



You have downloaded a document from
RE-BUŚ
repository of the University of Silesia in Katowice

Title: Wieloletnia zmarzlina w Tatrach : geneza, cechy, ewolucja

Author: Wojciech Dobiński

Citation style: Dobiński Wojciech. (2004). Wieloletnia zmarzlina w Tatrach : geneza, cechy, ewolucja. "Przegląd Geograficzny" (2004, z. 3, s. 327-343).



Uznanie autorstwa - Licencja ta pozwala na kopiowanie, zmienianie, rozprowadzanie, przedstawianie i wykonywanie utworu jedynie pod warunkiem oznaczenia autorstwa.



UNIWERSYTET ŚLĄSKI
W KATOWICACH



Biblioteka
Uniwersytetu Śląskiego



Ministerstwo Nauki
i Szkolnictwa Wyższego

Wieloletnia zmarzlina w Tatrach: geneza, cechy, ewolucja

Permafrost in the Tatra Mts.: genesis, features, evolution

WOJCIECH DOBIŃSKI

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, 41-200 Sosnowiec, ul. Będzińska 60;
e-mail: dobin@ultra.cto.us.edu.pl

Zarys treści. Z początkiem lat 90. zeszłego wieku autor podjął badania nad problemem występowania wieloletniej zmarzliny w Tatrach. W artykule przedstawione są wyniki sondowań sejsmicznych, elektrooporowych, tzw. pomiarów BTS oraz analizy klimatu dotyczące poszukiwania i kartowania wieloletniej zmarzliny w Tatrach Wysokich. Publikowane rezultaty prac autora oraz przeprowadzone analizy stanowią podstawę do przybliżonego określenia cech wieloletniej zmarzliny, takich jak temperatura, głębokość stropu i spągu zmarzliny, obszar jej występowania, ilość i wiek zawartego w niej lodu. Na tym tle podjęto próbę opisanie ewolucji zmarzliny w holocenie, także w odniesieniu do ustępujących lodowców.

Słowa kluczowe: wieloletnia zmarzlina, metody geofizyczne, Tatry.

Wstęp

Od początku ostatniej dekady XX wieku prowadzone są w alpejskim piętrze Wysokich Tatr badania wieloletniej zmarzliny. Pierwsze prace geofizyczne przeprowadzono w Buczynowej Dolince w październiku 1993 r. (Dobiński, 1997b).

Artykuł niniejszy stanowi skrót niepublikowanej syntezy autora poświęconej problemowi występowania wieloletniej zmarzliny w Tatrach (Dobiński, 1997b), uzupełniony o próbę przedstawienia jej ewolucji w holocenie. Najnowsze informacje donoszą natomiast o istnieniu zagrzebanego lodu wykrytego za pomocą georadaru na głębokości około 15 m w Miedzianej Kotlinie (2025–2350 m n.p.m.) (Gądek i Kotyrba, 2003). Fakt ten poprzez weryfikację wyników badań zmarzliny upewnia autora, że przeprowadzone badania i analizy, choć są pierwszymi tego typu badaniami przeprowadzonymi w Polsce, są prawidłowe.

Przedmiotem niniejszej pracy jest próba odpowiedzi na trzy podstawowe pytania, które nasuwają się jako konsekwencja odkrycia wieloletniej zmarzliny w Tatrach:

- 1) jaki jest wiek wieloletniej zmarzliny w Tatrach?
- 2) jaka jest jej geneza i podstawowe cechy?
- 3) jak przebiegała jej ewolucja w holocenie, w tym także w odniesieniu do ustępujących w Tatrach lodowców?

