

STUART A. HARRIS *

Calgary

RELIKTOWA PÓŻNOCZWARTORZĘDOWA ZMARZLINA NA PLATEAU MOUNTAIN, SW ALBERTA, KANADA

Z a r y s t r e ś c i

Na Plateau Mountain w SW części Stanu Alberta występuje relikтовая wysokogórska zmarzlina z okresu zlodowacenia Late Wisconsin. Płaski szczyt górski nie był wtedy pokryty lodowcem; zmarzlina ta nie osiągnęła jeszcze równowagi w obecnym klimacie. Powierzchniowe temperatury gruntu spadają wraz z głębokością a ciepło przenika w głąb powoli. Przewodnictwo cieplne i ruch wody gruntowej sprzyjają przenikaniu ciepła, natomiast ruch powietrza wśród bloków skalnych i w szczelinach działają odwrotnie. Lokalnie skutki ruchu wód gruntowych i powietrza bywają znaczne, a miejsce ich występowanie zmienia się w czasie.

Na powierzchni występują grunty strukturalne z segregacją oraz kras termiczny spowodowany topnieniem lodowych klinów utworzonych w chłodniejszym klimacie pod gruzowymi obciążeniami struktur. W północnej części masywu w obrębie zmarzliny znajduje się lodowa jaskinia.

Roślinność typu alpejskiego zawiera odrębne gatunki z flor Arktyki wokół Atlantyku, z wschodniej Syberii, a także z zachodniego wybrzeża U.S.A. aż po Kalifornię. Rozmieszczenie roślinności sugeruje migrację flor alpejskich podczas zimnych warunków w przeszłości. Występują również lokalne odmiany roślin.

WPROWADZENIE

Relikтовая zmarzlina jest bardzo powszechna na nizinnych, nie pokrytych lodem obszarach Terytorium Yukonu w Kanadzie (MACKAY *et al.* 1972), na Alasce (PÉWÉ, 1966), na Syberii, natomiast rzadko można ją natknąć w położeniach wysokogórskich (alpejskich) na obszarach dawnych zlodowaceń. Wyjątkiem może tu być Plateau Mountain w Górach Skalistych Kanady w SW części Stanu Alberta. Praca przedstawia wyniki rozpoczętych w 1974 roku i trwających nadal badań temperatur powietrza i gruntu oraz towarzyszących im zjawisk na Plateau Mountain. Wstępne wyniki i opisy podano w pracach HARRIS'A i BROWN'A (1978, 1982).

Plateau Mountain jest masywem górskim o płaskim wierzchołku wznoszącym się do wysokości 2519 m n.p.m. i położonym 80 km na SW od Calgary (rys. 1). W jego budowie uczestniczy antyklina łagodnie pochylona ku północy i zachodowi. Okrywa skalna składa się z górnokarbońskich krzemionkowych dolomitów formacji Spreay Lakes, zalegających na wapieniach, dolomitach, miękkich piaskowcach i łupkach formacji Etherington

* Department of Geography, University of Calgary, 2500 University Drive N.W., Calgary, Alberta, Canada T2N 1N4.

i Mount Head (DOUGLAS, 1958; NORRIS, 1993 a, b). Powierzchnia płaskiego wierzchołka wynosi około 13 km².

Wysokości przebiegu granicy drzew różnią się w zależności od ekspozycji. Na zachodniej stronie masywu granica biegnie przeważnie na wysokości 2290 m (BRYANT, SCHEINBERG, 1970). Zazwyczaj granica ta nie jest ostra bowiem zakłócają ją płaty karłowatych drzew i polany z wierzbami i trawami schodzące w dół o około 180 m. Powyżej granicy lasów dominują trawiaste łąki alpejskie z zespołami *Carex-Cetraria*, przechodzące ku górze w pokryte porostami skały i rosnącą *Salix nivalis* wśród tundry alpejskiej na szczycie. W górnej części subalpejskich lasów dominuje świerk Engelmann'a i modrzew alpejski z niewielką domieszką *Pinus albicaulis*, *Pinus contorta* var. *latifolia*, i *Pseudotsuga menziesii*.

