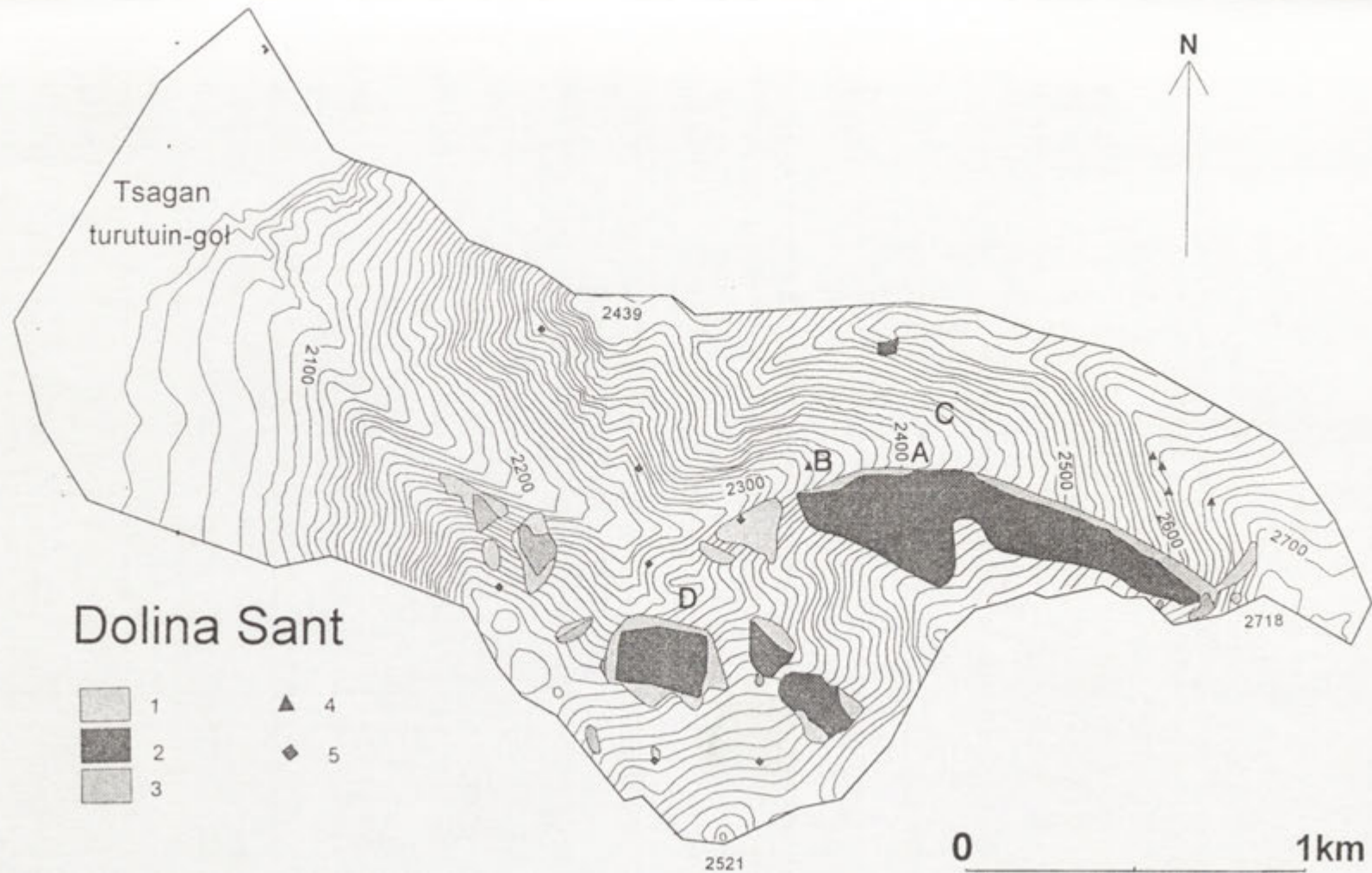
Pękała K., Ziętara T., 1980, *Geomorphic processes and present-day relief transformation*. *Environment of the Sant Valley (southern Khangai Mountains)*. Prace Geogr. IG i PZ PAN, 137, 63-65.

Starkel L., 1975, *Characteristic and evolution of the asymmetrical relief of the Sant valley*. Bull. Ac. Pol. Sc. Ser. Sc. Terre, 23, 3-4, 201-205.

Starkel L., 1980, *The relief* (w) *Environment of the Sant Valley (southern Khangai Mountains)*. Prace Geogr. IG i PZ PAN, 137, 21-23.

Starkel L., Kowalkowski A., (red.), 1980, *Environment of the Sant Valley (southern Khangai Mountains)*. Prace Geogr. IG i PZ PAN, 137, 1-87.

Zapolski R., 1975, *Geodetic work in the Sant valley as a basis for comprehensive environment studies*. Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Terre, 23, 3-4, 197-200.



Ryc.1. Mapa hipsometryczno-hydrograficzna fragmentu płaskowyżu Ich Nart i kotliny jeziora Dżargałant
 1-działy wodne, 2-cieki epizodyczne, 3-cieki okresowe, 4-cieki stałe, 5-źródła, 6-studnie pomiarowe,
 7-jeziora stałe i okresowe, 8-obszar wypływu wód mineralnych, 9-obszary szczegółowej analizy,
 A-Ich Nart (ryc.1), B-Zachodnia Gobi (ryc.2).

The hydrographic map of the part Ich Nart Plateau and Djargalant Lake Basin
 1-watersheds, 2-epizodical rivers, 3-periodical rivers, 4-permanent rivers, 5-springs, 6-water level in measured well, 7-permanent and periodical lakes, 8-areas of mineral water outflow, 9-areas of detailed investigation,
 A-Ich Nart Plateau (fig.1), B-Western Gobi (Fig.2)



Problemy transformacji brzegów jeziora Chubsugul

Problems of the Khubsugul Lake shore transformation

Mieczysław Banach

Abstract. The article presents the development of the Khubsugul Lake as well as the contemporary state of its shores. The lake is of tectonic origin. The traces of 11 levels can be found, the oldest of which originated in middle Pleistocene. Tectonic activity of the area, short period of the lake waves influence, presence of underwater canyons and episodic (every 7 - 15 years) significant fluctuations of water level (up to 0.8 m.) are the reasons for permanent „youth” of the shore zone of the lake.

Key words: Khubsugul lake, shore processes.

Wprowadzenie

Jezioro Chubsugul leży w najbardziej na północ wysuniętej części Mongolii. Na zachodnim brzegu jeziora znalazłem się w czasie ekspedycji „Mongolia’ 96”. Zaskoczony zostałem dużą aktywnością procesów brzegowych: silną abrazją, przebudową form akumulacyjnych oraz brakiem roślinności przybrzeżnej i frakcji piaszczystej w osadach. To odróżniało te brzegi od brzegów innych jezior widzianych w Mongolii i na Nizu Europejskim. Brzegi jeziora Chubsugul przypominały mi brzegi zbiorników zaporowych, po kilkunastu latach od ich powstania. Krótki pobyt pozwolił spenetrować 19 km południowo-zachodniego brzegu w tym dwa większe odcinki akumulacyjne. Analiza morfologiczna, wykonane szkice oraz przekroje poprzeczne brzegu i dokumentacja fotograficzna stały się zachętą do zgłębienia przyczyn dynamicznej młodości brzegów tego jeziora.

Literatura na powyższy temat jest dość bogata, głównie rosyjsko-języczna (Kuznecov, Kulakov 1976). W 1859 r. G.I. Radde określił rzędną lustra wody w jeziorze na 1728 m n.p.m., tj. 83 m wyżej niż obecnie. Po 18 latach L.A. Jaczewski stwierdził wysychanie jeziora i spadek jego lustra o 40 m. W latach 1897-1902 jezioro badał C.P. Peretolčin i w 1903 r. wydał „*Fizyczno-geograficzny opis jeziora Kosogoł*” (Chubsugul), jedyna monografia limnologiczna do czasu wydania „*Atlasu jeziora Chubsugul*” w 1989 r. Wyróżnił również 3 poziomy terasowe na wysokości: 3, 10-15 i 26 m nad poziomem jeziora. Lata 1971-1986 to okres systematycznych interdyscyplinarnych badań Przychubsugulia i zlewni Selengi w ramach ekspedycji radziecko-mongolskich, organizowanych głównie przez Uniwersytet w Irkucku i Ułan Bator. Wykonano echosondaż jeziora i opracowano morfometrię misy w dużej podziałce (Mangazeev i in. 1976; Zolotarev i in. 1979). Opracowano hydrografię i hydrologię zlewni jeziora (Batsuch i in. 1976; Batsuch, Chatanbaatar 1979). Określono ewolucję rzeźby na tle neotektoniki i morfostruktury obszaru (Zolotarev, Kulakov 1976a, 1976b, 1976c; Zolotarev,

Mangazeev 1979). Przedstawiono morfologię i dynamikę strefy brzegowej Jeziora Chubsugul (Rogozin 1989; 1993).

Z Polaków obszar ten penetrował w 1871 r. A. Czekanowski (Kuznecov, Kulakov 1976). Fizyczno-geograficzne badania w Mongolii, podjęte przez Polaków w latach 70. XX wieku, nie objęły tego terenu. Rekonesansowa ekspedycja geografów w 1996 r. była tu 26-27 czerwca¹

Podstawowe parametry jeziora

Jezioro Chubsugul jest drugim pod względem powierzchni (2760 km²) oraz największym pod względem zasobów wody (380,7 km³) zbiornikiem w Mongolii. To najgłębsze (262 m) jezioro kraju i Azji Środkowej (Batsuch i in. 1976; Cerensodnom 1979). Ilość wody zmagazynowanej w misie jeziornej równa jest objętości wody odprowadzanej Wisłą do Bałtyku przez okres 12 lat. Jest to wielki skarb narodowy Mongołów, stanowiący 1/60 część pojemności Bajkału - największego rezerwuaru słodkiej wody na Ziemi. Długość jeziora wynosi 136 km a szerokość: maksymalna - 36,5 km, średnia - 20,3 km. Rzędna zwierciadła wody zalega na wysokości 1645 m n.p.m., a długość linii brzegowej wynosi 415 km. Powierzchnia zwierciadła jeziora stanowi 56% powierzchni zlewni i stąd przepływowość jeziora jest bardzo mała, wymiana wody zachodzi 1 raz na 250 lat.

Wybrane cechy fizyczno-geograficzne zlewni jeziora

Obszar zlewni budują skały zróżnicowane wiekowo; od intruzywnych paleozoicznych do czwartorzędowych osadowych. Na wschodzie przeważają neogeńskie wylewy bazaltowe a na północnym zachodzie bazalty, wapienie i dolomity z fosforytami proterozoiku i paleozoiku (Bogdanova i in. 1976; *Atlas...* 1989).

Amplituda wysokości zlewni wynosi 1846 m. Zachodnia jej część jest wyższa, z przewagą wysokości 2000-3000 m n.p.m., a wschodnia - niższa, poniżej 2000 m n.p.m. To obszar klimatu kontynentalnego chłodnego. Zimą dominuje tu antycyklon syberyjski; jest zimno ale bezwietrznie, prawie bez opadów i odwilży. Od wiosny do jesieni przechodzą cyklony od W, NW i SW (Bufal i in. 1989). Zjawiska lodowe na jeziorze trwają 260-270 dni. Pokrywa lodowa osiąga miąższość 1,8 m i zalega do połowy czerwca. Tylko 90-100 dni jezioro jest wolne od lodu i fale, głównie cyklonu jesiennego, mogą silnie abraadować brzegi (ryc. 1).

W ciągu całego roku dominuje wiatr wzdłuż dłuższej osi jeziora, z przewagą kierunków NW i SW (Bufal i in. 1989). Dlatego też wiatr z tych kierunków najbardziej wzburza akwen, gdyż długość rozbiegu fal oraz głębokości są wystarczające do powstania fal

¹ Autor dziękuje dr D. Tumurbaatarowi za nadesłanie fragmentu mapy topograficznej 1:100000, obejmujący obszar pobytu ekspedycji nad Jeziorem Chubsugul (ryc. 4) oraz dr R. Lomborinchenowi za przesłany szkic geologiczny powyższego fragmentu brzegu.

maksymalnych wysokości przy określonych prędkościach wiatru i długości jego trwania. Wiatr o prędkości 20-25 m.s⁻¹ już po 4 godzinach wywołuje tu fale o wysokości ponad 3 m na około 40% powierzchni jeziora. Energia fal rozładowuje się wtedy w procesie abrazji (rozmywu) brzegu wschodniego i w transporcie osadów. Na wysokim brzegu zawietrznym (zachodnim) zachodzi w tym czasie niewielkie falowanie, powodujące słabą abrazję. Fakt powyższy wpływa na odmienność morfologiczną i granulometryczną strefy brzegowej brzegu wschodniego i zachodniego.

Neotektonika a morfologia misy jeziornej

Jezioro Chubsuguł leży w ryftowym zapadlisku typu bajkalskiego. Charakteryzuje się ono: asymetrią przekroju poprzecznego, wydłużeniem, znaczną stromością stoków podwodnych i nadwodnych, skalistością brzegów oraz przepływowością jeziora - z progiem odpływu (Bogdanova i in. 1976; Rogozin 1993). Wzdłuż jeziora przebiega oś obniżania dna, a wzdłuż działów wodnych przebiega oś podnoszenia obszaru. Zachodzą tu również ruchy poziome, tensyjne (Zolotarev, Kulakov 1976a). Według intensywności ruchów neotektonicznych i stopnia rozczłonkowania rzeźby basen jeziora można podzielić na 2 części wzdłuż linii podziału Chatgał-Chanch. Jest to strefa młodych ruchów skorupy ziemskiej, nałożona na strefę starych struktur (ryc. 2). Po jej południowo-wschodniej stronie w endogennej rzeźbie dominują deformacje ciągłe - o czym świadczą łagodne formy rzeźby dna. Po stronie północno-zachodniej dominują deformacje nieciągłe, prostolinijne, ułożone schodkowo uskoki, ciągnące się kilometrami. Za początek kształtowania się zapadliska jeziora przyjęto dolną granicę cyklu neotektonicznego na tym obszarze, datowaną na drugą połowę paleogenu (Zolotarev i in. 1989).

W podwodnej rzeźbie współczesnego jeziora stwierdzono zachowane ślady dwóch linii brzegowych, i odpowiadające im dwa systemy zatopionych dolin - będących przedłużeniem obecnych form erozyjnych (ryc. 2). Pierwsza, starsza grupa dolin, genezy tektoniczno-erozyjnej, ma swe ujścia na głębokości 190 m (± 20 m). Są to formy szerokie i długie, o wygładzonych elementach, są one przedłużeniem największych dolin zlewni. Druga grupa dolin, o mniejszych rozmiarach, ale lepiej zachowanych w rzeźbie dna, ma swoje ujścia na głębokości 90 m (+20, -40 m). Doliny te są przedłużeniem obecnych ujść rzecznych (Zolotarev, Kulakov 1976c). W wyniku zagęszczenia sieci echosondaży zmodyfikowano wcześniejsze wywody paleogeomorfologiczne. Wyróżniono na dnie trzy terasy jeziorne: 20-40 m (I), 50-80 m (II), 90-120 m (III), (Zolotarev i in. 1989 a).

Skłon zachodni zapadliska jeziora jest zdecydowanie bardziej stromy (4-7°) od wschodniego, bardziej położonego (1-2°). W wielu przekrojach nachylenie stoku podwodnego wzrasta do 25° - w części W, a do 8-10° - w części E. Dno jest nachylone ku zachodowi pod kątem poniżej 0,5°. Współczesne płycizny (platformy) przybrzeżne mają szerokość 200-500 m., a ich krawędzie zalegają na głębokości 8-12 m. Wzdłuż brzegu zachodniego są węższe i bardziej strome, urozmaicane okresowo licznymi stożkami proluwialno-aluwialnymi potoków

gruzowo błotnych, zwanych tu sajrami. Na płyciznach brak form wałopodobnych, równoległych do brzegu (Rogozin 1993).

Zachodnia linia brzegowa jest mało urozmaicona. Jedynie drobne cyple akumulacyjne oraz półwysp strukturalny w NW części urozmaicają jej prostolinijny przebieg. Brzeg wschodni jest bardziej rozczłonkowany, dużo tu zalewów, zatok, półwyspów różnej wielkości. Wzdłuż linii brzegowej dominuje abrazja. Są to cechy typowe dla względnego obniżania się brzegu.

Poziomy jeziorne i terasy rzeczne

Duże rozmiary akwenu oraz urozmaicona rzeźba sprzyjają intensywnemu rozwojowi procesów denudacyjno-abrazyjnych i abrazyjno-akumulacyjnych na brzegach. Przy każdym dłuższym zaleganiu zwierciadła wody na określonym poziomie tworzy się w strefie brzegowej, pod wpływem oddziaływania przyboju i prądów przybrzeżnych zespół form abrazyjnych (nisze, grotty, klify i platformy) oraz akumulacyjnych (równiny aluwialne, plaże, kosy i płycizny). Ponad wodą, w określonych miejscach powstają płaskie równiny aluwialne z zespołem wałów burzowych. Pod wodą kształtuje się platforma przybrzeżna, nachylona ku akwenowi. Ma ona na ogół charakter abrazyjno-akumulacyjny; do linii brzegowej przylega część abrazyjna. Różnica wysokości pomiędzy równiną aluwialną a początkiem platformy przybrzeżnej, czyli najwyższą jej częścią, przylegającą do plaży, wynosi obecnie 1,4-1,8 m. Należy tu podkreślić jeszcze raz, że przy każdym dłuższym zaleganiu lustra wody stojącej, niezależnie od wielkości akwenu, tworzą się równocześnie dwa poziomy terasowe: jeden nad wodą - płaski, nie ciągły oraz drugi - pod wodą, ciągły, nachylony od brzegu.

Na obecnym etapie znajomości rzeźby otoczenia jeziora Chubsuguł wyróżnia się tu 6 poziomów terasowych jeziornych: 5(I), 12(II), 16-19(III), 24-27 (IV), 42-45(V), 80-85(VI) m nad obecny poziom wody. Na całym obwodzie jeziora są cztery dolne terasy, które można skorelować z czterema terasami rzeczными w obrębie zlewni. Dwie najwyższe terasy zachowały się tylko w północno-zachodniej części pobrzeża. Tam również przetrwały fragmenty V i VI terasy rzecznej (Zolotarev, Kulakov 1976a; Zolotarev, Mangazeev 1979, Zolotarev i in. 1989 b). Trzy dolne terasy są akumulacyjne, dobrze zachowane, powierzchnia ich jest równa, nachylona do jeziora. Krawędzie ich są wyraźne, a kontakt z wyższym poziomem zamazany osadami deluwialno-koluwalnymi. Powierzchnia ich urozmaicona jest mezo- i mikroformami erozyjnymi, eolicznymi oraz pozmarzlinowymi. Trzy wyższe terasy są abrazyjne, zachowane tylko fragmentarycznie.

Z charakteru trzech dolnych teras wynika, że są to dawne platformy przybrzeżne, a więc subakwalne części strefy brzegowej. Płaskie równiny przyjeziorne - nadwodne części strefy brzegowej - nie zostały dotychczas w opisie teras wyróżnione. Podobnie jak teraz, tak i w przeszłości były to formy drobne, w porównaniu z częścią subakwalną, nie ciągłe, wystające ponad platformę przybrzeżną maksymalnie 1,8 m. Łatwo je więc w terenie przeoczyć.