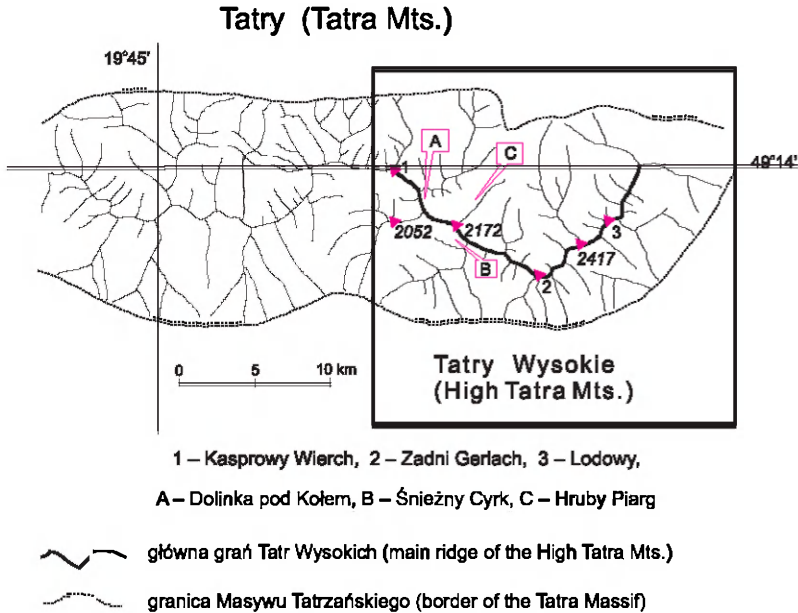
Teren badań i zebrany materiał dokumentacyjny

Tatry są najwyższym masywem Karpat Zachodnich. Średnia wysokość szczytów na głównej grani Tatr Wysokich wynosi 2357 m npm., a szereg z nich osiąga wysokość ponad 2600 m npm. (Lukniś, 1973). Plejstocenijskie zlodowacenie zmieniło ich rzeźbę poprzez wytworzenie licznych form pochodzenia glacialnego, którym towarzyszą formy morfologii peryglacialnej. Odziedziczona po tym okresie rzeźba Tatr została przemodelowana głównie przez holocenijskie procesy stokowe, szczególnie dobrze wykształcone w piętrze alpejskim Tatr. Tatry Wysokie to jedynie trzecia część całego masywu. Główna grań Tatr ma przebieg niemal równoleżnikowy, a średnia jej wysokość to 2280 m npm. (Klimaszewski, 1988; Lukniś, 1973). Tatry to w znacznej części także obszar, w którym występuje piętro klimatu zimnego. Średnia roczna temperatura 0°C występuje w obrębie stoków o ekspozycji północnej na wysokości 1850 m npm., a na stokach południowych na 2050 m npm. (Hess, 1965). Wielkość opadów atmosferycznych wskazuje, że klimat Tatr jest wilgotny, z pokrywą śnieżną w okresie zimowym sięgającą 115–230 cm (Hess, 1965). Górna granica lasu pokrywa się z izothermą +2°C, a na najwyższych szczytach średnia roczna temperatura wynosi -3,8°C (Łomnicki Szczyt). Terenem badań były wybrane, najwyżej położone doliny Tatr Wysokich (ryc. 1) po polskiej i słowackiej ich stronie: Dolina Pięciu Stawów Polskich ze znajdującymi się w pobliżu Świstówką Roztocką i Buczynową Dolinką, Dolina Gąsienicowa, Dolina za Mnichem, Dolina Piarżysta ze Śnieżnym Kotleń i Dolina Dzika.

W latach 1993–1997 w opisanym wyżej terenie wykonano badania geofizyczne obejmujące sondowania geoelektryczne (Dobiński i inni, 1996a, 1996b; Dobiński, 1996b), sejsmiczne (Dec i Dobiński, 1997) oraz pomiar temperatury u spodu zimowej pokrywy śnieżnej (tzw. BTS) (Dobiński, 1996a). Wyniki tych prac wsparto analizą wskaźników tajania i zamrozu (Dobiński, 1997a). Pozwoliły one na udokumentowanie obecności wieloletniej zmarzliny w Tatrach oraz przybliżone wyznaczenie jej zasięgu (Dobiński, 1997b; 1998a, b) (ryc. 1).