Obszar położony jest w cieniu opadów na wschód od głównego działu wodnego na kontynencie. Z tego powodu wierzchołek masywu leży znacznie poniżej linii zlodowacenia (Astrem, 1966) i nie było na nim lodowców w okresie Wisconsin. Niewielkie opady śniegu zwiewane są ze szczytu i osadzane na tylnych ścianach cyrków na południowych i wschodnich zboczach (rys. 2). Średnia roczna temperatura powietrza (MAAT) na wysokości 2500 m w okresie 1974–1995 wynosiła -2.22°C , chociaż MAAT wykazywała większą zmienność od roku 1985 (rys. 3). W okresie 21 lat badań MAAT obniżyła się w przybliżeniu o 1.62°C .

METODY BADAŃ

W 1974 roku rozpoczęto realizować program wierceń aby stwierdzić czy występuje tu zmarzlina. W ciągu 4 pierwszych lat wykonano i oprzyrządowano 10 otworów (rys. 2), w tym 1 otwór do głębokości 150 m (HARRIS, BROWN, 1978, 1982). Temperatury powietrza i grubość pokrywy śnieżnej były mierzone w pięciu stanowiskach od 1974 roku, zaś pomiary wilgotności względnej na wysokości 2500 m n.p.m. prowadzono od roku 1995. Pomiary temperatur gruntu były wykonywane aby stwierdzić obecność lub brak zmarzliny, zaś ciągłe zapisy na stanowiskach reperowych dawały możliwość sprawdzania zmian klimatycznych oraz zmian temperatur gruntu. Ponadto wykonywano pomiary temperatur w jaskini lodowej na północnym końcu masywu (HARRIS, 1979).

Dodatkowe badania na terenie masywu dotyczyły rozmieszczenia roślin (np. BRYANT, SCHEINBERG, 1970), charakteru rumowisk skalnych i gruntów strukturalnych (np. WOODS, 1977); Badania te są kontynuowane. Zbiory roślin określa się w Calgary, zaś szczegółowe badania genezy wieńców gruzowych bez segregacji w suchej strefie alpejskiej prowadzone są przy pomocy czujników neutronowych, czujników temperatur gruntu i zestawów telesko-

powo wysuwających się rur o różnej długości. Zastosowano data loggers do zbadania charakterystyki wymiany ciepła w glebie i sąsiednich gołoborzach. Dr. ANGELIQUE PRICK, korzystając z urządzeń C.N.R.S. w Caen i Uniwersytetów w Liège i Calgary, bada podatność skał podłoża na wietrzenie fizyczne poddając skały zamarzaniu i rozmarzaniu oraz zwilżaniu i osuszaniu.

WYNIKI BADAŃ

CECHY ZMARZLIWY

Zmarzlina zalega w podłożu całej strefy alpejskiej. Zimą śnieg jest zwiewany z powierzchni szczytowej do sąsiednich cyrków położonych na wschodnich i południowych zboczach masywu stąd też grunt jest zwykle pozbawiony izolacyjnej osłony śnieżnej. Przeciętna zimowa pokrywa śnieżna ma tu 12 cm grubości, a w przyległym lesie aż 95 cm. Tam gdzie średnia zimowa pokrywa śnieżna ma ponad 50 cm grubości zmarzlina nie występuje (rys. 4, 5). Grubość warstwy czynnej, wahającej się od 5 do 15 m, świadczyć może o jej silnym powiązaniu z obecnym klimatem.