Skład osadów terasowych jeziora wykazuje silne zróżnicowanie przestrzenne. Na brzegu wschodnim dominuje frakcja psamitowa, z przewagą piasków, na brzegu zachodnim natomiast przeważa frakcja psefitowa, gruboziarnista. Tłumaczy się to zjawisko szybszym podnoszeniem się zachodniego pobrzeża zapadliska w porównaniu ze wschodnim. Rzeki o większych spadkach w zachodniej części zlewni dostarczały do strefy przyboju również grubsze rumowisko (Zolotarev, Kulakov 1976 a; Zolotarev i in. 1989 a). Sprzyjał i sprzyja temu również czynnik klimatyczny. Sumaryczna energia fal wzdłuż brzegu wschodniego jest wielokrotnie większa od fal atakujących brzeg zachodni.

Wiek teras określono na podstawie analizy palinologicznej, morfogeologicznej i porównawczo-geomorfologicznej. Najniższa (I) jest wieku holocenijskiego (fot.24), a II, III, IV są późnoplejstocenijskie. Dwie najwyższe wydatowano jako środkowo-plejstocenijskie (Zolotarev i in. 1989 a).

Wahania stanów wody jeziora

Od środkowego plejstocenu poziom jeziora ulegał wahaniom od +85 m do -190 m w stosunku do stanu obecnego. Amplituda wahań mogła więc wynosić 275 m. Jeżeli uznamy dwie najwyższe terasy, których resztki zachowały się na północno-zachodnim obrzeżu zapadliska, za wydzwignięte tektonicznie niżej leżące poziomy jeziorne (Zolotarev, Kulakov 1976b) to wtedy amplitudę wahań jeziora należałoby zmniejszyć do 217 m. Jest to suma maksymalnego zasięgu terasy IV (27 m) oraz średniej głębokości zalegania ujść rzecznych na dnie (190 m).

Holocenijską amplitudę wahań poziomu jeziora trudno ustalić dokładnie. Maksymalny zasięg linii brzegowej ponad obecnym lustrem jest możliwy do określenia poprzez pomiar wysokości zalegania holocenijskiej terasy I (5 m) u podnóża stopnia z terasą II. Jest to, inaczej, plaża, podnóże klifu holocenijskiego zasięgu jeziora, w którym kształtowała się pod wodą platforma przybrzeżna - nachylona do akwenu - określana obecnie jako terasa jeziorna I, najniższa. W literaturze wartości tej brak. Podawane ekstremalne jej wysokości 3-7 m (Zolotarev, Kulakov 1976a) są prawdopodobnie wartością wysokości współczesnych klifów, kształtujących się w terasie I. Natężenie abrazji jest przestrzennie zróżnicowane; gdzie abrazja jest intensywniejsza tam klif jest wyższy, bo cofnął się dalej. Z czasem wysokość klifów rośnie, co wynika z nachylonej terasy. Najwyższy holocenijski poziom jeziora był co najmniej 7 m wyższy od obecnego, ale nie więcej niż 10 m (minimalna wysokość terasy II). Terasa I powstała w pierwszej, wilgotniejszej połowie holocenu. Po optimum klimatycznym na Chubsugule reżim stanów był stabilny, a klimat w drugiej, młodszej połowie holocenu suchy (Gravis, Lisun 1974 - cyt. przez Rogozina 1993). Od tego czasu ukształtował się współczesny rys rzeźby strefy brzegowej.

Przebieg obecnych, współczesnych wahań poziomu wody w jeziorze ilustruje rycina 1C. Stany maksymalne występują we wrześniu, po opadach letnich, a minimalne - pod koniec zimy. Roczne amplitudy oscylują wokół wartości 30 cm, a stany zmieniają się płynnie. Epizodycznie, co 7-15 lat stany podnoszą się nagle, a amplitudy dochodzą do 80 cm (Batsuch i

in. 1976). Przyczyną epizodycznych przyrostów stanów wody jest blokowanie odpływu z jeziora przez potok gruzowo-błotny Ulgen Sair, wywoływany deszczem nowalnym (ryc. 2). Powstały nocą 25/26 lipca 1971 r., a opisany w literaturze potok przegrodził koryto Egin-goł progiem 2 m wysokim i zniszczył na niej most (uderzeniem głazów). Odpływ z jeziora został zahamowany. Stan wody rósł, zalewając drogę i przystań w Chanch. Zaczęto bić na alarm, ustalono przyczynę zjawiska transgresji wód i wiosną 1972 r. przywrócono odpływ z jeziora w sposób sztuczny. Suma opadów z lipca 1971 r. wyniosła 210 mm. Powyższe zjawisko, blokady odpływu z jeziora, powtórzyło się w 1986 r. Odpływ z jeziora jest blokowany z uwagi na nierozmywalność progu i niemożność ominięcia stożka przez rzekę (Rogozin 1993).

Prawdopodobnymi przyczynami tak znacznych wahań lustra wody w jeziorze (około 217 m) w okresie od środkowego plejstocenu do współczesności mogą być: 1/ pograżanie dna zapadliska w wyniku zróżnicowanych procesów tektonicznych; 2/ zmienność pionowa progu odpływu z jeziora, wynikająca również z ruchów tektonicznych; 3/ zmiany paleoklimatyczne. Za główne przyjmuje się pierwsze dwie przyczyny, związane bezpośrednio ze zróżnicowanymi ruchami tektonicznymi (Zolotarev, Kulakov 1976a, b; Zolotarev, Mangazeev 1979).

Typy brzegów i ich dynamika

Pierwotny zarys linii brzegowej jeziora był uwarunkowany kierunkiem rozłamów (uskoków). Początkowo przeważały odcinki prostolinijne, które z czasem były urozmaicane stożkami proluwialno-aluwialnymi, deltami cieków stałych i spłaszczeniami przedgórkowymi. Każdy strukturalny załom linii brzegowej stawał się przyczyną refrakcji (załamania) fal, strat ich energii i depozycji osadów, tuż za załomem. Był to początek powstawania kos-cypli, które z czasem rozrastają się po zawietrznych stronach wszelkich wypukłości brzegu, zarówno w kierunku dominującego wiatru jak również w stronę akwenu. Przy każdym poziomie wody w jeziorze falowanie wiatrowe było początkowo czynnikiem wyrównywania, a potem urozmaicania linii brzegowej. Analiza morfologiczna i litologia strefy brzegowej pozwala wnioskować o jej historii i dalszej ewolucji.

Obecny obraz strefy brzegowej ukształtował się w drugiej, młodszej połowie holocenu, przy względnie stabilnym stanie wody (Rogozin 1993). Aktualnie niewielkie rytmiczne wahania lustra powodowane są blokadą odpływu z jeziora. Długość linii brzegowej po obwodzie jeziora wynosi obecnie 415 km.

Typologię brzegów oparto na głównym obecnie czynniku brzegotwórczym jakim jest falowanie, warunkowane wiatrem i reżimem stanów wody. Wydzielono typy brzegów: strukturalno-abrazyjne, denudacyjno-abrazyjne, abrazyjne niskie i wysokie, abrazyjno-akumulacyjne i akumulacyjne (ryc. 3). Dominują brzegi abrazyjne, czemu sprzyjają rytmiczne wahania lustra wody. Po przegrodzeniu odpływu z jeziora stożkiem proluwialno-aluwialnym, w strefie brzegowej wzrasta stopniowo głębokość. Linia rozbicia fal przemieszcza się ku brzegowi i zachwianiu ulega poprzednia równowaga dynamiczna profilu platformy przybrzeżnej. Plaże tracą swą ochronną właściwość. Powstają warunki, przy których fale bez znacznych strat energii osiągają podnóże klifów, co wyraźnie aktywizuje proces abrazji. Klify

zaczynają się cofać. Sieć pomiarowa założona w latach 70. wykazała, że linia brzegowa w wyniku abrazji w latach 1976-1977 cofnęła się o 3,5 m., a w 1971-1977 o 14 m (Rogozin 1993). Zidentyfikowane w 1996 r. dwa repery (ryc. 4) znajdowały się od krawędzi brzegu w odległości: R_1 - 2,2 m., a R_2 - 7,5 m. Reper 1 był założony w 1986 r. Do wyjściowych wartości nie dotarłem.

W warunkach wzrostu stanu wody podstawowa masa osadów z abrazji wynoszona jest na większe głębokości. Szybciej i więcej osadów transportowane jest w ten sposób wzdłuż brzegu zachodniego, gdzie platforma przybrzeżna jest bardziej nachylona.

Wzdłuż brzegów niskich wzrost stanów wody zaznacza się przesunięciem plaż (wałów brzegowych) ku lądowi. Świadczą o tym podmywane korzenie drzew i świeże wały brzegowe na powierzchniach zamartwych już od setek lat (fot.25). Kosy, osłaniające laguny są zatapiane i „kurczą się” na skutek rozmywu ich przez fale. W miejscach najniższych osady są transportowane napływem fali na dystalną stronę tych form, tworząc tam rodzaj girland.

Przy spadku zwierciadła jeziora część osadów wędruje z powrotem do podstawy klifu - odbudowując plaże, a część wynoszona jest coraz dalej od brzegu, na większe głębokości. Profil poprzeczny brzegu jest permanentnie przebudowywany. Okresowo po deszczach nawalnych, dostarczana jest potokami gruzowo-błotnymi i ciekami stałymi ze zlewni duża ilość osadów różnoziarnistych do strefy brzegowej. Wtedy, niezależnie od stanu wody, nasycą się wzdłużbrzegowy strumień osadów i degradacja brzegu może być wstrzymana. Nie trwa to jednak długo, gdyż w podwodnej części brzegu liczne są kaniony, będące dobrymi łapaczkami prawie każdej ilości osadów. Przez większą część okresu bez lodu, wzdłużbrzegowy strumień wykazuje deficyt osadów, ma więc właściwości degradujące brzeg.

Brzegi abrazyjne, niezależnie od swej genezy i okresowego stanu procesów hydro- i geodynamicznych, cofają się. Towarzyszące im formy akumulacyjne zwiększają swą powierzchnię, mimo że okresowo mogą też być degradowane. Mała rozciągłość i naprzemianległość odcinków abrazyjnych i akumulacyjnych na niektórych częściach obwodu jeziora legła u podstaw wydzielenia oddzielnego typu: abrazyjno-akumulacyjnego (ryc. 3). Ogólna jego długość wynosi około 80 km (19,3%), z czego 50 km na pobrzeżu zachodnim (Rogozin 1993). Na rycinie 4 zilustrowano 19 kilometrowy odcinek takiego brzegu, składającego się z czterech większych fragmentów abrazyjnych i trzech akumulacyjnych (fot.26). Fragmenty abrazyjne są źródłem zasilania odcinków akumulacyjnych. Znaczącym źródłem zasilania - dostawy osadów do strefy brzegowej „z zewnątrz” - jest ciek okresowy (sajr), uchodzący do jeziora pomiędzy cyplami - formami akumulacyjnymi A i B (fot.27). Stan morfodynamiczny jednego z nich przedstawia rycina 5.

Analiza morfologiczna pozwala wnioskować, że cypel ten powstał w wyniku dwustronnego zasilania. Brzegi jego budują otoczaki; większe od strony północnej (do 15 cm średnicy). Wskazuje to na wyższą energię falowania i siłę transportową potoku przyboju od strony dominującego kierunku wiatru, tj. od północy. W trakcie badań brzegi cypla były w stadium degradacji, przebudowy. Świadczyły o tym odsłonięte świeżo systemy korzeniowe

wielowiekowych drzew oraz świeże wały, *in statu nascendi* w lesie (fot.25). Tylko końcowy fragment cypla był w tym czasie nadbudowywany, przyrastał.

Przekroje brzegu wyrysowano w podziałce nieskażonej. Maksymalna wysokość wałów nie przekraczała 2,3 m ponad poziom lustra wody, a wysokość zalegania równiny aluwialnej 1,4-1,8 m. Średnie nachylenie plaży wynosi 9° , a wałów brzegowych jest dwukrotnie większe. W wyniku wielowiekowych zmian zasięgu linii brzegowej cypla oraz przewagi falowania od strony północnej powstała płycizna przybrzeżna, okalająca cypel, o szerokości 500 m. Od strony południowej i wschodniej, czyli „w cieniu” dominującego strumienia osadów, opada ku głębiom stoki o nachyleniu 25° (Rogozin 1993). Takich „płytkowodnych równin abrazyjnych” można oczekiwać znacznie więcej aniżeli wyróżniono na rycinie 3.

Zakończenie

1. Jezioro Chubsuguł ma tektoniczną genezę. Leży w ryftowym zapadlisku typu bajkalskiego. Za początek kształtowania się misy jeziornej przyjmuje się dolną granicę cyklu neotektonicznego na tym obszarze, dotowaną na drugą połowę paleogenu (Zolotarev, Kulakov 1976b).

2. Najstarsze ślady rzeźby abrazyjno-denudacyjnej i abrazyjno-akumulacyjnej, czyli związane z obecnością wody stojącej w zapadlisku tektonicznym, datuje się na środkowy plejstocen (Zolotarev i in. 1989 a). Od tego czasu zachowały się ślady 6 dłuższych okresów zalegania jeziora ponad obecnym zwierciadłem oraz 3 dłuższe okresy zalegania poniżej obecnego zwierciadła. Od drugiej, młodszej połowy holocenu, bardziej suchej w tym obszarze od pierwszej połowy, wilgotniejszej (Gravis, Lisun 1974 - cyt. Przez Rogozina 1993) ukształtował się współczesny obraz strefy brzegowej. Głównym jej rysem są: klify, płaskie równiny przyjeziorne (nad wodą) oraz platformy przybrzeżne (pod wodą). W sumie można więc wyróżnić, od środkowego plejstocenu, 11 poziomów jeziornych, przy amplitudzie wahań 217 m. Tyle samo poziomów stwierdzono w Kotlinie Darchańskiej, leżącej na zachód od zlewni jeziora Chubsuguł, skąd jezioro spłynęło (Zolotarev i in. 1989a). Współczesne, coroczne wahania poziomu jeziora oscylują wokół wartości 0,3 m. Epizodycznie, co 7-15 lat stany wody podnoszą się nagle, a amplitudy dochodzą do 0,8 m (Batschuch i in. 1976). Jest to tzw. chubsugulski typ transgresji jeziornej, powodowany blokadą odpływu.

3. Strefa brzegowa jeziora jest dynamicznie młoda. Na ową niedojrzałość składa się:

a/ aktywność tektoniczna obszaru; co 15 lat są tu trzęsienia ziemi o sile 8^0 , a co 60 lat - o sile 9^0 (Chilko, Kočetkov 1989);

b/ krótki okres oddziaływania fal, ponieważ około 8 miesięcy corocznie zalega tu pokrywa lodowa;

c/ permanentna przebudowa profilu poprzecznego strefy brzegowej, powodowana epizodycznymi wahaniami poziomu jeziora;

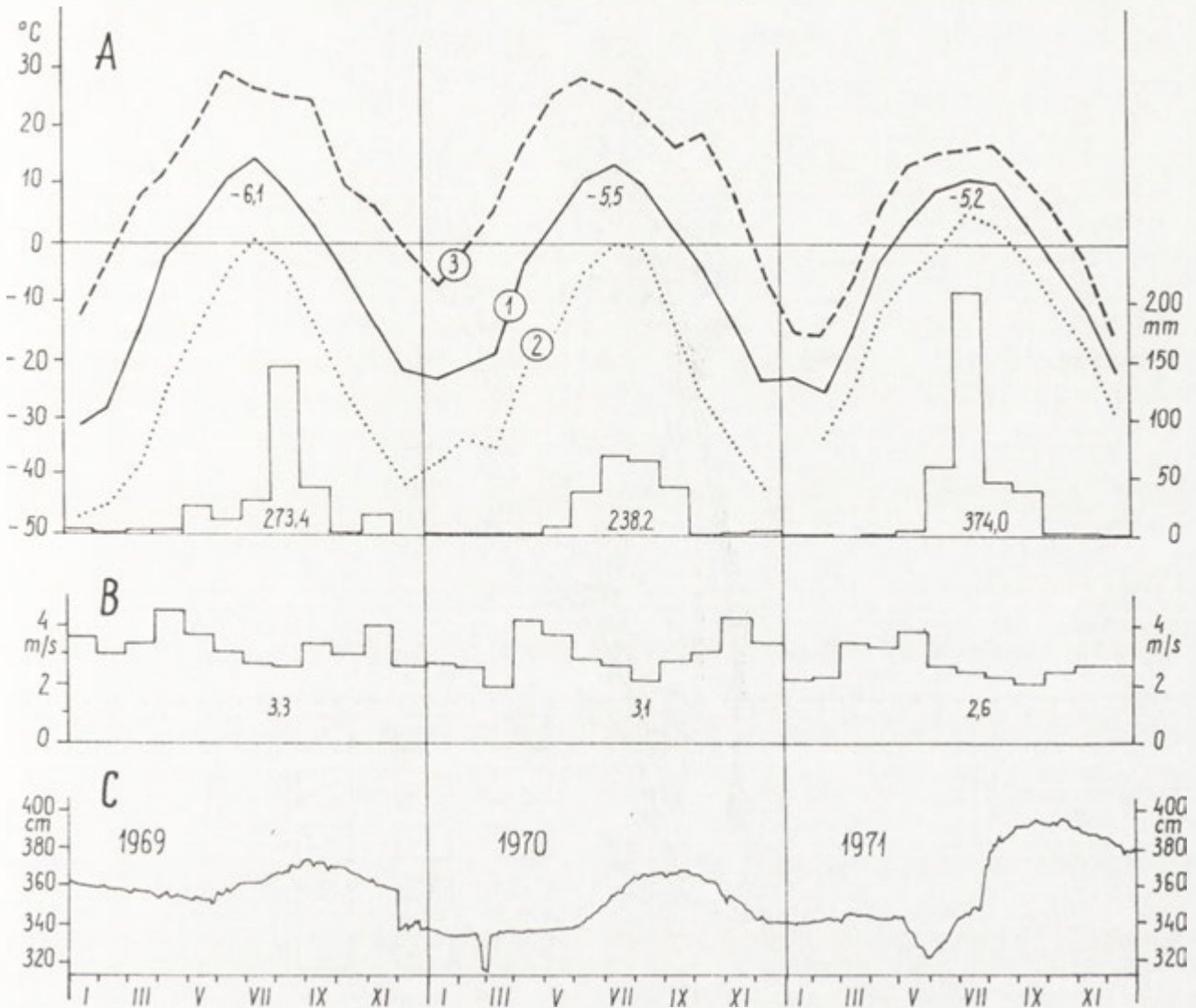
d/ obecność kanionów podwodnych, poprzecznych do linii brzegowej, będących łapaczkami osadów strumieni wzdłużbrzegowych.

W efekcie sumarycznego przejawu powyższych cech fizyczno-geograficznych środowiska jeziora, po około 5 000 lat brzegi akumulacyjne stanowią tylko 6% linii brzegowej, dwukrotnie mniej niż na Bajkale. (Rogozin 1989, 1993). Epizodyczna rytmika powodowana blokadą odpływu z jeziora wpisana jest w wielowiekową rytmikę paleoklimatyczną tego obszaru.