Określenie granicy występowania wieloletniej zmarzliny za pomocą wskaźników tajania i zamrozu

Analiza wskaźników tajania i zamrozu pozwala określić warunki klimatyczne niezbędne do przetrwania wieloletniej zmarzliny w większej skali. Wykorzystuje



Ryc. 1. Lokalizacja terenu badań

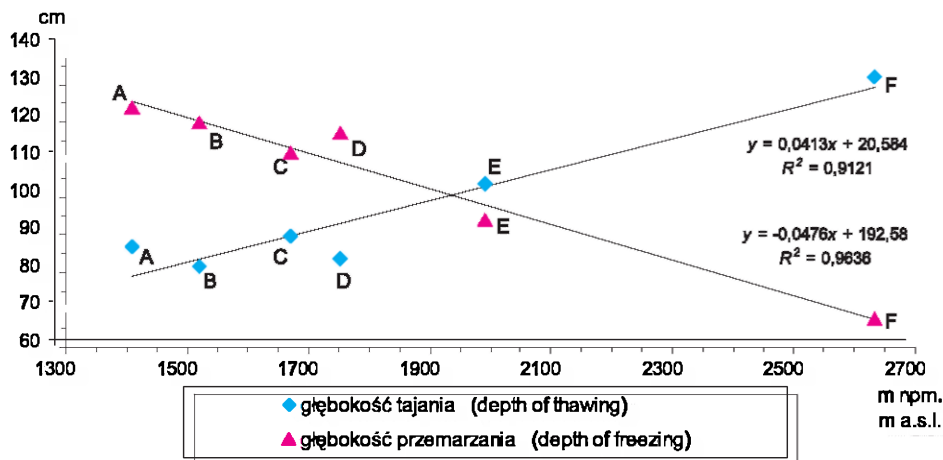
Location of research area

ona sumy roczne średnich dobowych temperatur powyżej i poniżej 0°C. Zastosowanie jej w tym celu opracował S. Harris (1981a, b; 1982).

Uzyskane wyniki pozwalają stwierdzić, że w Tatrach istnieją klimatyczne warunki do występowania zmarzliny powyżej 1930 m npm. (ryc. 2). Z powodu dużego zróżnicowania mikroklimatycznego i dużej różnicy wysokości względnych strefa jej występowania cechuje się dużą ekstralatencją dochodzącą do ± 200 m. Możliwość występowania zmarzliny ciągłej powyżej 2500 m npm. jest tylko potencjalna, ponieważ na tej wysokości znajdują się jedynie najwyższe granie i szczyty Tatr. Jednakże obliczenia oparte na wskaźnikach tajania i zamrozu wskazują, że obecność permafrostu możliwa jest już od wysokości 1900–1930 m npm. (Dobiński, 1997a).

Wyniki uzyskane metodą sondowań elektrooporowych

Podczas poszukiwań wieloletniej zmarzliny w Tatrach Wysokich wykonano 38 sondowań elektrooporowych w miejscach, w których było zarówno wysokie jak i niewielkie prawdopodobieństwo jej występowania. Sondowano także w miejscach, gdzie istnieje pewność, że zmarzlina być nie może. Na rycinie 3 przedstawiono charakterystyczne dla tych trzech przedziałów krzywe elektrooporowe. Wszystkie sondowania wykonano w przedziale wysokości 1535–2105 m npm. Z punktu widzenia postawionej hipotezy najbardziej wartościowy wynik był taki,



Ryc. 2. Teoretyczna głębokość przemarzania i tawienia gruntu w Tatrach Wysokich obliczona na podstawie wskaźników tawienia i zamrozu dla terenu z pokrywą śnieżną nie przekraczającą 50 cm

Theoretical thickness of ground thawing and freezing in the Tatra Mountains, as calculated from the freezing and thawing indices for the area in which the snow cover is less than 50 cm thick