W przebiegu temperatur ujemnych w otworze o głębokości 150 m zanotowano trzy kulminacje na głębokości: 9 m, 60 m i 130 m (rys. 7). Nie jest to skutek zmian klimatycznych, które się zaznaczyły w ciągu ostatnich 120 lat co zostało odnotowane na północnym skłonie Gór Brooksa na Alasce (GOLD, MARSHALL, 1969; GOLD, LACHENBRUCH, 1973). Kulminacje na głębokości 60 i 130 m odzwierciedlają zapewne relikty chłodu z okresu zlodowacenia Late Wisconsin, gdyż lodowce tego zlodowacenia sięgnęły tylko do około 2130 m na zachodnim zboczu masywu. Na wschodnich i południowych stokach masywu występują jedynie małe cyrki lodowcowe.

Rysunek 8 przedstawia wyniki pomiarów temperatur gruntu na stanowisku Plateau Mountain nr 2, uzyskanych przy pomocy termistorów pomiędzy rokiem 1976 a 1989 (HARRIS, 1990, rys. 2). Temperatura powietrza i gruntu między głębokością 75 cm i 6 m była wyraźnie stabilna co wskazywało na nieznaczną zmianę w dostawie energii słonecznej z powierzchni, ale temperatury na głębokości 9 m wykazywały spadek od roku 1977 do 1982, a potem się ustaliły. Ponieważ termistory w innych otworach nie wykazywały żadnych oznak zmian w przepływie geotermicznego ciepła to spadek na poziomie 9 m musiał być spowodowany przemieszczaniem się wilgoci w gruncie i zmianą bilansu cieplnego. W 1984 roku termistor na głębokości 16 m wykazał początki podobnego spadku, prawdopodobnie z tego samego powodu.

Rysunek 9 pokazuje przebieg temperatury gruntu na stanowisku PM nr 1. Widać tu, że temperatury gruntu aktualnie obniżają się wraz z głęboko-

ścią, co może wskazywać na ciągle jeszcze trwające dostosowywanie się zmarzliny do cieplejszego obecnie klimatu.

JASKINIA LODOWA NA PLATEAU MOUNTAIN

Jednym z intrygujących form na Plateau Mountain jest jaskinia lodowa znajdująca się na północnowschodnim stoku na wysokości 2225 m n.p.m. Przetrwwały lód występuje w najgłębszych częściach jaskini (rys. 10); w lodzie można obserwować duże dendryty i sześcioboczne płytkowate kryształki, do 25 cm średnicy (WIGLEY, BROWN, 1976), które tworzą się przy temperaturach bliskich 0°C. Wielokrotne pomiary temperatur w lodowej jaskini wykazują, że są one dość stabilne i nie spadają poniżej -0.25°C. W jaskini nie ma ruchu powietrza, a przetrwwały lód powoli cofa się ku dołowi w miarę jak podnosi się temperatura gruntu. Tajanie lodu wspomagane jest przez wodę gruntową przesączającą się w dół szczelinami w stropie jaskini. Woda ta pochodzi z wytopiania się lodu powstającego w pęknięciach wapieni otaczających jaskinię. Wydaje się, że głębokość do przetrwiałego lodu pozostaje w zgodzie z ogólnymi stosunkami panującymi w warstwie czynnej jak to wynika z pomiarów temperatur w otworach w innych miejscach (rys. 6); temperatury w lodzie również wydają się podlegać tym samym zależnościom (rys. 4). Cofanie się lodu jest najbardziej intensywne gdy lata obfitują w duże opady deszczu; ocieplające oddziaływanie wód gruntowych jest niewątpliwie ważnym czynnikiem powodującym degradację stropu zmarzliny.

GRUNTY STRUKTURALNE

Reliktowe grunty strukturalne z segregacją rozprzestrzeniają się na łagodnie nachylonej powierzchni wierzchołka. Są to struktury z segregacją od wieńców gruzowych poczynając przez sieci poligonalne do pasów gruzowych (WOODS, 1977). Powstały one w materiale będącym mieszaniną bloków skalnych, piasku o mułku (rys. 11), który może być osadem na starej erozyjnej powierzchni szczytowej bądź zwietrzeliną krzemionkowych wapieni. Utwór ten różni się zasadniczo pod względem granulometrycznym od lessu eolicznego i osiąga miąższość do 40 m w stanowisku PM nr 2.