Literatura

- Antošenko-Olenev I.V., 1982. *Istorija prirodných obstanovok i tektoničeskich dviženii v pozdnom kajnozoe zapadnogo Zabajkala*, Nauka, Novosibirsk.
- Atlas ozera Chubsugul*, 1989, Glavnoje Upravlenije Geodeziji i Kartografii pri Sovete Ministrov SSSR, Moskva.
- Batsuch N., Chatanbaatar D., 1979. *Morfometrija rusel nektorich rek baseina ozera Chubsugul*, (w:) *Prirodnyje uslovija i resursy Prichubsugulia*. Trudy Sovetsko-Mongolskoj kompleksnoj Chubsugulskoj ekspedycji, Irkutsk - Ulan Bator, 84-89.
- Batsuch N., Šumiejev V.P., Čerkasov A.E., Samarin A.V., 1976, *Poverchnostnye vody i vodnyj balans ozera Chubsugul*, (w:) N. Sodnom, N.F. Lesev (red.) - *Prirodnye uslovija i resursy Prichubsugulia v MNR*, Nedra, Moskva, 185-206.
- Bogdanova L.L., Kulakov V.S., Čerkasov A.J., 1976. *Fiziko-geografičeskaja charakterystika*, (w:) N. Sodnom, N.F. Lesev (red.) - *Prirodnye uslovija i resursy Prichubsugulia v MNR*, Nedra, Moskva, 11-22.
- Bufal V.V., Filippov A.H., Batbelger D., Grigoriev G.N., Durnev V.F., Streločnych L.G., Coozol M., 1989, *Klimat*, (w:) *Atlas ozera Chubsugul*, Moskva, 100-102.
- Cerensodnom Ž., 1979, *Jeziora Mongolii. Ich rozmieszczenie i specyfika hydrologiczna*, *Przeegl. Geogr.*, t. 51, 1, 53-64.
- Chilko S.D., Kočetkov V.M., 1989, *Sejsmičeskoje uslovija. Sejsmičeskoje rejonirovanie*, (w:) *Atlas ozera Chubsugul*, Moskva, 99.
- Kuzniecov G.A., Kulakov V.S., 1976, *Istorija issledovanija*, (w:) N. Sodnom, N.F. Lesev (red.) - *Prirodnye uslovija i resursy Prichubsugulia v MNR*, Nedra, Moskva, 34-45.
- Mangazeer V.J., Rogozin A.A., Jakinov A.A., 1976, *Morfometrija vpadiny ozera Chubsugul*, (w:) N. Sodnom, N.F. Lesev (red.) - *Prirodnye uslovija i resursy Prichubsugulia v MNR*, Nedra, Moskva, 87-90.
- Rogozin A.A., 1989, *Morfologija i dinamika beregov. Vetrovoje volnenie*, (w:) *Atlas ozera Chubsugul*, Moskva, 66 i 112.
- Rogozin A.A., 1993, *Beregovaja zona Bajkala i Chubsugula. Morfologija, dinamika i istorija razvitia*, Nauka, Novosibirsk.
- Zolotarev A.G., Kulakov V.S., 1976 a, *Neotektonika i morfostruktury*, (w:) N. Sodnom, N.F. Lesev (red.) - *Prirodnye uslovija i resursy Prichubsugulia v MNR*, Nedra, Moskva, 66-85.
- Zolotarev A.G., Kulakov V.S., 1976 b, *Istorija razvitija reliefa*, (w:) N. Sodnom, N.F. Lesev (red.) - *Prirodnye uslovija i resursy Prichubsugulia v MNR*, Nedra, Moskva, 85-87.
- Zolotarev A.G., Kulakov V.S., 1976 c, *Neotektonika i paleogeomorfologija podvodnoj časti vpadliny ozera Chubsugul*, j.w., 90-95.

- Zolotarev A.G., Mangazeev V.Ja., 1979, *Novye dannye o geomorfologičeskich urovnjach i neotektoničeskich strukturach Prichubsugulia*, (w:) *Prirodnye uslovija i resursy Prichubsugulia. Trudy Sovetsko-Mongolskoj kompleksnoj Chubsugulskoj ekspedycji*, Irkutsk-Ulan Bator, 23-35.
- Zolotarev A.G., Mangazeev V. Ja., Demin A.A., 1989a, *Reliev kotloviny ozera Chubsugul. Geomorfologičeskoe stroene dna ozera*, (w:) *Atlas ozera Chubsugul*, Moskva, 112.
- Zolotarev A.G., Chilko S.D., Kulakov V.S., 1989b, *Geomorfologičeskoe strojenie*, (w:) *Atlas ozera Chubsugul*, Moskva, 99-100.



Ryc. 1. Warunki meteorologiczno-hydrologiczne Jeziora Chubsugul w okresie 1969-1971, wg stacji obserwacyjnej Chatgał

A. Przebieg charakterystycznych temperatur oraz sumy miesięczne i roczne opadów (opracowano na podstawie danych L.L. Bogdanova i in., 1976).

1 - średnie miesięczne temperatury (przy piku podano cyfrę średnią roczną wartość), 2 - minimalne dobowe, 3 - maksymalne dobowe. Cyfrą podano roczną sumę opadu (mm)

B. Średnie miesięczne prędkości wiatru (opracowano na podstawie danych L.L. Bogdanova i in., 1976). Cyfrą podano średnią roczną prędkość.

C. Wahania stanów wody (opracowano na podstawie H. Batsuch i in., 1976)

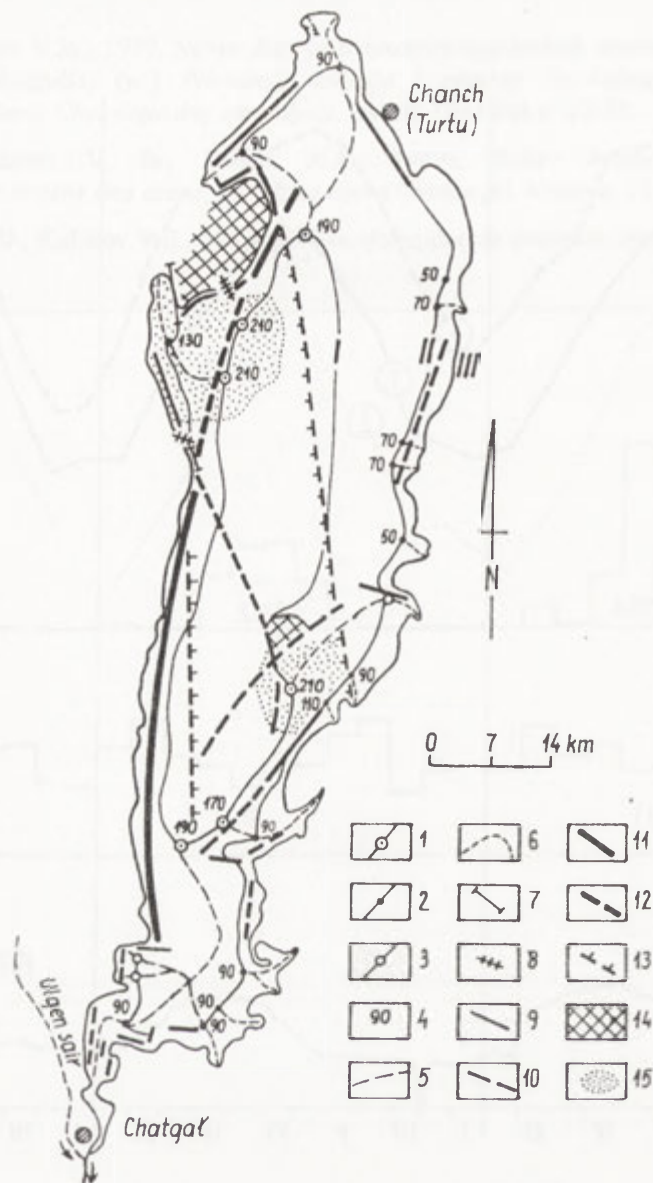
Meteorological and hydrological conditions of the Khubsugul Lake during the period of 1969 - 1971 according to Chatgal observation station

Characteristic temperatures as well as monthly and annual sums of rainfall (based on the data of L. L. Bogdanov and the others, 1976)

1 - average monthly temperatures (average annual value given next to the peak), 2 - daily minimal temperatures, 3 - daily maximal temperatures. The given number characterizes the annual average rainfall (mm). B - Average monthly wind velocity (based on the data of L. L. Bogdanov and others, 1976)

The given number characterizes the annual average velocity.

C. Fluctuations of the water level (based on H. Batsuch and others, 1976).



Ryc. 2. Schemat neotektoniki i paleogeomorfologii basenu Jeziora Chubsugul (wg A.G. Zolotarijev, V.S. Kulakov 1976 a, uproszczony).

Zasięg linii brzegowej jeziora: I - najstarszy, II - młodszy, III - współczesny.

Zatopione doliny rzeczne przy zasięgu linii brzegowej: 1 - najstarszym, 2 - młodszy,

3 - prawdopodobne ujścia zatopionych dolin, 4 - głębokość ujść zatopionych dolin (w m).

Przebieg osi zatopionych dolin: 5 - najstarszych, 6 - młodszych; 7 - pęknięcia skorupy ziemskiej pojedyncze,

8 - pęknięcia z towarzyszącymi im podwodnymi kanionami; strefy pęknięć: 9 - stwierdzone,

10 - prawdopodobne; strefa pęknięć nałożona na starą strefę: 11 - stwierdzona, 12 - prawdopodobna;

13 - strefa silnie zróżnicowanych ruchów tektonicznych, 14 - młode zręby (horsty),

15 - odcinki o największych zapadnięciach starych linii brzegowych.

Neotectonics and paleogeomorphology scheme of the Khubsugul Lake basin (after A. G. Zolotarijev, V. S. Kulakov 1976 a, simplified).

The range of the lake shore line: I - the oldest one, II - younger one, III - the contemporary one.

The flooded river valleys accompanying the range of the lake shore line: 1 - the oldest one, 2 - the younger one,

3 - possible outlets of the flooded river valleys, 4 - depth of the flooded river valleys (m).

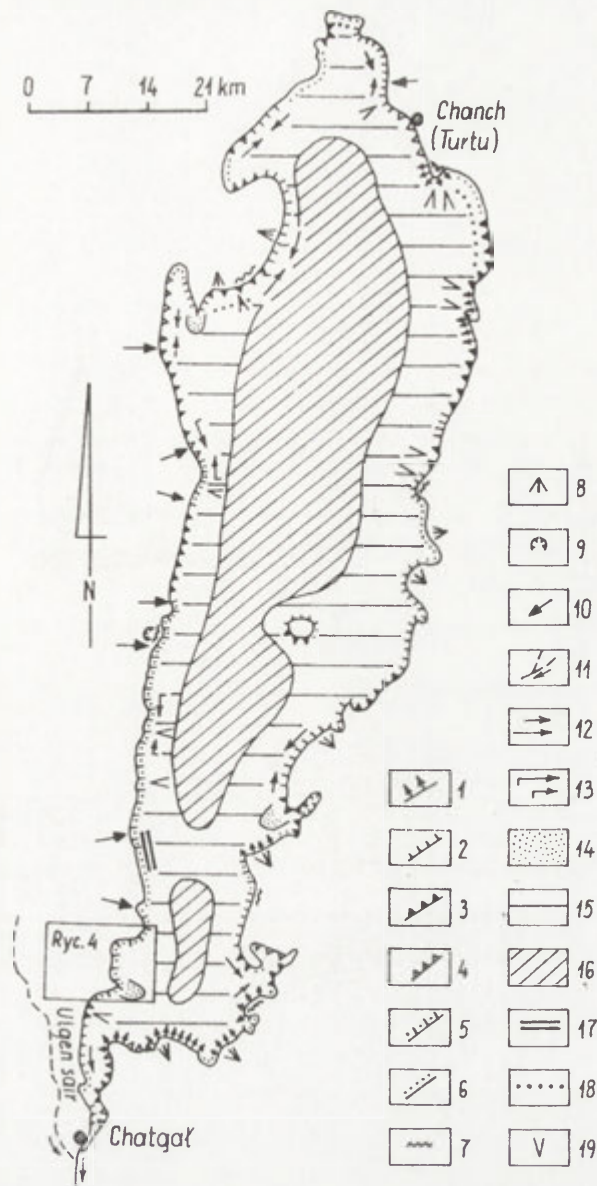
The course of the flooded river valleys: 5 - the oldest ones, 6 - the younger ones; 7 - single crustal fractures,

8 - crustal fractures accompanied by underwater canyons; zones of fractures: 9 - ascertained, 10 - probable;

zone of crustal fractures overlapping the older zone: 11 - ascertained, 12 - probable;

13 - zone of highly differentiated tectonic movements, 14 - young horsts,

15 - sections of the biggest subsidence of the old shore lines.



Ryc. 3. Morfologia i typy brzegów Jeziora Chubsugul
(wg A.A. Rogozin 1989, 1993; uproszczony i uzupełniony).

Typy brzegów: 1 strukturalno-abrazyjny, 2 - denudacyjno-abrazyjny, 3 - abrazyjny wysoki,
4 - abrazyjny niski zatopiony i zabagniony, 5 - abrazyjno-akumulacyjny, 6 - akumulacyjny.

Procesy stokowe: 7 - obrywy skalne, 8 - osypiska, 9 - osuwiska, 10 - potoki gruzowo-błotne, 11 - okresowy
potok (sair) blokujący epizodycznie odpływ z jeziora (ryc. 2 i 3).

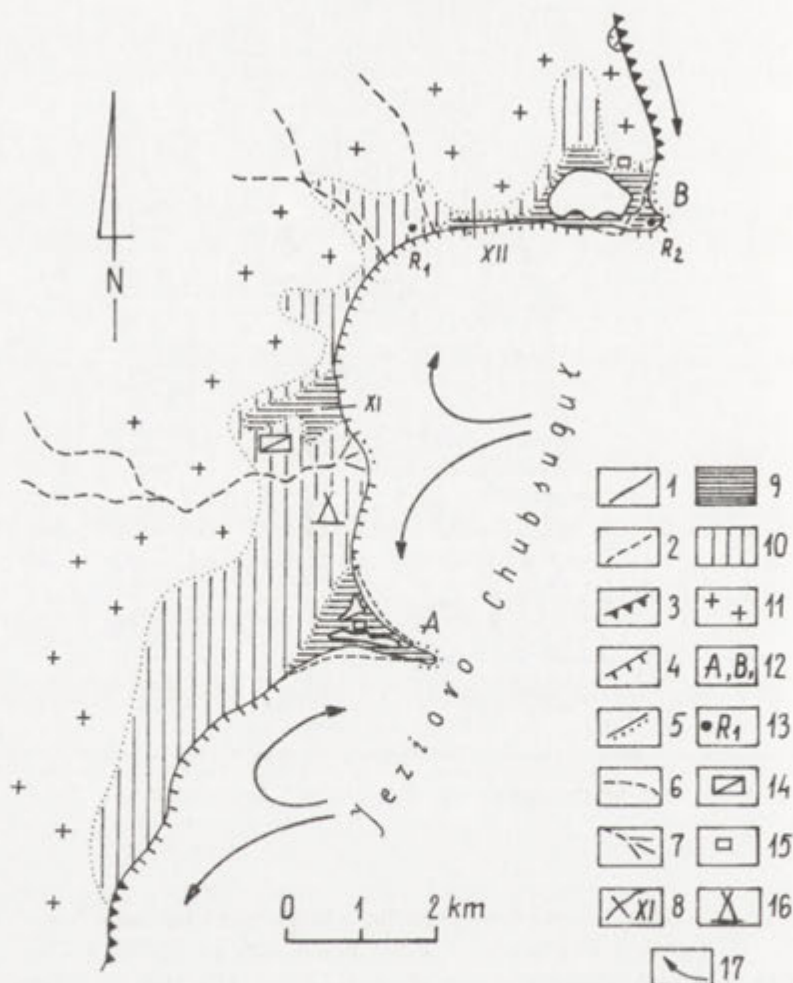
Typ zasilania, kierunek i natężenie transportu osadów: 12 - abrazyjny, 13 - tranzytowy i abrazyjno-
akumulacyjny. Rzeźba dna jeziora: 14 - płytkowodne równiny abrazyjne, 15 - rozczłonkowane denudacyjno-
akumulacyjne stoki zagłębienia i wyniesień, 16 - głębokowodne równiny akumulacji jeziornej,
17 - podwodne grzędy, 18 - pograżone wały brzegowe przeważnie głazowo-otoczakowe,
19 - podwodne kaniony. Prostokątem oznaczono odcinek badań autora (ryc. 4).

Morphology and the types of lake shores of the Khubsugul Lake
(after A. A. Rogozin 1989, 1993; simplified and supplemented).

The types of shores: 1 - structural-abrasional, 2 - denudational-abrasional, 3 - high abrasional,
4 - low abrasional inundated and swampy, 5 - abrasional-accumulative, 6 - accumulative.

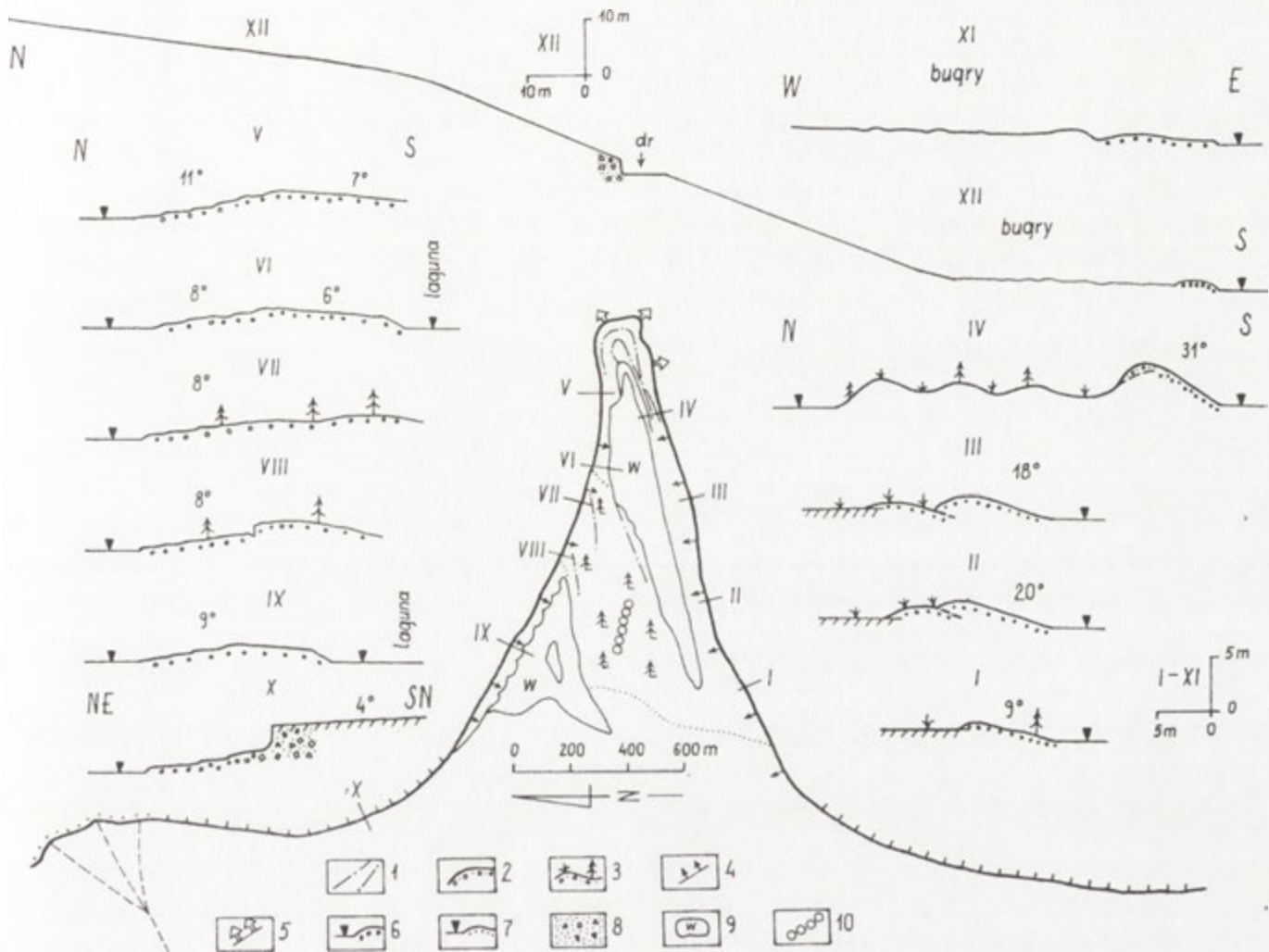
Slope processes: 7 - slumps, 8 - screes, 9 - landslides, 10 - rock-and-mud stream, 11 - intermittent stream (sair)
episodically blocking the outflow from the lake (Fig. 2 and 3).