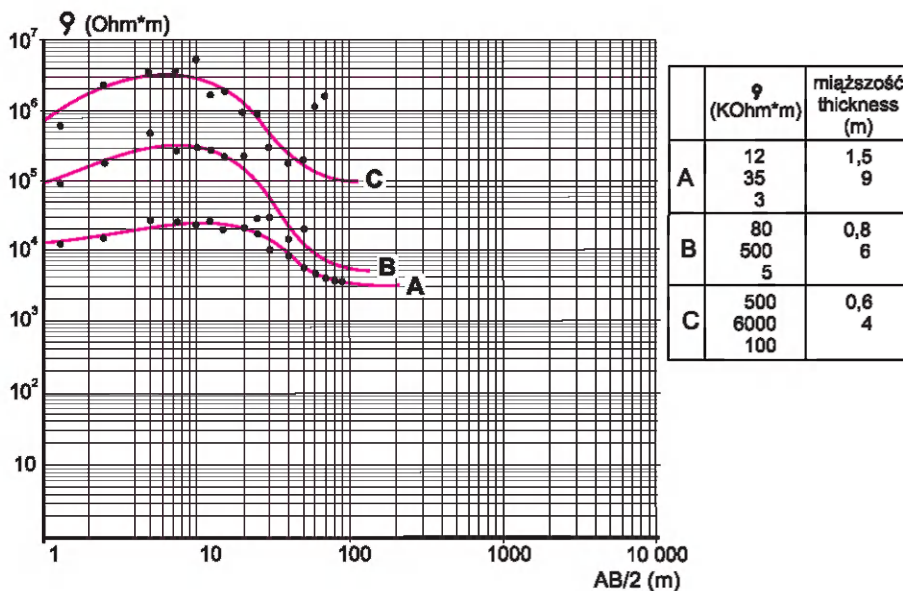
A – Morskie Oko, B – Hala Gąsienicowa, C – Dolina Pięciu Stawów, D – Skalne Pleso, E – Kasprowy Wierch, F – Łomnicki Szczyt

w którym środkowa warstwa wykazywała wysoki opór wskazujący na dużą zawartość lodu podziemnego lub przemrożenie podłoża. Największe wartości (600 kOhmm-1 Mohmm) zaobserwowano w najwyższej położonych dolinkach i cyrkach polodowcowych, to jest w Dolince pod Kołem i Śnieżnym Kotle na wysokości 1900-2105 m n.p.m., w znacznym stopniu zasypanych zwietrzeliną (ryc. 1).

Na lodowcu gruzowym w Dolince pod Kołem (obiekt A na ryc. 1) znajdującym się na wysokości 2100 m n.p.m. przeprowadzono dwa sondowania elektrooporowe. Pomierzone wartości oporu materiału gruzowego sięgające 600 kOhmm wskazywały na obecność lodu osiagającą 50%. Jest bardzo prawdopodobne, że w miejscu tym znajduje się zagrzebany lód.

Trzy podobne sondowania wykonano w Śnieżnym Kotle (obiekt B na ryc. 1) (1900 m n.p.m.). Północna ekspozycja tego miejsca szczególnie sprzyja obecności wieloletniej zmarzliny. Być może ten fakt jest powodem bardzo wysokich wartości oporu także w pierwszej interpretowanej warstwie, gdzie notowano wartości 50-120 kOhmm we wszystkich miejscach, a wartość oporu rosła w miarę schodzenia z pomiarami w kierunku dna Kotła. W jednym z pomiarów w tym cyрку środkowa warstwa osiągnęła wartość 1 MOhmm oraz grubość 8 m. Na następnym stanowisku ta wysokooporowa warstwa osiągnęła grubość 25 m. Opierając się na powyższych wynikach, a także mając na uwadze formy i procesy kształtujące rozwój Śnieżnego Kotła, można nabrać przekonania, że ten kocioł jest miejscem, w którym zmarzlina osiąga szczególnie dużą miąższość i nasycenie lodem

70–80%. Wynik taki można interpretować jako miejsce kontaktu współczesnej zmarzliny ze znajdującą się pod nią zmarzliną reliktową, być może zagrzebanym lodem lodowcowym (Dobiński, 1997b).



Ryc. 3. Charakterystyczne przebiegi krzywych sondowań elektrooporowych uzyskanych w Tatrach, wraz z interpretacją. Sondowania: A – w miejscu, gdzie zmarzlina nie występuje, B – w miejscu prawdopodobnego występowania zmarzliny, C – na wieloletnim płacie śnieżnym w Dolinie Dzkiej (Słowacja). W tabeli obok podano wyinterpretowany opór rzeczywisty oraz miąższość warstw (według Dobińskiego, 1998).