Gruz i bloki budujące obrzeżenia gruntów strukturalnych porośnięte są porostami tylko na wierzchu. Fakt ten sugeruje, że proces sortowania przebiegał dawno i obecnie już nie występuje. Rozmaitość porostów na wapiennym podłożu jest wyjątkowa (BRYANT, SCHEINBERG, 1970) i potwierdza to przypuszczenie. Miejscami na wierzchołku masywu występują zagłębienia

do 70 cm głębokości w obrębie wałów gruzowych, co nasuwa przypuszczenie, że dawne kliny lodowe powstałe pod wałami gruzowymi wytopiły się powodując znaczne osiadanie gruntu. Ponieważ kliny lodowe i grunty strukturalne obecnie nie tworzą się, więc opisywane formy musiały utworzyć się w czasie poprzedniego zlodowacenia.

ROŚLINNOŚĆ

Roślinność Ameryki Północnej wykazuje wiele interesujących cech wynikających z migracji (WEBER, 1965), jednak charakter i kierunki tych migracji są dyskusyjne. Sprawą otwartą jest to czy stara trzeciorzędowa flora przemieszczała się na północ i tworzyła pan-arktyczną roślinność tundrową (TOLMACHEV, 1959; HULTEN, 1962, p. 4), czy też tundrowa flora Arktyki przesuwała się na południe w okresach zimnych i zachowywała się na szczytach gór gdy klimat się ocieplał (HOOKER, GREY, 1880; DARWIN, 1883; WALLACE, 1900). PACKER i VITT (1974) prześledzili literaturę dotyczącą refugium w Kanadzie i dowiedli istnienia takich ostoi na niezlodowaczonych szczytach pasma Front Range w Górach Skalistych w Albercie. Plateau Mountain znajduje się w tej strefie.

Przynajmniej 488 gatunków roślin naczyniowych znaleziono na Plateau Mountain, z czego 212 (43%) to gatunki rosnące w strefie alpejskiej. Te ostatnie wykazują wyjątkowe zróżnicowanie w rozmieszczeniu geograficznym (rys. 12). Niektóre, jak np. *Poa pattersonii* i *Epilobium clavatum* występują normalnie w górskich terenach SW części Stanów Zjednoczonych. Co najmniej 10 z nich to gatunki pan-arktyczne (np. *Campanula uniflora*), z rejonu Morza Beringa (*Myosotis alpestris* ssp. *asiatica*) lub wodno-lądowe z północnych obrzeży Oceanu Atlantyckiego (np. *Pedicularis flammea*), których zasięg na południe przerwany jest na Plateau Mountain, co by wskazywało, że HOOKER i GRAY, DARWIN i WALLACE mieli rację w tych przypadkach. Inne gatunki spotykane są tylko w Górach Skalistych między pasmami Jasper i Walterton Park (rys. 1) i są raczej lokalnymi odmianami (np. *Haplopappus lyallii*). Jeszcze inne, takie jak *Erigeron aureus* spotyka się także w strefach alpejskich na szczytach górskich w południowozachodniej części Kolumbii Brytyjskiej na przejściu do Stanu Washington U.S.A.

Plateau Mountain leży w strefie przejściowej pomiędzy lasami borealnymi na północy i lasami wysokogórkimi na południu. Jednakże aby możliwa była migracja flory alpejskiej przez pustynie i lasy od Kalifornii lub na odwrót od Arktyki, musiał zapewne istnieć okres chłodny w czasie którego istniejąca roślinność została zastąpiona przez tundrę a lodowce nie stanowiły bariery dla przemieszczającej się roślinności. Fakt taki miał prawdopodobnie miejsce we wczesnym i środkowym Wisconsin (HARRIS, 1994)

i był również sprzyjającą okolicznością dla tych gatunków, które rozwijały się lokalnie i stosunkowo niedawno rozszerzyły swój zasięg wzdłuż Gór Skalistych w tym rejonie.