The types of supply, the course and intensity of deposits transportation: 12 - abrasive, 13 - transit and
abrasional-accumulative. The lake bottom relief: 14 - abrasional shallow-water plateau's, 15 - dismembered
denudational-accumulative slopes of depressions and elevations, 16 - deep-water plateau's of lake
accumulation, 17 - underwater undulated bars, 18 - inundated shore ridges, mostly boulder-and-pebble,
19 - underwater canyons. The rectangle marks the area of the author's interest (Fig. 4).



Ryc. 4. Fragment zachodniego brzegu jeziora, badany w 1996 r. (lokalizacja na ryc. 3)
 Zasięg linii brzegowej w: 1 - 1996 r., 2 - 1948 r. (przy kosach); brzeg abrazyjny: 3 - wysoki (>5 m), 4 - niski (<5 m); 5 - brzeg akumulacyjny; 6 - ciekii okresowe (sajry), 7 - stożek proluwialny, czynny; 8 - lokalizacja przekroju poprzecznego brzegu (XI, XII); 9- płaskie równiny aluwialne przyjeziorne, współczesne, 10 - nachylona równina proluwialno-deluwialna oraz fragmentami jeziorno-deluwialna, 11 - średnio- i wysokogórska rzeźba erozyjno-denudacyjna, 12 - oznaczenie kos - cypli akumulacyjnych, 13 - reper i jego numer, 14 - baza turystyczna „Żanchaj” (ex baza geologów ZSRR), 15 - bazy turystyczne „Żulczin”, 16 - biwak ekspedycji „Mongolia 96”, 17 - prawdopodobna, dominująca sieć prądów przybrzeżnych

The fragment of the west shore of the lake, studied in 1996 (its localization shown in Fig. 3)
 The range of the lake shore: 1 - in 1996, 2 - in 1948 (near the sand-spits); abrasive shore: 3 - high (>5m.), 4 - low (<5 m.); 5 - accumulative shore; 6 - intermittent streams (sairs), 7 - proluvial cone, active; 8 - localization of the cross-section of the shore (XI, XII); 9 - flat near-lake alluvial plateau's, contemporary; 10 - sloping proluvial-deluvial and partly lake-deluvial plateau, 11 - medium- and alpine erosive-denudational relief; 12 - marking of the sand-spits - accumulative tips, 13 - elevation mark and its number, 14 - Jankhaj tourist facilities (former camp of the Russian geologists), 15 - Julcin tourist facilities, 16 - the campsite of the „Mongolia '96” expedition, 17 - possible domineering system of longshore drifts



Ryc. 5. Szkic kosa - cypla akumulacyjnego (A) z przekrojami poprzecznymi brzegu (lokalizacja przekroju XI-XII na ryc. 4).

- 1 - osie starych wałów brzegowych, 2 - wały bez roślinności (w trakcie tworzenia, przebudowy), 3 - wały porośnięte trawą i drzewami (modrzewiami); aktualna dynamika wału brzegowego: 4 - cofanie się (abrazja), 5 - przyrost cypla - kosa; maksymalna średnica otoczków wałów brzegowych: 6 - do 15 cm, 7 - do 10 cm, 8 - materiał rumoszowy słabo obtoczony, 9 - laguny (jeziorka), 10 - baza turystyczna „Żulczin” (6 jurt).

Inne objaśnienia patrz ryc. 4

The sketch of the sand-spit - an accumulation tip (A) with cross-sections of the shore (the localization of the XI-XII cross-section shown in Fig. 4).

- 1 - the axis of the old shore ridges, 2 - the ridges without vegetation (in the middle of creating, rebuilding of vegetation), 3 - the ridges overgrown with grass and trees (larches); the current dynamics of the shore ridge: 4 - shoreline recession (coastal erosion), 5 - the growth of the tip - sand-spit; the maximum diameter of the shore ridge pebbles: 6 - up to 15 cm, 7 - up to 10 cm, 8 - debris material poorly rounded, 9 - lagoons (little lakes), 10 - Julcin tourist facilities (6 yurtas).

Other explanations as shown in the key to Fig. 4

Odzwierciedlenie cech pustynnych oraz zmarzlinowych na powierzchni i w profilach gleb, na przykładzie wybranego transektu w mongolskiej strefie pustyni

The reflexion of the desert and permafrost features on the surface and in the soil profiles exemplified by the chosen transect of the Mongolian semidesert zone

Michał Jankowski

Abstract. The purpose of the paper is to present some selected features of soils in the area of the sporadic permafrost occurrence in the Mongolian semidesert zone. Soil-developing factors and processes, as well endogenic (weathering, water conditions, permafrost, organic matter alterations), as egzogenic (vegetation, morphogenetic processes) are shaped by the particular cryoarid climatic conditions. Considerable landscape contrasts on a very small area are determined by the local variability of both topographic and cryohydrological conditions.

Key words: Mongolia, soil, zonality, permafrost, semidesert.

Wstęp

Mongolia jest krajem, w którym występują różne typy krajobrazów, charakterystyczne dla kilku stref klimatyczno-roślinno-glebowych. Bardzo częste jest ich współwystępowanie na niewielkiej przestrzeni, w zależności od czynników lokalnych, oddziałujących w toposkali. Najbardziej jaskrawym przykładem dużej zmienności krajobrazów może być strefa lasostepu. Tajga i suchy step występują tu na tych samych terenach, a czynnikiem różnicującym rozmieszczenie roślinności jest jedynie ekspozycja zboczy. Podobnie ostry kontrast zaznacza się w pokrywie glebowej. Zalesione stoki północne z dobrze rozwiniętą wieloletnią zmarzliną pokryte są dużej miąższości zwietrzeliną ze znacznym udziałem drobnych frakcji, na których wytworzyły się marzłociowe gleby tajgi, czarnoziemy zmarzlinowe, czy też zmarzlinowe gleby brunatne. Stoki o ekspozycji południowej, porośnięte przez roślinność suchego stepu, zajęte są przez gleby kasztanowe rozwinięte na zwietrzelinach płytkich i kamienistych (Gerasimov, Nogina 1984; Kowalkowski 1982; Skiba 1985).

Interesującym przykładem ostrego kontrastu krajobrazowego są także miejsca wyspowego i sporadycznego występowania wieloletniej zmarzliny w strefie suchego stepu i półpustyń. Środowisko geograficzne tych terenów ma wyraźne cechy reprezentatywne dla warunków przyrodniczych dwóch wielkich regionów fizycznogeograficznych: Syberii i Azji Centralnej. Na terenie Mongolii, gdzie przebiega najdalej, w skali Ziemi, wysunięta na północ granica pustyni i najdalej na południe wysunięty zasięg wieloletniej zmarzliny kontynentalnej, cechy środowiska naturalnego tych krain nakładają się na siebie i współistnieją na znacznej przestrzeni. Celem obserwacji przeprowadzonych na opisywanym obszarze było uchwycenie efektów wpływu tych dwóch różnych środowisk (pustynia-wieloletnia zmarzlina) na powierzchnię terenu i budowę profilową gleb.

Lokalizacja terenu badań

Teren badań zlokalizowany został w dorzeczu Garid goł, w strefie półpustyni na wysokości ok. 1760 m npm. ($\varphi=45^{\circ}48'N$; $\lambda=101^{\circ}54'E$) (patrz Babiński - *Systemy fluwialne Gobi* - ryc.2). Jest to także strefa sporadycznego występowania wieloletniej zmarzliny (Głazik 1994).

Badania prowadzono w obrębie ostańcowego, granitowego wzniesienia, w transekcie umiejscowionym wzdłuż stoku o ekspozycji południowo - zachodniej (ryc.1).

Odkrywka nr 1 została zlokalizowana na płaskiej, usianej skalkami wierzcholinie z charakterystyczną ażurowością pokrywy glebowej i brukiem deflacyjnym na powierzchni gleby. Szatę roślinną o małym zwarcie (ok. 5% powierzchni) stanowią głównie piołun i karagana. Pod względem typologicznym daną glebę można określić na podstawie badań terenowych jako płytki, słabo rozwinięty buroziem półpustynny (wg *FAO/UNESCO* 1989: Umbric Leptosol)

(ABca) - 0-7 cm - inicjalny poziom próchniczny; glina lekka silnie spiaszczona pylasta; barwa szarobrunatna; liczne drobne korzenie; burzy z HCl

(Bca)R - 7-20 cm - „kasza” granitowa; barwa brunatna z białymi ziarnami kwarcu; ku dołowi przechodzi stopniowo w silnie zwietrzały, chociaż lity granit; burzy z HCl

Odkrywka nr 2 została umiejscowiona na silnie zdenudowanym stoku o nachyleniu ok. 5° - 7° z płytką pokrywą zwietrzelinową. Na powierzchni terenu zaobserwowano wyraźne, świeże formy spływu powierzchniowego utworzone z drobnego bruku deflacyjnego, nie przemodelowane eolicznie (fot.8). Pod względem typologicznym jest to gleba inicjalna, skalista - litosol (wg *FAO/UNESCO* 1989: Lithic Leptosol).

(AB) - 0-8 cm - inicjalny poziom próchniczny; glina lekka silnie spiaszczona; barwa szarobrunatna; liczne drobne korzenie; nie burzy z HCl

(B)R - 8-15 cm - silnie zwietrzały granit rozsypujący się na kaszę; barwa szarobrunatna; białe ziarna kwarcu i skaleni; nie burzy z HCl

Odkrywka nr 3 została wykopana w obrębie pola bugrowego zlokalizowanego wokół źródlika, w dnie płytkiej i szerokiej dolinki uchodzącej do Garid goł. Charakterystyczną cechą tej części transektu jest pojawienie się bujnej roślinności darniowej pokrywającej pagórki bugrów, oddzielonej ostrą granicą od otaczającej półpustyni (fot. 10). Bugry na nieco podniesionym skraju płata zmarzlinowego charakteryzują się przerzedzoną pokrywą roślinną, przesuszeniem powierzchni oraz występowaniem białych nalotów węglanowych (intensywnie burzących z HCl). W szacie roślinnej pojawiają się tu pojedyncze kępy ostnic.

Pod względem typologicznym opisywaną glebę można by określić jako glebę torfową, zmarzlinową (wg *FAO/UNESCO* 1989: Gelic Histosol).

O - 3-0 cm poziom organiczny - słabo rozłożone szczątki roślin darniowych; barwa czarnoszara; umiarkowanie wilgotny; burzy z HCl.

Hi1 - 0-32 cm - materia organiczna słabo rozłożona z domieszką materiału mineralnego pyłowo-piaszczystego (ok. 30%); barwa ciemnobrązowa; liczne korzenie roślin; silnie uwilgotniona; burzy z HCl.

Hi2 - 32-43 cm - słabo rozłożona materia organiczna (zbliżona do torfu); barwa ciemnobrunatna; silnie uwilgotniona; nie burzy z HCl.

Hi3 <43 cm - przemarznięty grunt.

Omówienie wyników

Obserwacje przeprowadzone w analizowanym terenie pozwoliły stwierdzić występowanie w glebach szeregu właściwości będących efektem wielokierunkowego oddziaływania specyficznego układu środowiska geograficznego.

Na powierzchni gleb przy dwóch pierwszych odkrywkach występuje wyraźny drobny bruk deflacyjny. Z jednej strony jest on efektem eolizacji, z drugiej zaś czynnikiem chroniącym powierzchnię gleby przed dalszym wywiewaniem drobnych frakcji w warunkach bardzo małej zwartości pokrywy roślinnej. Nieciągła warstwa bruku nie jest stabilna. Może być ona przemodelowywana, a nawet usuwana przez silniejszy wiatr oraz powierzchniowy spływ wody przy rzadkich, ale nawalnych opadach. Świadectwem tego mogą być zaobserwowane na stoku świeże formy mikrorzeźby (patrz Babiński - *Systemy fluwialne Gobi*, fot.8).

W profilach 1 i 2 widoczny jest słabo wyrażony inicjalny poziom próchniczny o małej miąższości, pod którym znajduje się strefa intensywnego wietrzenia (zaczątki kształtowania poziomu B) stopniowo przechodząca w lity granit. Zaznacza się tu również zmienność uziarnienia, wyraźna nawet w tak płytkich profilach. Górna ich część, odpowiadająca poziomom próchnicznym wykazuje cechy gliny lekkiej pylastej, przechodząc w gruboziarnistą kaszę granitową, coraz bardziej zwięzłą ku spągowi. Takie płytkie, ale zróżnicowane profile mogą świadczyć z jednej strony o działaniu silnych procesów denudacyjnych, a z drugiej o intensywnym wietrzeniu skał podłoża. W obszarach aridowych dominującym procesem geologicznego wietrzenia jest dezintegracja granularna (Kowalkowski 1975), przy równoczesnym spowolnieniu procesów sializacji (zglińniania). Może to tłumaczyć znaczne rozprzestrzenienie na terenie Mongolii zwietrzelin gruboziarnistych i łatwo przepuszczalnych (Gerasimov, Nogina 1984). Zmienność uziarnienia w opisywanych, płytkich profilach, a także jego wyraźna odmienność w poziomach próchnicznych może sygnalizować duży udział procesów wewnątrzglebowych w przekształcaniu składu mineralnego i granulometrycznego skał podłoża (Skiba 1985). Aktywność biologiczna hamowana przez większą część roku małym uwilgotnieniem, z wielokrotną swą intensywnością w okresach ciepłych i jednocześnie najbardziej wilgotnych (Gerasimov, Nogina 1984). Ma to zapewne wpływ na periodyczną intensyfikację procesów wietrzenia chemicznego. Jednak generalnie, zdecydowanie dominują tu procesy wietrzenia fizycznego; zauważalna zawartość frakcji ilastych i pyłowych może być również częściowo powiązana z wietrzeniem zachodzącym w warunkach mrozowych (Kowalkowski 1975; Skiba 1985).

Profil nr 3 reprezentuje zupełnie inną sytuację. W całej jego miąższości zdecydowanie dominuje torfopodobna materia organiczna o znacznym stopniu uwilgotnienia. Maksymalna

ilość materiału mineralnego w poziomie przypowierzchniowym (występującego tu jako domieszka) oraz jego pyłowo - piaszczysty charakter sugerują pochodzenie allochtoniczne - eoliczne.

Czynnikiem sprzyjającym gromadzeniu się słabo rozłożonej materii organicznej jest nadmierne uwilgotnienie gruntu związane z występowaniem wieloletniej zmarzliny i sezonowym rozmarzaniem warstwy czynnej. Jak twierdzi R.Głazik (1994), w warunkach suchego, kontynentalnego klimatu Mongolii zmarzlina jest bardzo ważnym elementem obiegu wody, jednak z jej występowaniem wiążą się również pewne ograniczenia dla rozwoju roślin i procesów glebotwórczych. Stosunkowo krótki okres dostępności wody, a przede wszystkim jej niska temperatura, są przyczyną spowalniania procesów biologicznych (Gerasimov, Nogina 1984), a wraz z niewielką miąższością strefy czynnej mogą one hamować rozwój wyższej i bogatszej gatunkowo roślinności (fot.10). Z badań pola bugrowego przeprowadzonych w dniu 09.06.96 r. wynikało, że wypływająca z niego woda miała temperaturę 1°C, natomiast spąg warstwy czynnej znajdował się na głębokości ok. 45 cm.

W analizowanym transekcie, w profilach 1 i 3 stwierdzono, na podstawie reagowania utworów powierzchniowych z HCl, obecność węglanów. Wielu autorów (Gerasimov, Nogina 1984) wyraża pogląd, iż współcześnie, na skutek przewagi (ok. 90% w miesiącach letnich), monsunowych opadów atmosferycznych na terenie Mongolii dominuje tendencja do wymywania węglanów w głąb profili glebowych. Zaobserwowane reakcje wydają się jednak wskazywać, że w glebach badanego obszaru ługowanie węglanów nie jest procesem wyraźnie zaznaczającym się. Ważniejszym dowodem może tu być natomiast fakt, że opisywane gleby (profile 1 i 2) wytworzone zostały w obrębie masywu zbudowanego z granitów, które należą do skał magmowych kwaśnych, pierwotnie pozbawionych węglanów. Ich obecność w profilu 1 może się wiązać z klimatycznymi uwarunkowaniami procesów wietrzeniowych. Węglany mogą powstawać obok minerałów ilastych jako produkty karbonatyzacji - jednego z głównych procesów wietrzenia chemicznego. W warunkach pustynnych nie są całkowicie wymywane z profili glebowych (jak to ma miejsce w klimatach humidowych) lecz przynajmniej częściowo pozostają w eluwium, akumulując się często w postaci poziomów węglanowych na różnych głębokościach - co zależy od stopnia suchości klimatu.

Źródłem kationów zasadowych budujących sole węglanowe mogą być przede wszystkim wietrzejące skalenie, będące pospolitymi minerałami skałotwórczymi, a czynnikiem sprzyjającym ich karbonatyzacji jest zwiększona wilgotność oraz biochemiczna produkcja CO₂ w okresie letnim.

Obecność węglanów na wznoszących się nieco obrzeżach pola zmarzlinowego, gdzie obserwowano bugry o przesuszonej powierzchni pokrytej białym osadem reagującym intensywnie z HCl oraz w profilu 3, zbudowanym głównie z silnie uwilgotnionej materii organicznej, może świadczyć o okresowych tendencjach do częściowego wynoszenia tych soli przez niewielką ilość wody, która zdoła infiltrować w głąb w wilgotnym, letnim okresie. Słabe, częściowe wymywanie węglanów z gleb związane jest prawdopodobnie z faktem, że na okres maksymalnych opadów przypada też największe parowanie.

Podsumowanie

Opisane powyżej profile glebowe zawierają zapis cech środowiska glebotwórczego w strefie przejścia od suchego stepu do półpustyni, w zasięgu wyspowego i sporadycznego występowania zmarzliny, w obrębie silnie zdenudowanego masywu granitowego.

Bardzo mała miąższość profili glebowych nr 1 i 2 jest wynikiem silnego oddziaływania na nie granitowej, litej skały macierzystej oraz procesów deflacji i denudacji, a więc czynników litomorficznego i morfogenetycznego. Występujące równocześnie zróżnicowanie na poziomy genetyczne oraz pionowa zmienność uziarnienia odzwierciedlają układ bioklimatycznych warunków wietrzenia i procesów glebotwórczych, a więc czynnika automorficznego. Profil 1 - buroziem - reprezentuje układ środowiska glebotwórczego charakterystyczny dla strefy półpustyni, natomiast profil 2 ukazuje glebę inicjalną, litogeniczną. Gleba torfowa zmarzlinowa w profilu nr 3 jest ukształtowana przy dominacji czynnika kriohydromorficznego i wykazuje cechy typowe dla warunków zmarzlinowych, panujących przede wszystkim w strefach położonych na północ od opisywanego regionu.

Cechy obydwu środowisk uwidaczniają się we wszystkich analizowanych profilach. Obecność allochtonicznego, eolicznego materiału mineralnego o charakterze pyłowo - piaszczystym w profilu 3 oraz występowanie węglanów od powierzchni form bugrowych świadczą o wpływie warunków pustynnych na wyspę zmarzliny. Podobnie, uziarnienie gliny lekkiej, pylastej w poziomach próchnicznych profili 1 i 2 może wskazywać na udział procesów mrozowych w kształtowaniu tych gleb.

Widoczny jest wpływ środowiska na powierzchnię gleb, przejawiający się w kształtowaniu mikrorzeźby: ażurowości pokrywy glebowej, bruku deflacyjnego i form spływu powierzchniowego na zwietrzelinie granitu oraz bugrów w obrębie pola zmarzlinowego. Bardzo wyraźne jest też zróżnicowanie stopnia pokrycia terenu roślinnością, jak i jej charakteru.