Plots of typical resistance sounding curves from the Tatra Mountains and their interpretation. A – sounding at a site where permafrost does not occur, B – sounding at a site where permafrost probably occurs, C – Sounding on the permanent snow patch (Dzika Valley, Slovakia). Table shows interpretation of true resistance and layer thickness (after Dobinski, 1998)

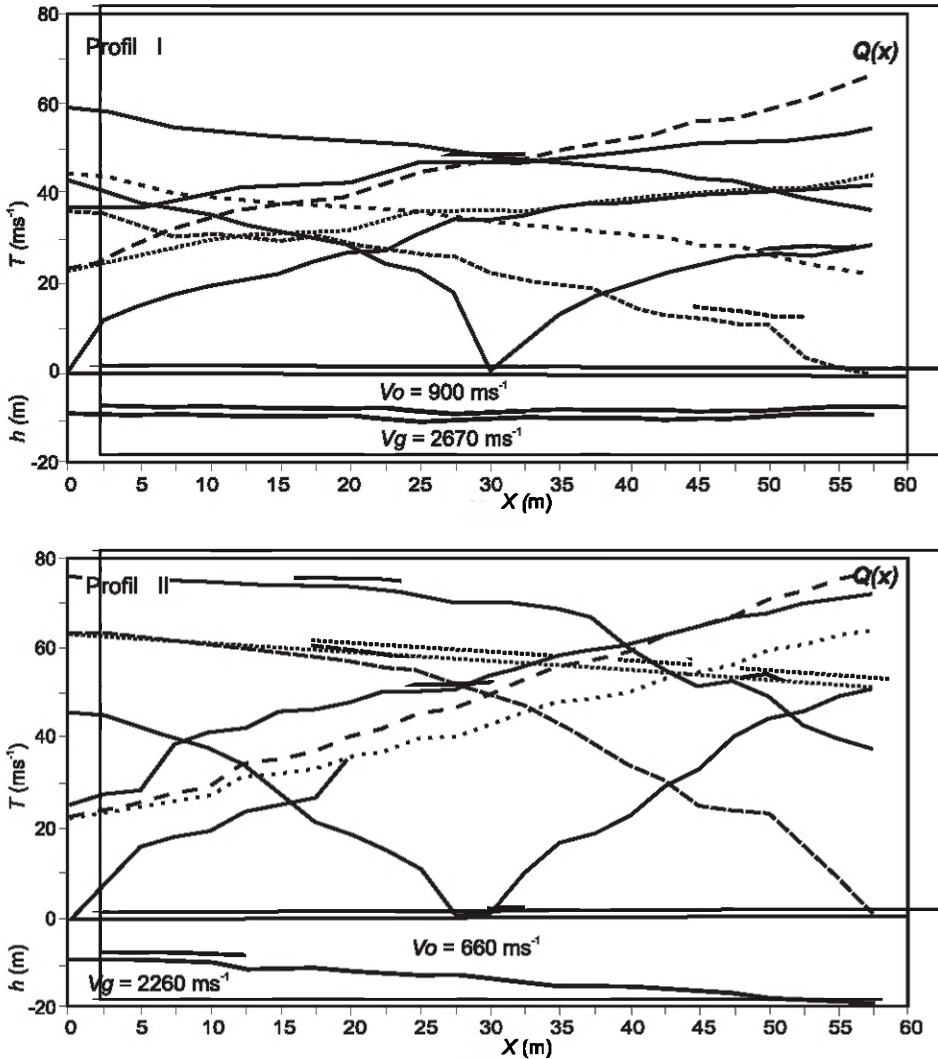
Wyniki sondowań sejsmicznych

Sondowania sejsmiczne przeprowadzono w dwóch miejscach na wysokości 1800 m n.p.m. na Hrubym Piargu w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (obiekt C na ryc. 1), (Dec i Dobiński, 1997). Jest to niewielkie zagłębienie terenu przemodelowane przez lodowiec i w całości zasypane pochodzącą ze stoków zwierzeliną.

Prędkość fali sejsmicznej w różnego rodzaju materiale, związanym z występowaniem lodu czy wody w gruncie jest określona: W. Haerberli (1985) i D. Vonder Mühl (1993) oprócz własnych wyników sondowań sejsmicznych prezentują szereg zebranych informacji na ten temat. Wynika z nich, że w niezamrożonej górnej warstwie osadów, składającej się głównie z grubookruchowego materiału zwierzelinowego prędkość fali sejsmicznej waha się od 400 do 1300 m s⁻¹,

(średnio około 600 m s^{-1}). Prędkość w drugiej warstwie w zmarzlinie aktywnych lodowców gruzowych zawiera się w przedziale $2600\text{--}4000 \text{ m s}^{-1}$, przy czym średnio wynosi około 3500 m s^{-1} (ryc. 4).