PRZENIKANIE CIEPŁA W RELIKTOWĄ ZMARZLINĘ

Tabela I prezentuje pochodź ciepła w głąb zmarzliny na podstawie zanotowanego obniżania się temperatury w poszczególnych warstwach w stanowisku PM nr 1, po upływie 18 miesięcy od wykonania wierceń. Przenikanie ciepła w głąb zmniejsza się wraz z głębokością. Gdy porównano ze sobą wartości przenikania ciepła dla tej samej głębokości w 5 otworach na wierzchołku góry to okazało się, że istnieje tendencja do jego wzrostu wraz z obniżaniem się wysokości.

Taki przebieg przenikania ciepła w głąb potwierdza pogląd, że zmarzlina ma charakter reliktowy i ciągle jeszcze nie osiągnęła równowagi w obecnym klimacie. Temperatury gruntu na szczycie zależą od 4 co najmniej procesów działających w różnych partiach masywu. Najbardziej oczywistym jest przewodnictwo cieplne i ono właśnie było uwzględnione w obliczeniach w tabeli I. Infiltracja wody w głąb gruntu a także przeciekanie pęknięciami w skałach w jaskini lodowej powoduje wzrost tajania stropowej części zmarzliny. Stąd różnica w temperaturze na 6 i 9 metrach w stanowisku PM nr 2 wynosiła 1.9°C co odpowiada niemal 400-krotnej wartości normalnego przenikania ciepła wyliczonej w tabeli I. W obrębie rumowisk skalnych zjawisko to zaobserwowano tylko w jednym z pięciu otworów; w podłożu woda może płynąć tylko szczelinami i pęknięciami. Obejmowałoby to nie więcej niż 10% w przypadku rumowisk i 3% w odniesieniu do podłoża, tym niemniej jest to bardzo ważny czynnik. Jego faktyczne występowanie będzie ulegało zmianom w czasie wraz ze zmniejszaniem się rozmiarów zmarzliny.

Gdy lód występujący w szczelinach podłoża wytopi się, wtedy powietrze może poruszać się tymi szczelinami o każdej porze roku (WIGLEY, BROWN, 1971). Dzieje się tak wszędzie tam, gdzie podłoże wychodzi na powierzchnię, w urwiskach na stokach Plateau Mountain; zazwyczaj znajduje się różne miejsca gdzie odbywa się ruch powietrza przez skały, np. w Canyon Creek Oze Cave (HARRIS, 1979). Skoro średnie temperatury powietrza poniżej 0°C utrzymują się przez 7 miesięcy, a średnie temperatury powietrza powyżej 0°C tylko przez 5 miesięcy w roku, to w efekcie następuje ochładzanie skał przylegających do szczelin. Przy każdym przepływie wody gruntowej przez wychłodzoną strefę może powstawać lód, który będzie rezerwuarem chłodu. Będzie to przeciwdziało skutkom ocieplania, chociaż i tym razem będzie obejmowało tylko 3% skały.

T a b e l a I

Przenikanie ciepła w głąb w pierwszych pięciu otworach w zmarzlinie wysokogórskiej na wierzchołku Plateau Mountain 18 miesięcy od zakończenia w oparciu o pomiary przewodnictwa cieplnego i temperatur gruntu (zmodyfikowane w/g HARRIS, BROWN, 1978).