Na terytorium Mongolii, z jej specyficznym środowiskiem geograficznym uwarunkowanym przez położenie w obszarze przejściowym pomiędzy Syberią i Azją Centralną, spotyka się wiele układów pośrednich o różnorodnym charakterze przenikania sąsiednich stref: 1) stopniowym; 2) złożonym, w warunkach urozmaiconej rzeźby oraz 3) wyspowym (Bednarek, Prusinkiewicz 1990). Przenikanie stopniowe jest charakterystyczne dla równinnych stepów i półpustyni wschodniej i południowej Mongolii zaś złożone (ekspozycyjne) dla całej strefy lasostepu. Przenikanie wyspowe może być reprezentowane przez region wyspowego i sporadycznego występowania zmarzliny, gdzie został zlokalizowany analizowany teren. Na podkreślenie zasługuje tutaj fakt, że w opisywanym pedo-ekotonie (Bednarek, Prusinkiewicz 1990) krzyżują się cechy środowisk, których główne obszary występowania nie sąsiadują ze sobą bezpośrednio, lecz są rozdzielone kilkoma strefami klimatyczno-roślinno-glebowymi.

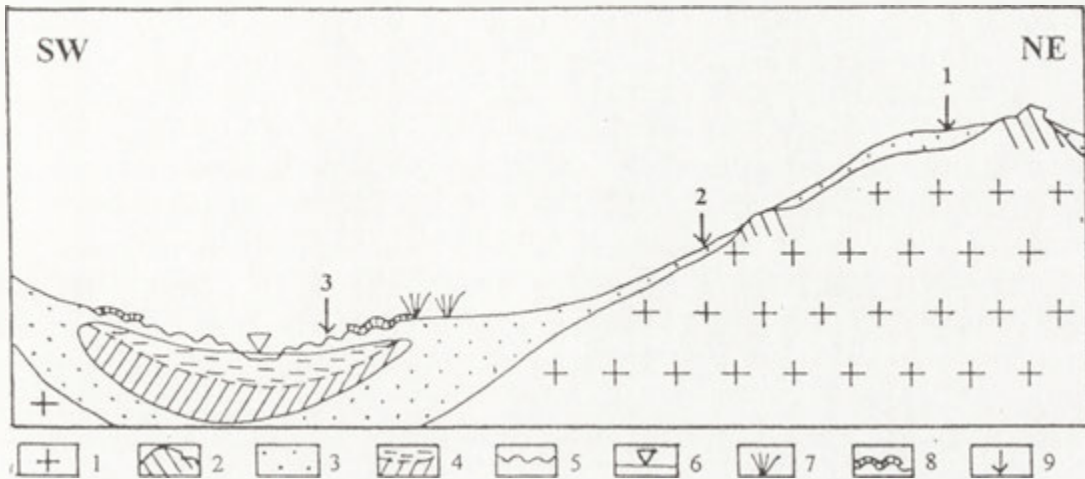
Wnioski

Na podstawie wyników obserwacji przeprowadzonych na obszarze wyspowego występowania wieloletniej zmarzliny w strefie półpustyni w Mongolii można sformułować następujące wnioski:

1. W analizowanym układzie środowiska pustynnego i zmarzlinowego zaznacza się wyraźny wpływ na gleby czynników egzogenicznych (klimatu, roślinności, procesów morfogenetycznych, wietrzenia fizycznego), jak i endogenicznych (wietrzenia chemicznego, warunków wodnych, obecności zmarzliny, przemiany materii organicznej, transportu produktów procesów wietrzeniowych i glebotwórczych).
2. Dominującą rolę wśród czynników glebotwórczych odgrywa klimat. Oddziałuje on na gleby pośrednio, kształtując układ komponentów środowiska glebotwórczego, jak i bezpośrednio, determinując przebieg procesów wietrzeniowych i glebotwórczych.
3. Suchy i chłodny klimat stwarza możliwość współistnienia w badanym terenie cech środowisk pustynnego i zmarzlinowego. Lokalne warunki topograficzne i kriohydrologiczne determinują silne kontrasty krajobrazowe przejawiające się w całkowitym zróżnicowaniu genetycznym gleb.
4. Zaznacza się wyraźne oddziaływanie czynników związanych z obydwoma środowiskami zarówno na profile, jak i na powierzchnię badanych gleb.
5. Opisywany region można uznać za fragment specyficznego pedo-ekotonu skupiającego cechy środowisk, których główne obszary nie sąsiadują ze sobą bezpośrednio, ale są rozdzielone kilkoma strefami klimatyczno-roślinno-glebowymi.

Literatura

- Bednarek R., Prusinkiewicz Z., 1990, *Geografia gleb*, PWN, Warszawa.
- FAO/UNESCO 1989, *Soil Map of the World. Revised Legend*, ISRIC, Wageningen.
- Gerasimov I.P., Nogina N.A., 1984, *Počvennyj pokrov i počvy Mongolii*, Nauka, Moskva.
- Głazik R., 1994, *Wpływ wieloletniej zmarzliny na obieg wody w Mongolii*, *Przeegl. Geogr.*, 66, 3-4, 327-345 .
- Kowalkowski A., 1975, *Granulometric Indices of Stratigraphy of Soil Horizons in the Mountain Complex of Sant Basin and Valey*, *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Terre* 23, 3/4, 213-220.
- Kowalkowski A., 1982, *Piętrowość gleb południowego skłonu Changaju w Mongolii*, *Roczn. Glebozn.* 33, 1/2, 169-200.
- Skiba S., 1985, *Rola klimatu i roślinności w genezie gleb na przykładzie gleb górskich z Tatr polskich i z gór Mongolii*, *Zesz. Nauk. AR im. H. Kollątąja, Kraków*.



Ryc. 1. Schematyczny szkic profilu badanego terenu

- 1 - masyw granitowy, 2- wychodnie skal podłoża, 3 - pokrywa zwietrzelinowa,
 4 - zmarzlina wraz z warstwą czynną, 5 - pagórki bugrowe zbudowane z materii organicznej
 6 - zwierciadło wody powierzchniowej, 7- kępy ostnic, 8 - osad węglanowy na powierzchni bugrów,
 9 - lokalizacja odkrywek glebowych

Schematic sketch of the investigated area profil

- 1- granite massif, 2 - bassets of the bed-rock, 3 - waste cover, 4 - permafrost with the active layer,
 5 - pingo hillocks built from organic matter, 6 - level of surface water, 7 - tassocks of *Stipa* grass,
 8 - carbonate precipitate on the surface of pingos, 9 - localization of the soil outcrops

Percepcja krajobrazów Mongolii przez jej mieszkańców

Perception of the Mongolian landscapes by the inhabitants

Aleksandra Kowalczyk

Abstract. The paper presents the analysis of multisensoral landscape perception by the inhabitants based on data received from local interviews. The investigations carried out by questionnaire method, the questions considered visual, hear and touch sensity. The analisis revealed the preference of landscape character.

Key words: Mongolian landscape, multisensoral perception.

Człowiek jest głęboko powiązany z przyrodą. Człowiek i środowisko, w którym żyje tworzą dwa układy systemu - „przyroda”. Jednostka ludzka może być podmiotem jak i przedmiotem percepcji środowiska przyrodniczego. Uświadamiany związek człowieka z krajobrazem przejawia się w autentycznych przeżyciach spowodowanych wielozmysłową percepcją multimodalnego środowiska, wzbogaconą przez doświadczenie i system symboliczny. W ten sposób krajobraz staje się źródłem informacji odbieranych i przetwarzanych jako obraz, cień, światło, ciepło-zimno, dźwięk, zapach. Źródłem informacji w krajobrazie jest, między innymi, ukształtowanie powierzchni terenu, klimat, wody powierzchniowe, świat roślin i zwierząt. Zatem wielozmysłowa informacja o treści krajobrazu jest uwarunkowana nie tylko przetwarzaniem jej przez:

- doświadczenia emocjonalne i intelektualne,
- oczekiwania i stan psychiczny,
- system symboli (kulturę),
- system wartości,

ale również przez strukturę i funkcjonowanie krajobrazu (geokompleksu). Zróżnicowanie i układ przestrzenny komponentów krajobrazu wpływa na procesy w nim zachodzące, które są postrzegane w postaci:

- promieniowania słonecznego, temperatury i wilgotności powietrza (klimat, bioklimat),
- częstości występowania i siły wiatru (warunki przewietrzalności),
- rodzaju i natężenia dźwięków (warunki rozchodzenia się dźwięków),
- rodzaj zapachów - pochodzenia roślinnego i antropogenicznego jest wynikiem występowania zbiorowisk roślinnych, procesów gnilnych oraz stanu czystości powietrza i wody.

Obecnie panuje w psychologii pogląd, że pierwszy poziom reagowania na środowisko przyrodnicze ma charakter emocjonalny. Emocje pozytywne takie jak radość, przyjemność, poczucie wolności aktywizują człowieka, natomiast emocje negatywne, jak smutek, przygnębienie, ograniczenie, strach obniżają ogólną ruchliwość, pogłębiają depresję i wzbudzają agresję.

Postrzeżenie krajobrazów jest indywidualne i niepowtarzalne, a o percepcji zbiorowej możemy mówić jako o wielkości średniej badanej populacji. Tak też potraktowano wyniki badań percepcji krajobrazów przez mieszkańców Mongolii.

Mongolia zajmuje obszar 1565 tys. km². Zamieszkuje go ok. 2,5 mln ludności. Mongołowie to lud stepowy i koczowniczy. Źródłem ich utrzymania było i jest pasterstwo. Ze względów klimatycznych pasterze (araci) zmuszeni są do cyklicznego (sezonowego) przepędzania stad na pastawiska o różnych warunkach wysokościowych i przestrzennych. Ten nomadyczny charakter życia ułatwiają lekkie i łatwe do transportu jurty. Najtrudniejszym okresem dla życia ludzi i zwierząt jest zima, a zwłaszcza przełom zimy i wiosny. Często w tym czasie występują gołoledzie, grunt i woda są zamrożone. Zdarzają się również obfite opady śniegu, które utrudniają zdobycie pożywienia dla zwierząt, przynosząc im tzw. „białą śmierć”. Natomiast od czerwca do końca sierpnia przyroda żyje, ludzie zaś mogą przebywać w otwartej i rozświetlonej przestrzeni. Idealem życia mongolskich pasterzy była i jest swoboda, ruchliwość, niczym nieskrępowana egzystencja na stepie. Step był i jest dla pasterzy domem. Widocznym tego wyrazem są opuszczone murowane domy w miasteczkach i osadach. Wydaje się, że objawem tęsknoty ludzi miasta za naturalnym krajobrazem jest ich malarstwo - wszystkie obrazy przedstawiają (w różnym zestawieniu) to samo - rozległy jasny step, niebo, konie i widoki gór oraz jurty. Dominującymi barwami jest biel, błękit, żółć, zieleń i rzadko brąz.

W czerwcu 1996 roku przeprowadzono badania ankietowe postrzeżenia krajobrazów przez 69 studentów i pracowników naukowych na uniwersytecie w Kobdo i w Ułan Bator. Respondentom postawiono pytania na temat potrzeb przestrzennych oraz pozytywnych i negatywnych emocji wywołanych krajobrazem i jego elementami.

1 - Jak Mongołowie postrzegają krajobrazy, w których żyją?

Rozległa, czy zamknięta przestrzeń wywołuje u Ciebie poczucie wolności i swobody?

- rozległa przestrzeń - 69,2% odpowiedzi, 1

- zaciszny zakątek z ograniczonym widokiem - 30,8% odpowiedzi.

Większość Mongołów ma uczucie komfortu przestrzeni, kiedy przebywa na stepie i wysoko w górach. Tylko jedna trzecia ankietowanych czuje się dobrze w dolinach. Udało się zaobserwować, że ich zgromadzenia i zebrania odbywają się wyłącznie w miejscach wyniesionych, na wzgórzach. Większe pole obserwacji - większa przestrzeń wzbogaca dopływ

informacji i zwiększa poczucie bezpieczeństwa, ponieważ niewiedza ogranicza czasoprzestrzeń.

2 - Gdzie wypoczywasz, kiedy jesteś zmęczony?

	W mieście	Na wsi	W stepie	Nad rzeką
Najchętniej	8	9	9	26
Chętnie	6	5	9	10
Niezbyt chętnie	4	14	10	0
Niechętnie	13	7	6	2

Mongołowie najchętniej wypoczywają nad wodą - 63% udzielających odpowiedzi, natomiast w mieście chętnie wypoczywa 25%, zaś w stepie 27% udzielających odpowiedzi.

3 - Co w krajobrazie wywołuje u Ciebie poczucie radości i szczęścia?

Elementy krajobrazu	Liczba odpow.	Procent odpow.
- kwiaty	12	23,0
- róże	3	5,8
- rośliny	1	1,9
- odgłosy zwierząt i śpiew ptaków	7	13,5
- wszystko, cała przyroda	6	11,5
- słoneczny dzień	3	5,8
- słońce po deszczu	3	5,8
- wschód słońca	3	5,8
- rozległy słoneczny widok	2	3,8
- szum deszczu	3	5,8
- szum wiatru (szepot wiatru)	2	3,8
- szczyty gór	1	1,9
- rysunki naskalne	1	1,9
- szum górskich rzek	1	1,9

Pozytywnych emocji radości i zadowolenia Mongołom dostarczają głównie (44,2% odpowiadających) widok roślin i kwiatów, zwierząt, a w 30,8% promienie słoneczne i odczucia ciepła. Przyjemne odczucia są związane z cyklicznym odtwarzaniem życia przyrody. Potrzeby i upodobania Mongołów sięgają ich korzeni - rośliny, zwierzęta, słońce, wiatr, widok gór towarzyszył im zawsze w czasie wędrówek i wypraw wojennych, w dzień i w nocy.

4 - Co w krajobrazie wywołuje u Ciebie smutek, przygnębienie, lęk?

Elementy krajobrazu	Liczba odpow.	Procent odpow.
- wycie wiatru	11	21
- burza, grzmoty	9	17,3
- ciemność	5	9,6
- śnieg	9	17,3
- deszcz	3	5,8
- pochmurny dzień	5	9,6
- wezbrane rzeki	2	3,8
- krajobraz nie wywołuje negatywnych odczuć	3	5,8
- silny mróz	1	1,9
- zimowy widok	1	1,9
- nieprzyjemna pogoda	1	1,9
- trzęsienie ziemi	1	1,9
- groza przyrody	7	13,5
- przejawy degradacji środowiska	2	3,8

Stresy związane z krajobrazem są u Mongołów wywołane głównie zjawiskami pogodowymi - odczuwa je 79% badanych. Zjawiska meteorologiczne, zarówno te gwałtowne jak i długotrwałe, dają przykre odczucia psychiczne - mało światła, nieprzyjemne odgłosy oraz zimno i zagrożenie życia. Negatywne odczucia w krajobrazie są uwarunkowane głównie ostrymi i długimi okresami zimna oraz gwałtownymi opadami deszczu.

5 - Jakie dźwięki w krajobrazie sprawiają tobie radość?

Rodzaje dźwięku	Liczba odpow.	Procent odpow.
- śpiew ptaków	31	59,6
- szum płynących strumieni i rzek	15	28,8
- głosy zwierząt	6	11,5
- odgłosy stada jeleni i koni	5	9,6
- szum drzew	2	3,8
- śpiew ludzi	6	11,5
- kukanie kukułki	1	1,9
- szum oceanu	1	1,9

Przyjemne dla Mongołów dźwięki przyrody są odgłosami ptaków i zwierząt - pozytywnie je oceniło 82% respondentów oraz szum płynącej wody. Ptaki śpiewają w stepie, kiedy jest jasny słoneczny dzień, lekki powiew wiatru, jest spokojnie, przyroda jest „łagodna”, a głosy napływające z zewnątrz są znane, swojskie i kojarzą się z przyjemnymi doświadczeniami.

6 - Jakie dźwięki w krajobrazie sprawiają tobie przykrość, budzą lęk?

Rodzaje dźwięku	Liczba odpow.	Procent odpow.
- wycie wiatru	27	51,9
- burza z wyładowaniami piorunów	12	23,1
- wycie wilków	6	11,5
- straszne nieznane dźwięki	3	5,8
- odgłosy nieprzyjaznych zwierząt	6	11,5
- odgłosy miasta	2	3,8
- odgłosy trzęsienia ziemi	1	1,9

Budzące negatywne odczucia dźwięki w przyrodzie u 75% respondentów są związane ze zjawiskami meteorologicznymi, które na stepie i w górach ulegają spotęgowaniu i są przejawami ogromu przyrody, dlatego budzą strach. Od zarania dziejów człowiek bał się niezrozumiałych dla niego i potężnych sił przyrody, których doświadczał jako nieprzyjazne w codziennym życiu.

7 - Co jest dla Ciebie niezbędne w krajobrazie do wypoczynku?

Elementy krajobrazu	Liczba odpow.	Procent odpow.
- słoneczna pogoda, bezchmurne niebo	10	19,1
- jezioro, rzeka, czysta woda	25	48,1
- las	14	26,9
- góry	7	13,5
- deszcz i słońce	7	13,5
- kwiaty, rośliny stepu	13	25,0
- widok przyrody, cała przyroda	10	19,1
- widok zwierząt	2	3,8
- obecność ptaków	3	5,8
- śnieg na szczytach gór	4	7,6
- dużo ludzi	1	1,9
- rozległy widok	5	7,6

Mongołowie dobrze wypoczywają nad wodą, wśród kwiatów i traw stepu, w pobliżu lasu, w towarzystwie ptaków i zwierząt, przy spokojnej, słonecznej pogodzie. Biologicznie i psychicznie ludzie zawsze byli w bliskim kontakcie z przyrodą, oglądali rozległe przestrzenie. Wymienione przez ankietowanych elementy krajobrazu tworzą wesołe, spokojne, jakby zatrzymane w czasie obrazy.

Wnioski

W wyniku analizy zebranego materiału można powiedzieć, że Mongołowie świadomie postrzegają krajobraz trzema zmysłami, głównie wzrokiem (73%), a następnie dotykiem (odczuciem ciepła, zimna, wiatru) i słuchem.

Negatywne emocje wywołane krajobrazem są w 61,9% postrzegane wzrokiem, w 38,5% słuchem i w 9,6% zmysłem dotyku. Dobrze rozwinięty zmysł słuchu obok wzroku (telereceptorów) oraz zmysłu czucia może być uwarunkowany cechami krajobrazów stepowych, charakteryzujących się występowaniem niskiej roślinności, bardzo dobrymi warunkami rozchodzenia się dźwięków, bardzo dobrą przewietrzalnością (duże prędkości, szum, wycie wiatru), częstymi w lecie wyładowaniami atmosferycznymi, dużej rocznej zmienności klimatu, a także gwałtownymi zmianami pogody.

Wydaje się, że koczowniczy tryb życia Mongołów wpłynął na ich współczesne potrzeby przestrzenne i umiłowanie otaczającej przyrody. Również dawne i współczesne wierzenia mają wpływ na percepcje. Niebo i słońce jest przez respondentów wymieniane bezpośrednio lub pośrednio jako najważniejszy element ich pozytywnych odczuć. Następne miejsca zajmują rozległa przestrzeń, woda, zwierzęta, ptaki, kwiaty. Pozytywne odczucia wywołuje to wszystko co umożliwia życie, co ukształtowało ich kulturę, świat symboli i system wartości.

W tym celu należy przede wszystkim...

W tym celu należy przede wszystkim...

W tym celu należy przede wszystkim...

W tym celu należy przede wszystkim...

W tym celu należy przede wszystkim...

Geograficzne problemy hodowli zwierząt w altajskim, górskim regionie Mongolii (na przykładzie ajmaku kobdoskiego)

Geographical problems of the animal breeding in the region of the Altai Mountains in Mongolia

Gendendzavyn Njamdavaa

Abstract. The article discusses environmental as well as socio-economic conditions of the nomadic animal breeding in the Altaic region of Mongolia. The main types of traditional and contemporary nomadism were characterized. The analysis of the present distribution and use of pastures were analyzed. The regions with the best animal breeding conditions were determined in the connection with the pasture quality, stock size and the herd structure.