W.J. Scott i inni (1979) stwierdzają, że prędkość fali sejsmicznej maleje wraz ze wzrostem temperatury zmarzliny, a Vonder Muhll (1993) podaje wartość oko-



Ryc. 4. Hodografy sondowań sejsmicznych na Hrubym Piargu (C na ryc. 1) oraz ich interpretacja geologiczna. $Q(x)$ – hodograf różnicowy, V_g – prędkość graniczna, V_o – prędkość w strefie powierzchniowej (według Dobińskiego, 1998)

Hodographs of the seismic soundings performed on Hruby Piarg (C on Fig. 1) and their geological interpretation $Q(x)$ – discriminate hodographs, V_g – limit velocity V_o – superficial velocity (first layer) (after Dobiński, 1998)

ło 2200 m s⁻¹ dla zmarzliny w temperaturze bliskiej 0°C. Prędkością graniczną fali sejsmicznej dla zmarzliny jest 2000 m s⁻¹ (Vonder Mühl, 1993).

Po przeanalizowaniu sondowań sejsmicznych wykonanych w Tatrach można stwierdzić, że prędkość fali sejsmicznej mieści się w dolnym przedziale z zakresu charakterystycznego dla zmarzliny. Warstwa druga, gdzie prędkość fali wynosi 2260–2670 m s⁻¹, to zmarzlina zawierająca prawdopodobnie około 90% lodu, lecz znajdująca się w temperaturze bliskiej 0°C, a więc zapewne podlegająca degradacji.

Jeżeli założymy, że tak wysoka zawartość lodu może pochodzić z lodowca, to przebieg granicy między zwietrzeliną a lodem będzie odbiciem jądra lodowego nawiązującego do nachylenia tego piargu, przysypanego i zakonserwowanego pod 8–19-metrową holocenią zwietrzeliną.

Cechy termiczne zmarzliny tatrzańskiej

Na podstawie A.M. Jessopa (1990) i W. Haeberliego (1991) oszacowano dwie podstawowe cechy wieloletniej zmarzliny w Tatrach: temperaturę i miąższość (Dobiński, 1997b). Zgodnie z obowiązującymi opiniami (King, 1990; King i inni, 1992), za średnią roczną temperaturę gruntu w badanym terenie przyjęto wartości pomiarów BTS. Zawierają się one w przedziale od –1 do –5 °C, współczynnik przewodności $K = 6,28 \cdot 10^{-3} \text{ cal cm}^{-1}\text{s}^{-1}$, wartość przepływu ciepła $q = 1,2 \cdot 10^{-6} \text{ cal cm}^{-2}\text{s}^{-1}$. Po przeliczeniu wszystkich wariantów z wykorzystaniem powyższych danych, uzyskano grubość zmarzliny w Tatrach od 3,14 do 42,0 m, natomiast temperaturę zmarzliny w przedziale od –0,02 do –8,79 °C. Wartości średnie tych cech wynoszą: miąższość 22,57 m, temperatura –4,4°C.

Wynik jest zgodny z tym, co piszą R. Brown i T. Pewe (1973), a mianowicie, że temperatura w strefie zmarzliny nieciągłej – a z taką właśnie mamy do czynienia w Tatrach na wysokości poniżej 1900 m na stokach o ekspozycji północnej – na poziomie ZAA (Zero Annual Amplitude) wynosi od kilku dziesiątych stopnia poniżej 0°C przy zewnętrznej, cieplejszej granicy zmarzliny do –5°C przy granicy strefy ciągłej. Obszar zajęty przez wieloletnią zmarzlinę w Tatrach Wysokich – to blisko 100 km² (Dobiński, 1997b).