Site	Głębokość warstwy m	Spadek temperatury z wysokością °C	Przewodnictwo cieplne ^a W/mk	Przenikanie ciepła przez warstwę ^b W/m ²	Wysokość m
1	4.6–6.1	0.04	5.18	0.136	2519
1	6.1–7.6	0.04	5.18	0.136	
1	7.6–12.2	0.08	5.18	0.093	
1	12.2–15.2	0.04	5.18	0.065	
1	15.2–18.2	0.04	5.18	0.063	
1	18.2–30.5	0.12	5.18	0.053	
2	12.1–15.2	0.05	5.18**	0.085	2484
3	12.2–15.2	0.03	5.18**	0.051	2438
4	12.2–15.2	0.05	4.82	0.081	2426
5	12.2–15.2	0.05	6.10	0.120	2319

*Średnia miesięczna obserwacji w ciągu 1–2 lat i różnice w temperaturach pomiędzy dwoma poziomami przy zastosowaniu tego samego przyrządu w tym samym czasie. Są to wartości względne.

** Wartości wydedukowane dla tego samego typu skał w stanowisku nr 1.

a Określenia A. S. JUDGE^a, Earth Physics Branch, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa.

b Calculations by L. E. GOODRICH, Division of Building Research, National Research Council, Ottawa, Canada.

Ostatnim czynnikiem modyfikującym przenikanie ciepła w głąb jest obecność pól bloków skalnych i gołoborzy na stokach i na części powierzchni wierzchołka góry. W Kunlun Shan zaobserwowano, że średnia temperatura gruntu pod warstwą bloków może być do 7°C niższa niż w obrębie sąsiadującej gleby (HARRIS, 1996). Podobne rezultaty obserwowano na stokach Plateau Mountain (rys. 13) Stąd istnienie bloków skalnych na stokach masywu prawdopodobnie zmniejsza stopień ocieplania reliktovej zmarzliny w całej jej masie dzięki utracie ciepła na brzegach.

Rysunek 14 daje obraz przenikania ciepła zgodnie z aktualnym stanem poznania tego zjawiska. Można zauważyć, opierając się na pomiarach temperatur gruntu, że przewodzenie ciepła jest tylko częścią całkowitego procesu przepływu ciepła. W górach, woda i powietrze przemieszczając się przez skały i materiał powierzchniowy (np. gołoborza, kurums) mogą w znacznej mierze modyfikować szybkość osiągania równowagi przez temperatury gruntu po zmianie klimatu. Ruch powietrza i obecność gołoborzy ochładzają leżące pod nimi skały. Poznanie termicznych skutków zmian klimatycznych w odniesieniu do temperatur gruntu jest zazwyczaj trudniejsze niż się zakłada w modelach opartych na prostych modelach przepływu ciepła, a i stopień zmian nie jest zapewne liniowy.

WNIOSKI

Plateau Mountain ma na swym szczycie reliktową zmarzlinę, która nie osiągnęła jeszcze równowagi w obecnym klimacie. Przygruntowe temperatury obniżają się wraz z głębokością a ciepło przenika w głąb gruntu powoli. Strumień ciepła do gruntu jest rezultatem przewodnictwa cieplnego i ruchu wód gruntowych czemu częściowo przeciwdziała ruch powietrza pomiędzy blokami gołoborzy oraz wzdłuż szczelin. Wody gruntowe oraz ruch powietrza wywołują znaczne, chociaż lokalne i ograniczone do temperatur gruntu skutki, które mogą z czasem zmieniać położenie. Na powierzchni występują nieczynne układy gruntów strukturalnych z segregacją oraz kras termiczny będący rezultatem wytapiania się klinów lodowych utworzonych pod gruzowymi obrzeżeniami struktur w okresie zimniejszego klimatu.

Roślinność alpejska zawiera dysjuntywne gatunki z flor Arktyki i zachodnich wybrzeży U.S.A. aż po Kalifornię na południu co można wyjaśnić jedynie migracją flor podczas zimnych warunków w przeszłości. Występują także lokalne osobliwości.

PODZIĘKOWANIE

Prace terenowe były finansowane z grantu A-7483 z NSERC, natomiast prace wiertnicze sfinansował Building Res. Divis. of N.R.C. of Canada.