Key words: Mongolia, Altaic region, animal breeding, pasture, nomadism.

Aktualność problemu

Przejściu Mongolii do gospodarki rynkowej towarzyszy rozpad przedsiębiorstw rolniczych, prywatyzacja bydła oraz zmiana zasad normowania i wynagradzania pracy, istniejących w warunkach planowanej, scentralizowanej gospodarki. Uświadomiono sobie fakt, że obecnie nie jest możliwe życie na koszt państwa, jak to było w okresie, gdy zaopatrzenie w paszę, budowa zagród dla zwierząt, kopanie studni i podejmowanie innych inwestycji było realizowane nakazem i przy pomocy władz administracyjnych. Nowe stosunki ekonomiczne doprowadziły do powstania dużej liczby małych, rozproszonych gospodarstw, opartych na własności prywatnej.

W wyniku tych wielkich przemian zmieniła się rola gospodarza stada. Nastąpiło wymuszone opuszczanie dotychczasowych pastwisk, powstały stada składające się ze zwierząt, które nie przywykły do siebie i nowych pastwisk oraz wodopojów. Przybyli nowi hodowcy słabo znający zarówno okolice, jak i stado. W lokalnych władzach pojawili się ludzie nie mający doświadczenia w pracy z hodowcami. Większość hodowców przyłączyła się do akcji mającej na celu powrót do dawnych tradycji, zapomnianych od ponad 30 lat, przy czym pewna część hodowców, nie orientując się w zachodzących zmianach, zaczęła popełniać błędy.

W celu zapewnienia hodowcom - koczownikom przejścia do gospodarki rynkowej z najmniejszymi stratami, dojrzała koncepcja opracowania naukowych podstaw połączenia tradycyjnych i współczesnych metod poznania i racjonalnego wykorzystania warunków przyrodniczych, stanowiących bazę hodowli zwierząt opartej na wypasie. Szczególnego znaczenia nabiera poznanie warunków przyrodniczych różnych obszarów, problemów bioekologicznych pastwiskowej hodowli zwierząt oraz charakteru koczowniczej hodowli w połączeniu ze składem gatunkowym stad i ich zróżnicowaniem specjalistycznym. Stwarza to możliwość określenia obszarów optymalnych dla bydła pod względem ekologicznym, jak również wyboru kierunków i metod racjonalnego rozwoju gospodarstw hodowlanych.

Problem jest szczególnie ważny dla słabo poznanej, pod względem stosunków społecznych i geograficzno-ekonomicznych, zachodniej części kraju, a w szczególności górskiego Regionu Ałtajskiego. Podjęte badania mają węzłowe znaczenie dla rozwiązania społeczno-ekonomicznych problemów hodowców, którzy obecnie znajdują się w trudnym okresie przechodzenia do gospodarki rynkowej.

Cel badań

Celem badań było poznanie geograficzno-ekologicznych podstaw rozwoju koczowniczej hodowli zwierząt w górskim Regionie Ałtajskim. Problem rozpatrzono w ścisłym powiązaniu ze środowiskiem przyrodniczym i społeczno-ekonomicznymi warunkami gospodarki rynkowej. Postawiono następujące zadania badawcze:

Poznanie geograficzno-ekologicznych warunków prowadzenia i rozwoju hodowli w regionie, a w szczególności określenie przestrzennego zróżnicowania głównych elementów przyrodniczych z punktu widzenia ekologii bydła.

Ustalenie głównych typów tradycyjnego i współczesnego koczownictwa, obecnego rozmieszczenia i wykorzystania pastwisk oraz określenie obszarów optymalnych dla bydła pod względem ekologicznym.

Wyznaczenie rejonów optymalnych dla bydła w granicach ajmaku kobdoskiego, poznanie zróżnicowania warunków i zasobów przyrodniczych w tych rejonach, opracowanie zasad prawidłowego wykorzystania pastwisk w poszczególnych somonach (powiatach) w powiązaniu z wielkością pogłównia bydła i strukturą stada oraz rozpatrzenie możliwości zwiększenia pogłównia bydła.

Warto zaznaczyć, że w górskim Regionie Ałtajskim powyższe problemy zostały podjęte po raz pierwszy.

Obszar badań

Badania prowadzono w granicach ajmaku kobdowskiego, który wchodzi w skład wielkich regionów obejmujących Góry Ałtajskie (Ałtaj Mongolski i Ałtaj Gobijski), Zaałtajską Gobi i Kotlinę Wielkich Jezior (ryc. 1). W poszczególnych regionach występują obszary o zróżnicowanych warunkach ekologicznych, a tym samym różnej przydatności dla pastwiskowej hodowli zwierząt. Granice między tymi obszarami wyznaczają grzbiety, wierzchołki i skłony gór, brzegi zbiorników wodnych, skraje lasów i terenów piaszczystych oraz wysokości nad poziom morza.

Pracę oparto głównie na wynikach marszrutowych badań autora, prowadzonych od 1987 r. we wszystkich somonach ajmaku kobdoskiego, a także półstacjonarnych obserwacjach wykonanych w somonach: Duut, Erdenebüren, Mjangad i Dörgön (ryc. 1).

Materiały wyjściowe i metody badań

W pracy szeroko wykorzystano materiały publikowane, w tym dane statystyczne i źródła kartograficzne. Przestrzenno-czasową charakterystykę koczownictwa oparto na danych dotyczących ponad 2000 stad hodowlanych oraz wywiadach przeprowadzonych wśród hodowców - przodowników stad. Wykorzystano także niektóre obserwacje meteorologiczne i bioekologiczne oraz wyniki eksperymentów.

Stosowano następujące metody zbierania materiałów: ankietyzacja, wywiad, eksperyment. Zebrane materiały opracowano metodami tradycyjnymi, takimi jak: porównanie, ilustracja kartograficzna, zastosowanie metod statystycznych, systematyzacja, uogólnienie oraz modelowanie. W zależności od specyfiki zadań badawczych stosowano metodę „granic geograficznych” lub metodę „ruchomego modelowania”, które pozwoliły wyjaśnić określone prawidłowości.

Metodą „granic geograficznych” porównano tradycyjne i współczesne koczownictwo z warunkami i zasobami przyrodniczymi górskiego Regionu Ałtajskiego. Na tej podstawie wydzielono podrejon „ekologicznie optymalne dla bydła”. W granicach podrejonów zbadano ekologiczno-technologiczne warunki i możliwości rozwoju koczowniczej hodowli bydła, określono zasady rozmieszczenia i specjalizacji hodowli. Zastosowana w badaniach metoda „ruchomego modelowania” różni się od innych metod modelowania geograficznego, stosowanych w badaniach zjawisk ekonomicznych, tym, że zakłada kartowanie w dużej skali różnych (czterech głównych) wariantów rozmieszczenia i zmian koczowisk w ciągu roku drogą łączenia w jeden typ - obszarów zapewniających sprzyjające warunki ekologiczne.

Ogólna charakterystyka przyrodniczych i społeczno-ekonomicznych warunków rozwoju hodowli w ajmaku kobdoskim

Warunki przyrodnicze ajmaku kobdoskiego wyróżniają się kilkoma cechami wpływającymi na rozwój i rozmieszczenie produkcji hodowlanej, a w szczególności: silnie rozciętą powierzchnią terenu, bardzo dużymi wysokościami względnymi, stosunkowo wyraźnie zaznaczonymi piętrami wysokościowymi. Następstwem tego jest znaczna różnorodność użytków na niewielkim obszarze. Pod względem ilości wilgoci i ciepła, wpływających na wzrost roślin pastwiskowych, można wyróżnić cztery strefy klimatyczne:

- stosunkowo wilgotną i chłodną strefę tajgi,
- stosunkowo suchą, umiarkowaną, strefę wysokogórską,
- suchą i stosunkowo ciepłą strefę górskich stepów,
- bardzo suchą i ciepłą strefę gobijską i pustynną.

Górski Region Ałtajski charakteryzuje się nagłą zmianą pór roku, długotrwałą i chłodną zimą, ciepłym i niekiedy gorącym latem, wietrzną wiosną, stosunkowo krótką jesienią, dużymi dobowymi i rocznymi amplitudami temperatury powietrza, niedostatkiem wilgotności powietrza i gleby - szczególnie w obniżeniach obszaru Gobi z powodu małej ilości opadów. Lepsze warunki cieplne występują w Zaałtajskiej Gobi i w Kotlinie Wielkich Jezior, ale regiony

te z kolei odznaczają się wielkim parowaniem. W porównaniu z innymi częściami Mongolii badany obszar ma większe zasoby wód powierzchniowych. Przeważa roślinność górskich stepów, pustynno-stepowa i pustynna. Główne jednostki przyrodnicze ajmaku kobdoskiego wykazują zróżnicowanie strefowo-piętrowe, warunkujące podział obszaru na następujące typy krajobrazu: górsko-łąkowy, górsko-stepowy, suchych stepów, pustynno-stepowy, półpustynny.

Obszar objęty badaniami charakteryzuje się przewagą gospodarki hodowlanej, stosunkowo słabo rozwiniętym przemysłem i transportem oraz dużym oddaleniem od centrum kraju. Znaczne zróżnicowanie przyrodnicze, narodowościowe i społeczno-ekonomiczne sprawia, że dla rozwoju regionu niezbędne jest dokładne opracowanie podstaw perspektywicznej polityki gospodarczej.

Koczownictwo tradycyjne i współczesne

Koczowniczy system hodowli zwierząt jest ściśle uzależniony od warunków przyrodniczych. Badania przestrzennego zróżnicowania tradycyjnego i współczesnego koczownictwa w ajmaku kobdoskim pozwoliły określić szereg prawidłowości. W okresie przed kolektywizacją na analizowanym obszarze występowały następujące typy tradycyjnego koczownictwa:

1. Koczownictwo wykorzystujące wysokogórskie pastwiska Ałtaju Mongolskiego w połączeniu z pastwiskami Kotliny Wielkich Jezior.
2. Koczownictwo wykorzystujące wysokogórskie pastwiska Ałtaju Mongolskiego i doliny rzeki Bułgan (południowy skłon Ałtaju).
3. Koczownictwo wykorzystujące pastwiska wysokogórskich odgałęzień Ałtaju Mongolskiego w połączeniu z pastwiskami Kotliny Wielkich Jezior.
4. Koczownictwo wykorzystujące wysokogórskie pastwiska Ałtaju Mongolskiego w połączeniu z pastwiskami Zaałtajskiej Gobi.
5. Koczownictwo wykorzystujące pastwiska gobijskich gór średniej wysokości i Kotliny Wielkich Jezior.

Zmiany w podziale administracyjnym Mongolii i użytkowaniu ziemi (kolektywizacja), przeprowadzone w latach 1931, 1940 i 1959, doprowadziły do tego, że dotychczasowe jednostki administracyjne znalazły się w różnych ajmakach i somonach. Wpłynęło to ujemnie na koczownictwo hodowców zwierząt i sposób wykorzystania pastwisk.

W celu określenia zmian naniesiono na mapę w dużej skali trasy przemieszczania się koczowisk każdej z ponad 2000 rodzin hodowców ajmaku kobdoskiego. Następnie porównano wewnętrzne cechy koczownictwa, takie jak: odległość koczowisk, ich liczba, kierunek, itp. Na tej podstawie wyróżniono 5 typów koczownictwa, charakterystycznych dla okresu po kolektywizacji (ryc. 2).

1. Koczownictwo wykorzystujące różnice piętrowo-strefowe i ekspozycyjne wysokogórskich obszarów Ałtaju Mongolskiego i jego dolin śródgórskich.

2. Koczownictwo wykorzystujące wysokogórskie pastwiska Ałtaju Mongolskiego w połączeniu z pastwiskami Kotliny Wielkich Jezior.

3. Koczownictwo wykorzystujące wysokogórskie pastwiska Ałtaju Mongolskiego w połączeniu z pastwiskami Zaałtajskiej Gobi.

4. Koczownictwo wykorzystujące pastwiska gór średniej wysokości i Kotliny Wielkich Jezior.

5. Koczownictwo wykorzystujące pastwiska gobijskich gór średniej wysokości i dolin rzek Czono Charaj i Dzavchan (Kotlina Wielkich Jezior).

Porównanie cech poszczególnych typów koczownictwa tradycyjnego i współczesnego z granicami geograficznymi pozwoliło sformułować szereg wniosków, z których najważniejsze przedstawiono niżej.

Koczownictwo - to forma organizacji pracy, która celem zapewnienia normalnej produkcji hodowlanej wymaga przechodzenia na obszary ekologicznie najbardziej optymalne dla zwierząt w danym sezonie roku. Wskaźniki koczownictwa, wyrażone liczbą koczowisk, ich odległością, kierunkiem i innymi czynnikami przestrzenno-czasowymi, zależą od pojemności i udziału obszarów ekologicznie optymalnych dla bydła, a także warunków społeczno-ekonomicznych danego regionu. Wskaźniki te decydują o różnych typach koczownictwa.

Przyczyną koczownictwa jest nie tylko problem liczby pastwisk i ilości paszy. Koczowniczy system hodowli zależy z jednej strony od warunków przyrodniczych, które mogą być korzystne lub niekorzystne dla zwierząt (rzeźba, klimat, rodzaj pastwisk, możliwość zaopatrzenia w wodę, rozmieszczenie i aktywność uciążliwych dla zwierząt owadów), a z drugiej strony, jest ograniczony koniecznością racjonalnego wykorzystania pastwisk. Istotne znaczenie mają także możliwości transportu, lokalizacja ośrodków wiejskich i inne czynniki społeczno-ekonomiczne.

Dawny podział administracyjny, istniejący na obszarze obecnego ajmaku kobdoskiego, lepiej uwzględniał warunki i zasoby przyrodnicze niezbędne do prowadzenia i rozwoju hodowli. Jednostki terytorialne obejmowały obszary o stosunkowo jednolitych, optymalnych dla bydła warunkach ekologicznych. Obecnie w większości somonów zachowały się jednak cechy tradycyjnego wykorzystywania pastwisk przez hodowców.

Typ koczownictwa wykorzystującego piętrowe zróżnicowanie wysokogórskiego Ałtaju i jego śródgórskich dolin, istniejący obecnie w niektórych częściach czterech somonów, nie mieści się w tradycyjnych typach koczownictwa. Powstał on w ciągu ostatnich 30 lat w wyniku nowego podziału administracyjnego, który nie uwzględniał ani cech różnych narodowości, ani ekologiczno-technologicznych warunków pastwiskowej hodowli. Problem polega na tym, że w niektórych górskich somonach (gospodarstwach), przy dostatecznej powierzchni terenów dla zimowych i letnich koczowisk, brak odpowiednich obszarów dla koczowisk jesiennych i wiosennych. Z kolei w przyległych do nich równinnych somonach (gospodarstwach) występuje niedostatek terenów dla letnich koczowisk. Ta sytuacja świadczy o woluntarystycznym podejściu do problemu wykorzystania ziemi. W przyszłości w poszczególnych somonach na porządku dnia stanie potrzeba zapewnienia obszarów ekologicznie optymalnych dla bydła.

Koczownictwo hodowców zwierząt jako podstawowa forma organizacji pracy opartej na wykorzystaniu warunków przyrodniczych i ekologicznych zmieniało się w zależności od czynników przyrodniczych i społeczno-ekonomicznych.

Eksperymentalne badania zróżnicowania obszarów ekologicznie optymalnych dla bydła w górskim Regionie Ałtajskim

Wpływ piętrowo-strefowej zmienności górskiego Regionu Ałtajskiego na życie zwierząt oszacowano na podstawie zmian wagi owiec (ryc. 3). Pomiary przeprowadzono na letnich i jesiennych koczowiskach somonu Duut na wysokościach 1100-1170 m npm. (ryc. 3A) oraz na zimowych i wiosennych koczowiskach somonu Duut na wysokościach 2600-2500 m npm. i somonu Mjangad na wysokości 1180 m npm. (ryc. 3B). Lokalizacja somonów - rycina 1.

Z wykresów wynika, że w obszarach nisko położonych (gobijskich) duże upały w sezonie letnim nie sprzyjają przyrostowi wagi owiec. W tym czasie w górach następuje szybki przyrost wagi zwierząt w wyniku korzystnych warunków ekologicznych. Odwrotna sytuacja ma miejsce późną jesienią. W górach ochłodzenie występuje wcześniej, a na Gobi w tym czasie tworzą się sprzyjające warunki przyrodnicze. W sezonie zimowym ubytki wagi zwierząt rozpoczynają się wcześniej w górach, ale pod wpływem inwersji termicznej, występującej od stycznia do połowy marca, jest tutaj cieplej niż na równinach, co sprzyja pielęgnacji zwierząt. Z kolei wiosną obszary nisko położone nagrzewają się wcześniej, a w górach pod wpływem chłodu i wiatru występują niekorzystne warunki.

Przedstawione dane wskazują, że prawidłowy wybór i wykorzystanie obszarów ekologicznie optymalnych dla zwierząt w różnych sezonach roku stwarza duże możliwości zwiększenia maksymalnego przyrostu wagi bydła, przetrwania sezonu zimowego i podniesienia produktywności hodowli. W górskim Regionie Ałtajskim zależy to w dużej mierze od piętrowo-strefowego zróżnicowania środowiska przyrodniczego.

Hipsometryczna analiza położenia koczowisk na wybranych obszarach somonów Duut, Erdenebrüren i Dörgön, które uznano za reprezentatywne dla typów współczesnego koczownictwa hodowców zwierząt ajmaku kobdoskiego, pozwoliła określić najbardziej korzystne strefy wysokościowe w okresie całego roku. W przypadku letnich koczowisk najbardziej korzystne są wysokości powyżej 2500 m npm., dla jesiennych i wiosennych koczowisk - wysokości poniżej 2000 m npm., a dla zimowych koczowisk - wysokości w granicach 2000-2500 m npm. Analizując udział poszczególnych stref hipsometrycznych oraz wykorzystując wcześniejsze badania zmian wagi zwierząt opracowano diagram udziału obszarów ekologicznie optymalnych dla bydła w poszczególnych somonach ajmaku kobdoskiego (ryc. 4).

W wysokogórskich somonach Duut i Mönchhajrchan obserwuje się nadwyżkę obszarów korzystnych dla letnich i zimowych koczowisk oraz niedostatek terenów dla jesiennych i wiosennych koczowisk. Z kolei w nisko położonym somonie Dörgön występuje nadmiar obszarów dla jesiennych i wiosennych koczowisk oraz brak terenów korzystnych dla

letnich i zimowych koczowisk. W pozostałych somonach rzeźba terenu na ogół sprzyja zakładaniu koczowisk optymalnych dla bydła i w pełni zabezpiecza potrzeby hodowli.

W każdym somonie obliczono powierzchnię obszarów trudnych do wypasu bydła, a mianowicie: stromych stoków, skalistych urwisk, kamienistych rumowisk i wiecznych śniegów. W ajmaku 0,6% jego powierzchni, tj. 45 397 ha, nie nadaje się do wypasu. W okresie tworzenia się naledzi i gołoledzi wypas bydła jest utrudniony na obszarze 322 326 ha, co stanowi 4,24% powierzchni ajmaku. Najwięcej obszarów mało przydatnych do wypasu występuje w somonach wysopokogórskich, a najmniej - w somonach położonych w Kotlinie Wielkich Jezior.

Ważnym czynnikiem przyrodniczym, w decydujący sposób wpływającym na pielęgnację i utrzymanie bydła, jest temperatura powietrza. Na podstawie danych ze wszystkich stacji meteorologicznych ajmaku ustalono zależności między średnią miesięczną temperaturą powietrza i wysokością terenu nad poziomem morza oraz szerokością i długością geograficzną. Wynika z nich, że ze wzrostem wysokości o każde 100 m temperatura stycznia podnosi się o 0,8°C (inwersje), podczas gdy temperatura kwietnia obniża się o 0,7°C, lipca - o 0,55°C, października - o 0,4°C. W kierunku północnym, wzdłuż południka, na każde 10 km temperatura stycznia obniża się o 0,15°C, kwietnia - o 0,1°C, października - o 0,05°C. W kierunku wschodnim, wzdłuż równoleżnika, na każde 10 km temperatura stycznia wzrasta o 0,08°C, a obniża się w kwietniu o 0,2°C, w lipcu - o 0,2°C, w październiku - o 0,7°C.

Celem wyjaśnienia wpływu ekspozycji stoków na kształtowanie środowiska ekologicznego przeprowadzono pomiary temperatury powietrza w somonie Duut na stokach o wystawie północnej, południowej, zachodniej i wschodniej oraz nachyleniu 20-25°. Obserwacje prowadzono na jednakowej wysokości 3021 m n.p.m., przy maksymalnej wysokości masywu górskiego 3421 m n.p.m. (400 m poniżej szczytu). Wykazano, że średnia dobowa temperatura powietrza na skłonie o ekspozycji południowej jest wyższa niż na stokach innych ekspozycji. Wzrost temperatury w ciągu dnia na stokach o różnej wystawie nie zachodzi jednakowo. W godzinach od 11 do 17 różnice temperatury powietrza między stokami zwiększają się do 4,8°C, a od godziny 20 zaczynają zmniejszać się i o 5 rano osiągają minimum (0,5°C).

Jeśli przy wypasie bydła potrafi się mądrze wykorzystać ekspozycję stoków to ujawniają się duże możliwości przedłużenia okresu wypasu i zwiększenia wagi zwierząt, a także ochrony bydła przed chłodem i stratami wagi w zimnym sezonie zimowo-wiosennym. W zależności od ekspozycji różny jest także wpływ wiatru, zasoby wilgoci i rozkład pokrywy śnieżnej. W rejonach górskich forma stoków, ich wysokość, spadek, ekspozycja i układ są podstawą oceny ekologicznej przydatności terenu do hodowli. Poszczególne stoki i ich części tworzą specyficzne jednostki, które w połączeniu z insolacją słoneczną i kierunkiem wiatru wywołują zróżnicowanie mikroklimatyczne. To ostatnie wymaga stosowania różnych metod pielęgnacji i utrzymania bydła.

Ważnymi czynnikami, które należy uwzględnić przy wydzieleniu obszarów ekologicznie optymalnych dla bydła są: powierzchnia, typ, jakość i pojemność pastwisk. Czynniki te decydują o reżimie wykorzystania pastwisk i nie są identyczne w poszczególnych częściach ajmaku. W niektórych somonach liczba bydła przewyższa naturalną pojemność

pastwisk (somy: Erdenebüren, Manchan, Möst, Duut, Mönchchjrchan, Kobdo, Dzereg, Bujant Czandman'), podczas gdy w innych istnieją możliwości zwiększenia pogłowia zwierząt (somy: Czencz, Ałtaj, Dörgön, Darvi, Bułgan, Ceceg).

Wytyczne ulepszenia systemu hodowli w górskim Regionie Ałtajskim

Uwzględniając niedostatek badań dotyczących oceny warunków i zasobów przyrodniczych pod kątem możliwości zastosowania w pastwiskowej hodowli oraz opierając się na opiniach lekarzy weterynarii, zootechników i doświadczonych hodowców, dokonano ogólnej oceny przydatności terenu do rozmieszczenia i specjalizacji hodowli w górskim Regionie Ałtajskim. Z oceny wynika, że strefa wysokogórska przez cały rok ma korzystne warunki przyrodnicze dla jaków i kóz, a niekorzystne dla wielbłądów. W analizowanej strefie sezon wiosenny nie sprzyja hodowli owiec i koni, a sezon letni jest niekorzystny dla dużego bydła rogatego.

Strefa gór średniej wysokości przez cały rok jest korzystna dla koni, owiec i kóz. W strefie tej sezon letni sprzyja hodowli jaków, sezon wiosenny jest niekorzystny dla dużego bydła rogatego, a sezon zimowy - dla wielbłądów.

W Kotlinie Wielkich Jezior i Zaałtajskiej Gobi w ciągu całego roku warunki przyrodnicze nie sprzyjają hodowli jaków, sezon letni jest niekorzystny dla wszystkich gatunków zwierząt hodowlanych, a sezon zimowy - dla owiec i kóz. W strefie tej sezon letni nie sprzyja hodowli jaków, sezon wiosenny jest niekorzystny dla dużego bydła rogatego, a sezon zimowy - dla wielbłądów. W Kotlinie Wielkich Jezior i Zaałtajskiej Gobi w ciągu całego roku warunki ekologiczne nie sprzyjają hodowli jaków, sezon letni jest niekorzystny dla wszystkich gatunków zwierząt hodowlanych, a sezon zimowy - dla owiec i kóz.

Porównując niektóre ekonomiczne wskaźniki hodowli z warunkami ekologicznymi wykazano, że wyniki hodowli są lepsze w somonach dysponujących dostateczną ilością odpowiednich obszarów pastwiskowych (somy: Darvi, Dzereg, Kobdo, Erdenebüren) i odwrotnie (somy: Duut, Mönchchajrchan, Möst). Z analizy danych dotyczących nieproduktywnych strat bydła w latach 1981-1990 wynika, że nieracjonalne wykorzystanie obszarów korzystnych do hodowli może być przyczyną strat w pogłowiu zwierząt.

Na podstawie przeprowadzonych badań wydzielono 4 rejony optymalne dla bydła pod względem ekologicznym, łączące w sobie górskie i równinne części górskiego Regionu Ałtajskiego (ryc. 5). Opracowano również wytyczne prawidłowego wykorzystania przez koczownictwo warunków przyrodniczych poszczególnych rejonów (tab. 1).

Celem prawidłowego wykorzystania warunków i zasobów przyrodniczych ajmaku kobdoskiego oraz zwiększenia korzyści ekonomicznych jednostki hodowlane powinny przestrzegać określonych w niniejszej pracy zasad rozmieszczenia hodowli, jej specjalizacji i sposobów eksploatacji pastwisk.

Poniżej prezentuję najważniejsze zlecenia.

1. Koczownictwo oparte na wykorzystaniu wysokogórskich obszarów Ałtaju Mongolskiego w połączeniu z pastwiskami Kotliny Wielkich Jezior powinno skupić się

głównie na hodowli owiec, kóz i dużego bydła rogatego. Letnie koczowiska (20 czerwiec - 25 sierpień) należy lokalizować na wysokościach powyżej 2500 m npm., zimowe (30 listopad - 20 luty) - 2000-2500 m npm., wiosenne i jesienne - do 2000 m npm.

2. Koczownicy wykorzystujący pastwiska wysokogórskich odgałęzień Ałtaju w połączeniu z pastwiskami Kotliny Wielkich Jezior powinni hodować owce, kozy i duże bydło rogate. Letnie koczowiska (20 czerwiec - 1 wrzesień) należy rozmieszczać na wysokościach powyżej 2200 m npm., zimowe (5 grudzień - 15 luty) - 1800-2200 m npm., wiosenne i jesienne - do 1800 m npm.

3. Wykorzystując wysokogórskie pastwiska Ałtaju w połączeniu z pastwiskami Zaałtajskiej Gobi należy hodować głównie owce, kozy, duże bydło rogate i wielbłądy, rozmieszczając letnie koczowiska (15 czerwiec - 25 sierpień) na wysokościach powyżej 2200 m npm., zimowe (1 grudzień - 10 luty) - 1600-2200 m npm., wiosenne i jesienne - poniżej 1800 m npm.

Pastwiska gór średniej wysokości w połączeniu z pastwiskami Kotliny Wielkich Jezior sprzyjają hodowli owiec, kóz i wielbłądów. Letnie koczowiska (20 czerwiec - 25 sierpień) powinny być usytuowane na wysokościach 1400-1600 m npm., wiosenne i jesienne - do 1400 m npm.

Zakończenie

Na podstawie badań zasobów przyrodniczych ajmaku kobdoskiego pod kątem możliwości rozwoju koczowniczej hodowli, stanu wykorzystania pastwisk oraz dotychczasowych osiągnięć i braków w tym zakresie, opracowano wytyczne ulepszenia systemu hodowli w poszczególnych somonach i w obszarach przekraczających granice jednego somonu.

W niektórych somonach pogłowie bydła znacznie przewyższa naturalną pojemność pastwisk i dlatego możliwości zwiększenia pogłowia zwierząt są już wyczerpane. W przypadku, jeśli w pogoni za osobistymi dochodami hodowców lub jednostek gospodarczych zwiększy się liczebność stad, to nastąpi pogorszenie jakości lub degradacja pastwisk.

Analiza obecnego stanu wykorzystania pastwisk wskazuje na konieczność przeprowadzenia określonych zmian celem zapewnienia korzystnych warunków dla rozwoju koczowniczej hodowli. Jeśli obecny stan nie ulegnie zmianie to zostaną stracone możliwości wykorzystania istniejących rezerw. Niedostatek obszarów nadających się do hodowli jest przyczyną degradacji pastwisk, sporów terytorialnych i nieprodukcyjnych strat bydła. W związku z tym należy racjonalnie wykorzystywać istniejące pastwiska, dokładnie wyznaczać i przekazywać jednostkom gospodarczym tereny do samodzielnego zarządzania koczowisk zimowych i wiosennych oraz kolektywnego użytkowania koczowisk letnich i jesiennych.

W ajmaku kobdoskim konieczny jest ponowny, oficjalny podział użytków pastwiskowych. W niektórych somonach występuje niedostatek terenów odpowiednich dla urządzenia koczowisk jesiennych i wiosennych (Duut, Mönchchajrchan, Möst, częściowo - Bułgan, Czencz i Mjangad), a w innych warunki przyrodnicze ograniczają możliwość

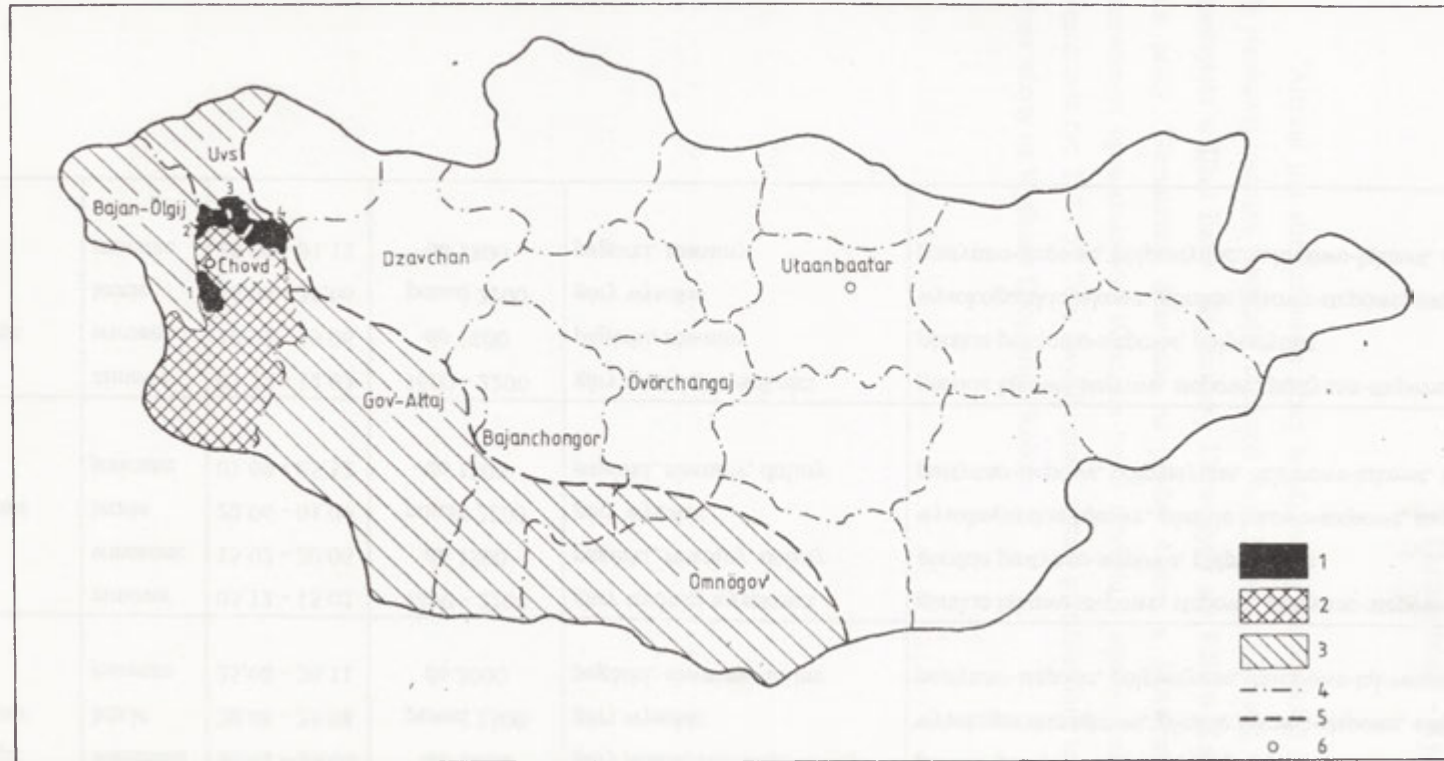
zakładania koczowisk letnich (Bujant, Manchan, Dörgön, częściowo - Bułgan, Czencz i Mjangad). W niektórych osadach wiejskich i w centralnych ośrodkach somonów do chwili obecnej nie wyznaczono terenów do wypasu bydła.

Tłumaczenie - Ryszard Glazik¹

¹Artykuł jest streszczeniem pracy kandydackiej (doktorskiej) obronionej w 1995 r. na posiedzeniu Rady Naukowej Instytutu Geografii Akademii Nauk Mongolii i Katedry Geografii Mongolskiego Państwowego Uniwersytetu w Ułan Bator. Wspomniany Uniwersytet ma Filię w Kobdo, do której Rektorem jest obecnie Autor pracy. Tłumaczenia dokonano na prośbę Autora z dostarczonego tekstu w języku rosyjskim, z jednoczesnym upoważnieniem skrócenia treści artykułu i wprowadzenia niezbędnych zmian technicznych (uproszczenie ryc. 1, 2 i 5). Tezy i wyniki pracy zostały przedstawione uczestnikom ekspedycji „Mongolia 96”, podczas wizyty na Wydziale Geografii w Kobdo.

Tabela 1. Podstawy racjonalnego wykorzystania ekologicznie optymalnych dla bydła obszarów w górskim Regionie Altajskim

Obszary ekologicznie optymalne dla bydła	Sezony wykorzystywania. Koczowiska	Optymalne okresy wykorzystywania	Rzeźba		Typy pastwisk	Zalecane rodzaje bydła do hodowli
			Wysokość m npm.	Formy i typy		
Wysokogórskiego Altaju - Kotliny Wielkich Jezior	zimowe	30.11 - 20.02	2000 - 2500	góry średniej wysokości	górskie łąkowo-stepowe, stepowe, pustynno-stepowe	owce kozy duże bydło rogate
	wiosenne	20.02 - 20.06	do 2000	góry niskie, równiny, doliny	górskie pustynno-stepowe, półpustynne	
	letnie	20.06 - 25.08	ponad 2500	góry wysokie	wysokogórskie łąkowe, górskie łąkowo-stepowe, stepowe	
	jesienne	25.08 - 30.11	do 2000	pagórki, równiny, doliny	pustynno-stepowe, półpustynne, zalewowe-łąkowe, solonczakowe	
Odgałęzień Altaju - Kotliny Wielkich Jezior	zimowe	05.12 - 15.02	1800 - 2200	góry średniej wysokości	górskie łąkowo-stepowe, stepowe, pustynno-stepowe	owce kozy duże bydło rogate
	wiosenne	15.02 - 20.06	do 1800	pagórki, równiny, doliny	górskie pustynno-stepowe, półpustynne	
	letnie	20.06 - 01.09	ponad 2200	góry wysokie	wysokogórskie łąkowe, górskie łąkowo-stepowe, stepowe	
	jesienne	01.09 - 05.12	do 1800	pagórki, równiny, doliny	pustynno-stepowe, półpustynne, zalewowe-łąkowe, solonczakowe	
Wysokogórskiego Altaju - Zaałtajskiej Gobi	zimowe	01.12 - 12.02	1600 - 2200	góry średniej wysokości	górskie łąkowo-stepowe, stepowe, pustynno-stepowe	owce kozy duże bydło rogate wielbłądy
	wiosenne	10.02 - 15.06	do 1800	pagórki, równiny	górskie pustynno-stepowe, półpustynne	
	letnie	15.06 - 25.06	ponad 2200	góry wysokie	wysokogórskie łąkowe, górskie łąkowo-stepowe, stepowe	
	jesienne	25.06 - 01.12	do 1800	pagórki, równiny	pustynno-stepowe, półpustynne, zalewowe-łąkowe, solonczakowe	

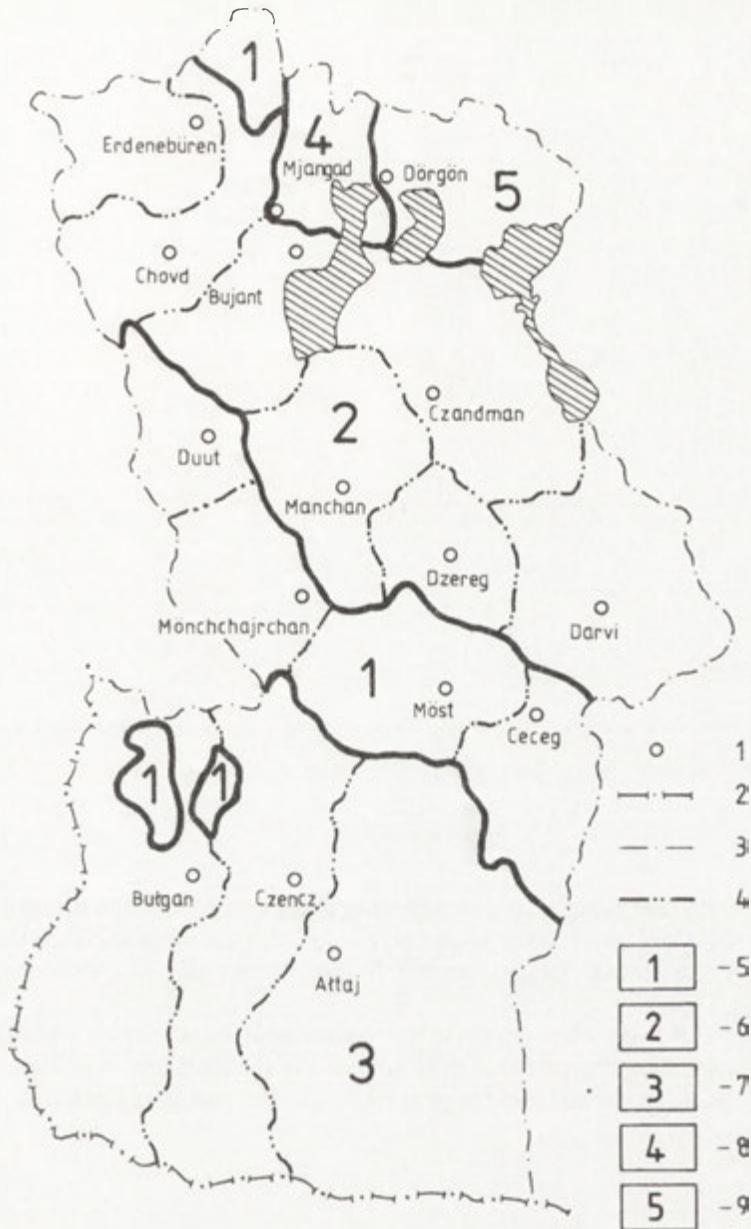


Ryc. 1. Obszar badań:

- 1 - obszary badań półstacjonarnych (somy: 1 - Duut, 2 - Erdenebrüren, 3 - Mjangad, 4 - Dörgön),
 2 - obszary badań marszrutowych (ajmak kobdoski), 3 - regiony, w skład których wchodzi badane obszary (Góry Altaj, Kotlina Wielkich Jezior, Zaaltajska Gobi),
 4 - granice ajmaków, 5 - granica opracowania, 6 - miasta

The area of the field investigations:

- 1 - the areas of the semi-stationary investigations (the somons: 1 - Duut, 2 - Erdenebrüren, 3 - Mjangad, 4 - Dörgön)
 2 - the areas of the marching investigations (Kobdos ajmak), 3 - the regions including the investigated areas
 (the Altai Mountains, the Great Lakes Basins, the Transaltic Gobi),
 4 - the ajmak boundaries, 5 - the boundaries of the entire study area, 6 - towns



Ryc. 2. Współczesne koczownictwo hodowców zwierząt w ajmaku kobdoskim

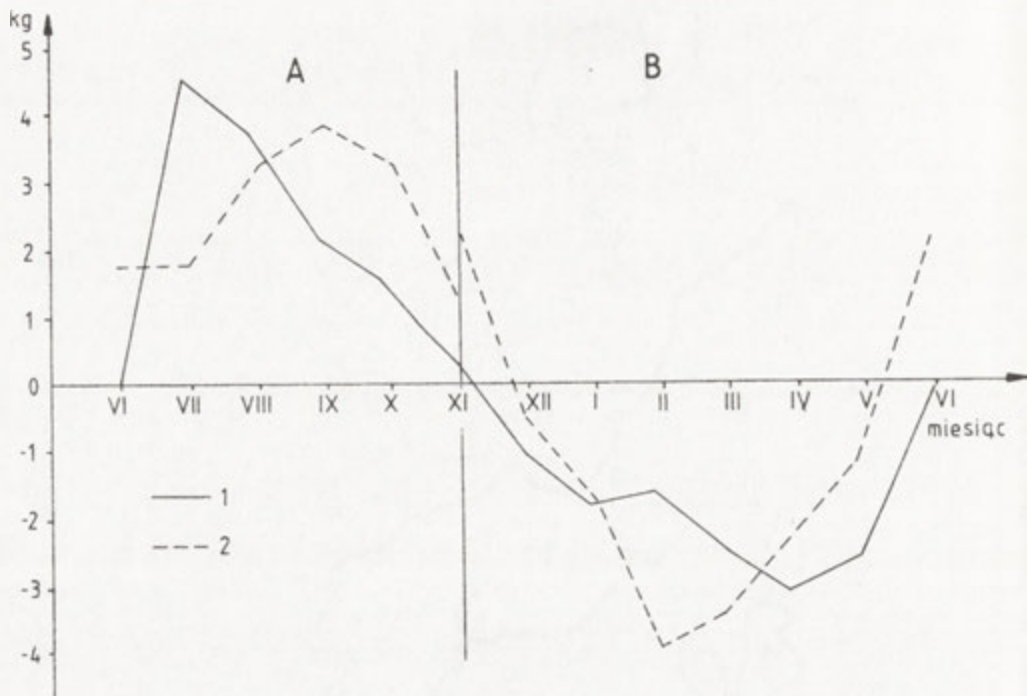
1 - siedziby somonów, 2 - granica państwa, 3 - granica ajmaku, 4 - granice somonów

Typy koczownictwa: 5 - wykorzystującego różnice piętrowo-strefowe i ekspozycyjne wysokogórskich obszarów Altaju Mongolskiego i jego dolin śródgórskich, 6 - wykorzystującego wysokogórskie pastwiska Altaju Mongolskiego w połączeniu z pastwiskami Kotliny Wielkich Jezior, 7 - wykorzystującego wysokogórskie pastwiska Altaju Mongolskiego w połączeniu z pastwiskami Zaaltajskiej Gobi, 8 - wykorzystującego pastwiska gór średniej wysokości i Kotliny Wielkich Jezior, 9 - wykorzystującego pastwiska gobijskich gór średniej wysokości i doliny rzek Czono Charajch i Dzavchan (Kotlina Wielkich Jezior)

Contemporary nomadism of the animal breeders in Kobdos aymak

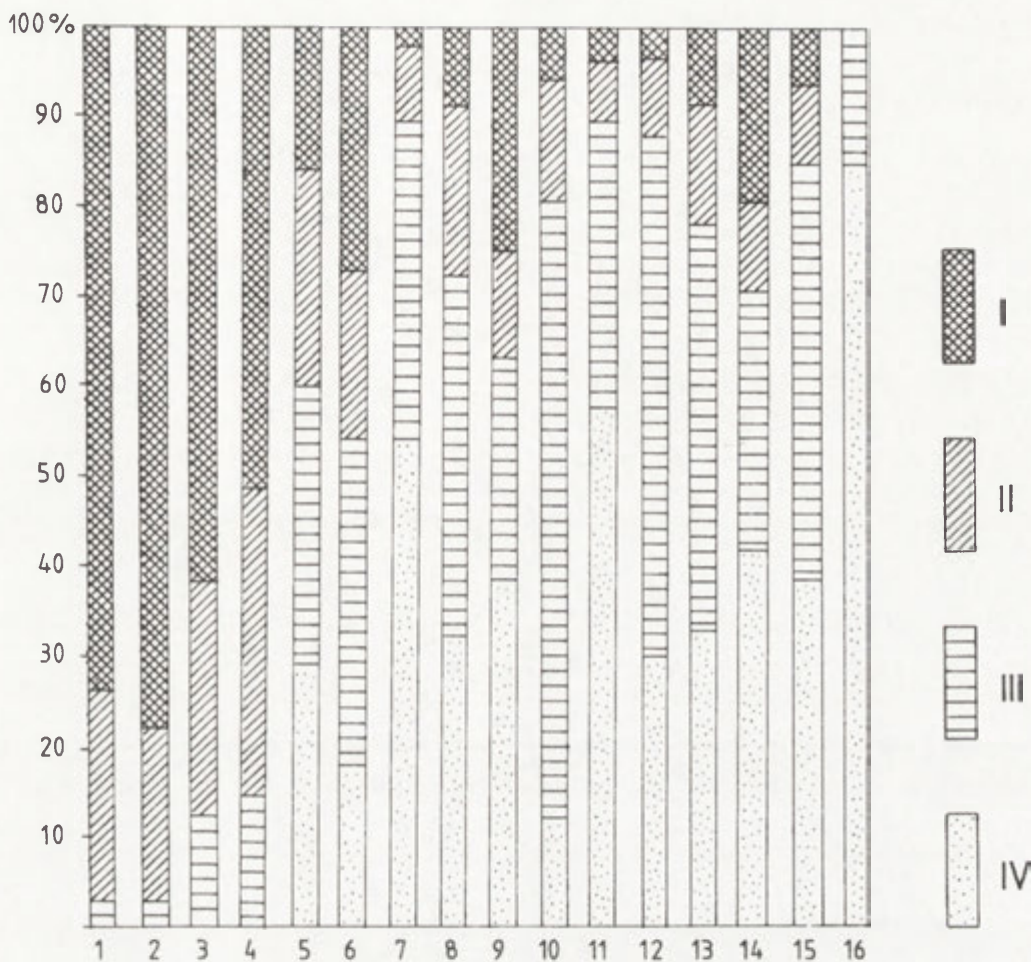
1 - the somon head offices, 2 - the state border, 3 - the aymak boundaries, 4 - the somon boundaries

Types of nomadism: 5 - using the zone and exposure differences of the alpine areas of the Mongolian Altai as well as the pastures of the Great Lakes Basins, 7 - using alpine pastures of the Mongolian Altai as well as the pastures of the Transaltaic Gobi, 8 - using medium-mountain pastures as well as the pastures of the Cono Kharaiikh and Dzavkhan river valleys (the Great Lakes Basins)



Ryc. 3. Zmiany żywej wagi owiec górskiego Regionu Altajskiego w ciągu roku
 1 - w ekologicznych warunkach gór, 2 - w ekologicznych warunkach Gobi,
 A - koczowiska letnie i jesienne, B - koczowiska zimowe i wiosenne

Changes of the sheep live weight in the mountainous Altaic Region within a year.
 1- in the ecological conditions of the mountains, 2 - in the ecological conditions of the Gobi,
 A - summer and autumn pastures, B - winter and spring pastures



Ryc. 4. Procentowy udział powierzchni o korzystnych dla bydła wysokościach bezwzględnych: I - koczowiska letnie, II - koczowiska zimowe, III - koczowiska jesienne, na których zachodzi przyrost wagi bydła; koczowiska wiosenne, na których zachodzi okot bydła; koczowiska zimowe dla dużego bydła, IV - koczowiska jesienne, zapewniające utrzymanie uzyskanego przyrostu wagi bydła; koczowiska wiosenne, na których rozpoczyna się przyrost wagi bydła.

Nazwy somonów: 1 - Duut, 2 - Mönkhchajrchan, 3 - Möst, 4 - Ceceg, 5 - Erdenebüren, 6 - Kobdo, 7 - Bujant, 8 - Manchan, 9 - Dzereg, 10 - Darvi, 11 - Czandman', 12 - Mjangad, 13 - Altaj, 14 - Czencz, 15 - Bułgan, 16 - Dörgön (lokalizacja - ryc. 2)

Percentage of the areas at the altitudes ecologically advantageous for cattle:

I - summer pastures, II - winter pastures, III - autumn pastures where cattle gain weight; spring pastures where cattle cub; winter pastures for big cattle, IV - autumn cattle where proper weight gain of cattle can be kept; spring pastures where weight gain of cattle starts. Names of somons; 1 - Duut, 2 - Mönkhkhajrkhan, 3 - Möst,

4 - Ceceg, 5 - Erdenebrüren, 6 - Kobdo, 7 - Bujant, 8 - Mankhan, 9 - Dzereg, 10 - Darvi, 11 - Candman', 12 - Mjangad, 13 - Altaj, 14 - Cenz, 15 - Bulgan, 16 - Dörgön (thei localization in Fig. 2).



Ryc. 5. Obszary górskiego Regionu Altajskiego optymalne dla bydła pod względem ekologicznym
Koczowiska: 1 - zimowe, 2 - wiosenne, 3 - letnie, 4 - jesienne.

Optymalne dla bydła pod względem ekologicznym obszary: 5 - wysokogórskiego Altaju - Kotliny Wielkich Jezior, 6 - wysokogórskich odgałęzień Altaju - Kotliny Wielkich Jezior, 7 - wysokogórskiego Altaju - Zaaltajskiej Gobi, 8 - odgałęzień Altaju o średniej wysokości - Kotliny Wielkich Jezior, 9 - kierunki przemieszczania się koczowisk

Areas of the Altai mountainous region best for cattle as regards ecology.

Pastures: 1 - winter, 2 - spring, 3 - summer, 4 - autumn. The areas best for cattle as regards ecology: 5 - high-mountain Altai - the Great Lakes Basins, 6 - high-mountain chain branches of the Altai Mountains - the Great Lake Basins, 7 - high-mountain Altai - Transaltaic Gobi, 8 - medium-mountain chain branches of the Altai Mountains - the Great Lakes Basins, 9 - the directions of the pasture movements.

FOTOGRAFIE WYKONANE PRZEZ UCZESTNIKÓW EKSPEDYCJI "MONGOLIA 96"
W OKRESIE OD 8 CZERWCA DO 6 LIPCA 1996



Fot. 1. Charchorin (Karakorum), miejsce obozowiska Czingis-cha-
na. W głębi Muzeum Erdenidzu.



Fot. 3. Rzeka górską-prawy dopływ Orchon, o niskiej minerali-
zacji.



Fot. 2. Degradacja lodu w szczelinie for-
my typu pingo usytuowanej w dolinie rze-
ki Cagan.



Fot. 4. Przełom rzeki Orchon.



Fot. 5. Wodospad Orchon.



Fot. 6. Koryto rzeki epizodycznej na obszarze Gobi.



Fot. 8. Efekty spływu powierzchniowych wód podczas deszczu
nawalnego w dniu 10.06.1996. Strzałką oznaczono kierunek spły-
wu wód.



Fot. 10. Występowanie wieloletniej zmarzliny (bugry) o charakte-
rze sporadycznym na obszarze Gobi.



Fot. 11. Ciek okresowy koło miejscowości Bajantag.



Fot. 7. Odcinki erozyjne koryta rzeki epizodycznej obszaru Gobi.



Fot. 9. Faza inicjalna koryta rzecznej w linii drogi na obszarze Gobi.



Fot. 12. Jezioro Orog nuur



Fot. 13. Polowa stacja meteorologiczna nad jeziorem Orog nuur.



Fot. 14. Pingo w dolinie rzeki Olgoin.



Fot. 16. Wyływ wód szczelinowych spod wieloletniej zmarzliny w korycie rzeki Tsaganturutuin-gol.



Fot. 17. Dolina Sant - zasięg lasów w 1974 r.



Fot. 18. Dolina Sant - zasięg lasów w 1996 r.



Fot. 15. Wyptyw wód szczelinowych spod wieloletniej zmarzliny w dolinie rzeki Olgoin. W głębi nalodzia.



Fot. 19. Sołoneczak na pustyni Sharga.



Fot. 20. Ałtaj Mongolski - śnieżniki górskie.



Fot. 21. Siedziba rektoratu Filii Uniwersytetu Ułan Bator w Chovd (Kobdo)



Fot. 22. Rzeka Tes - przykład tajgi w dolinie.



Fot. 23. Degradowane pingo systemu otwartego.



Fot. 24. Intensywna abrazja pierwszej terasy jeziornej zachodniego brzegu jeziora Chubsugul wywołana podniesieniem lustra wody podczas blokady odpływu z jeziora.



Fot. 25. Wał brzegowy kosa (cypla) Dood-Modot-Dułan nadbudowywany i "przemieszczany" ku lądowi na skutek okresowego przyrostu zasilenia - abrazji w sąsiedztwie. W tle średniogórski (zalesiony) i wysokogórski krajobraz zachodniego Przychubsugula.



Fot. 26. Przyjeziorna, późnoholoceńska równina aluwialna. Widoczne jurty ośrodka turystycznego "Żulczin", za nimi jezioro-laguna.



Fot. 27. Stożek proluwialny z krajobrazem średnio- i wysokogórskim zachodniego Przychubsugula. Na pierwszym planie dno okresowego cieku (sajru), głębiej ośrodek turystyczny "Zanchaj" (dawna baza geologów b.ZSRR).



Fot. 28. Zdegradowane zbocza górskie przez geologów radzieckich w poszukiwaniu rud i minerałów.



Fot. 29. Zalesione zbocza o ekspozycji północnej ze śladami występowania wieloletniej zmarzliny (jęzor soliflukcyjny).



Fot. 30. Dolina Selengi w okolicy somonu Chutag.



Fot. 31. Rzeka Orchon - widok ogólny.



Fot. 32. Dolina rzeki Sugnugurin. Obóz pionierski, aktualnie nieczynny.

Autorzy Zeszytu

Babiński Zygmunt, doc.dr hab., Zakład Geomorfologii i Hydrologii Nizu IG i PZ PAN,
87-100 Toruń, ul. Kopernika 19.

Banach Mieczysław, doc.dr hab., Zakład Geomorfologii i Hydrologii Nizu IG i PZ PAN,
87-100 Toruń, ul. Kopernika 19.

Gierszewski Piotr, mgr, Zakład Geomorfologii i Hydrologii Nizu IG i PZ PAN,
87-100 Toruń, ul. Kopernika 19.

Głazik Ryszard, doc.dr hab., Zakład Geomorfologii i Hydrologii Nizu IG i PZ PAN,
87-100 Toruń, ul. Kopernika 19.

Jankowski Michał, mgr, Zakład Gleboznawstwa, Instytut Biologii i Ochrony Środowiska
UMK, 87-100 Toruń, ul. Sienkiewicza 30/32.

Kowalczyk Aleksandra, dr hab., prof. WSP, Katedra Geografii WSP w Bydgoszczy,
85-064 Bydgoszcz, ul. Chodkiewicza 30.

Njamdavaa Gendendzavyn, dr, Wydział Geograficzny, Filia Mongolskiego Państwowego
Uniwersytetu w Kobdo, Kobdo (Chovd), Mongolia.

Rączkowska Zofia, mgr, Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IG i PZ PAN,
31-018 Kraków, ul. Św. Jana 22.

Skoczek Józef, dr, Zakład Klimatologii IG i PZ PAN, 00-818 Warszawa, ul. Twarda 51/55.

Informacje dla autorów i czytelników

„Zeszyty IGiPZ PAN” ukazują się w standardowym nakładzie 100 egzemplarzy (w tym 10 autorskich).

Sprzedaż publikacji IGiPZ PAN prowadzą księgarnie:

- ORWN-BIS, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, tel. 69 78 835, czynna od poniedziałku do piątku w godz. od 10 do 18.

- ORWN, Pałac Kultury i Nauki, Warszawa.

Wymagania techniczne stawiane pracom składanym do druku w serii „Zeszyty IGiPZ PAN”

Tekst i tabele należy przygotować na dyskietce (3,5” Microdisks) w programie WORD 7.0 lub 6.0, podpisy pod ryciny w języku polskim i angielskim powinny być umieszczone w oddzielnym pliku, ryciny (opracowane komputerowo lub na kalce) w postaci czystorysów gotowych do druku.

Do każdej pracy w języku polskim należy dołączyć streszczenie angielskie (1-2 strony) oraz abstrakt (3 - 4 zdania) i słowa kluczowe (3 - 4), również w języku angielskim.

1996

37. ANNA BEATA ADAMCZYK - Charakterystyka wiatrów silnych i bardzo silnych w Polsce;
JAROSŁAW BARANOWSKI - Wielkość zachmurzenia w Warszawie w zależności od cyrkulacji atmosferycznej.
38. HALINA POWĘSKA, TOMASZ KOMORNICKI - Przejścia graniczne: Kostrzyn, Słubice, Świecko, Gubin - podstawowe funkcje i strefa oddziaływania na terenie Polski i Niemiec;
JOANNA PAPIS, TOMASZ KOMORNICKI - Miasto Duszniki Zdrój jako gmina przygraniczna.
39. LESZEK KOLENDOWICZ - Burze na obszarze Polski Północno-Zachodniej w świetle częstości występowania różnych typów cyrkulacji atmosfery.
40. ROMAN SZCZĘSNY - Rolnictwo i gospodarka żywnościowa w okresie restrukturyzacji 1989-1994.
41. PIOTR KORCELLI (red.) - Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: I.
42. PIOTR KORCELLI (red.) - Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: II.

1997

43. PIOTR KORCELLI (red.) - Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: III.
44. PIOTR KORCELLI (red.) - Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: IV.
45. PIOTR KORCELLI (red.) - Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: V.
46. PIOTR KORCELLI (red.) - Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: VI.
47. PIOTR EBERHARDT - Problematyka narodowościowa Estonii.
48. WŁODZIMIERZ ZGLIŃSKI - Przekształcenia państwowego rolnictwa
- skutki społeczne, ekonomiczne i przestrzenne.
49. BOŻENNA GRABIŃSKA - Geografia plazów na tle świata.
Regionalizacja zoogeograficzna kręgowców Europy.
Powierzchnia jednostki a bogactwo taksonomiczne ssaków.
50. ROMAN SZCZĘSNY - Struktura przestrzenna rolnictwa Polski w 1995 roku.
51. KRZYSZTOF BŁAŻEJCZYK - Promieniowanie słoneczne a gospodarka cieplna organizmu.

PL - ISSN 0867-6836

WYDAWNICTWA IGIPZ PAN, WARSZAWA