Próba określenia ewolucji zmarzliny w holocenie metodą klimatyczno-paleobotaniczną

Do analizy ewolucji zmarzliny w holocenie wykorzystano klimatyczno-paleobotaniczną metodę M. Hessa (1968b) oraz kryterium geomorfologiczne. W pracach dotyczących klimatu Karpat M. Hess stwierdza, że szczególnie ściśle zależność istnieje między średnią temperaturą roku a innymi elementami i wskaźnikami klimatu. Średnia roczna temperatura powietrza jest realnym i kompleksowym zjawiskiem klimatycznym, ściśle uzależnionym od innych ele-

mentów i czynników klimatu, a na podstawie jednego elementu klimatu można określić cały zespół innych (Hess, 1965, 1968a, b).

Metoda M. Hessa (1968b) pozwala opisać współczesny klimat, umożliwiając jednocześnie rekonstrukcję klimatu ubiegłych epok pod warunkiem, że znana jest średnia roczna temperatura powietrza wyznaczona na podstawie badań paleobotanicznych. Jest to możliwe dlatego, że w późnym plejstocenie i w holocenie podstawowe czynniki klimatotwórcze środkowej Europy nie różniły się zbyt od współczesnych. Bardzo istotne jest również, że wykryte przez Hessa (1965, 1968b) zależności nie tracą na wartości w bardzo dużym przedziale wilgotności klimatu: w profilu pionowym Karpat Zachodnich współczynnik wilgotności zmienia się dziesięciokrotnie.

Wydzielenie i charakterystyka pięter klimatycznych w Karpatach Zachodnich opierają się na głównym wskaźniku – średniej rocznej temperaturze powietrza. Ponieważ występowanie wieloletniej zmarzliny jak efektu oddziaływania klimatu również ściśle wiąże się z tym wskaźnikiem, został on przyjęty jako podstawowa wartość do dalszych analiz.

System klasyfikacyjny współczesnych pięter klimatycznych w Karpatach wykonany przez M. Hessa (1965) wykorzystano przy rekonstruowaniu stosunków klimatycznych w poszczególnych okresach holocenu w alpejskim piętrze Tatr Wysokich. Umożliwia to stwierdzona zależność między:

- wysokością nad poziomem morza a średnią roczną temperaturą powietrza, podobną we wszystkich obszarach górskich średnich szerokości geograficznych, która była prawdopodobnie analogiczna w poszczególnych okresach późnego plejstocenu i holocenu – pionowy gradient równy $0,55^\circ$ na 100 m (Hess, 1965);
- średnią roczną temperaturą powietrza a granicami poszczególnych pięter klimatycznych, przede wszystkim zaś ważne jest, że **górną granicą lasu odpowiada średniej rocznej temperaturze powietrza (MAAT) $+2^\circ\text{C}$.**

Przyjmując te zależności oraz stwierdzoną przez paleobotaników wysokość górnej granicy lasu nad poziomem morza w różnych okresach późnego glacjału i holocenu, można przedstawić charakterystykę klimatu Polski południowej dla całego omawianego okresu, a więc także zmian w występowaniu poszczególnych pięter klimatycznych, w tym piętra, w którym występuje zmarzlina. Natomiast w warunkach klimatycznych Tatr **dolną granicą występowania aktywnej zmarzliny odpowiada średniej rocznej temperaturze powietrza (MAAT) -1°C .**

Zmienność wysokości górnej granicy lasu w Tatrach w holocenie

Z początkiem holocenu, w preboreale górna granica lasu przebiegała na wysokości około 1000 m n.p.m. Znaczne ocieplenie klimatu jakie wówczas nastąpiło, powodowało szybkie podnoszenie się tej granicy aż do maksimum w okresie atlantyckim na wysokości (według różnych autorów) 1800–1950 m, potem zaś ta

granica stopniowo się obniżała, do współczesnej wysokości 1550 m (Krupiński, 1983). Poglądy te, chociaż dość długo utrzymywały się w publikacjach dotyczących paleoklimatu w holocenie, są obecnie podważane. Najnowsze prace dotyczące przebiegu granicy lasu w holocenie dotyczące zarówno Alp (Mojski, 1993; Patzelt, 1995; Burga, 1995), jak i Tatr (Obidowicz, 1993), dowodzą, że w obydwu przypadkach górna granica lasu w jej maksymalnym zasięgu nie przebiegała wyżej niż około 100–200 m od dzisiejszej granicy lasu, a nie około 400 m, jak uważano wcześniej (Krupiński, 1983).

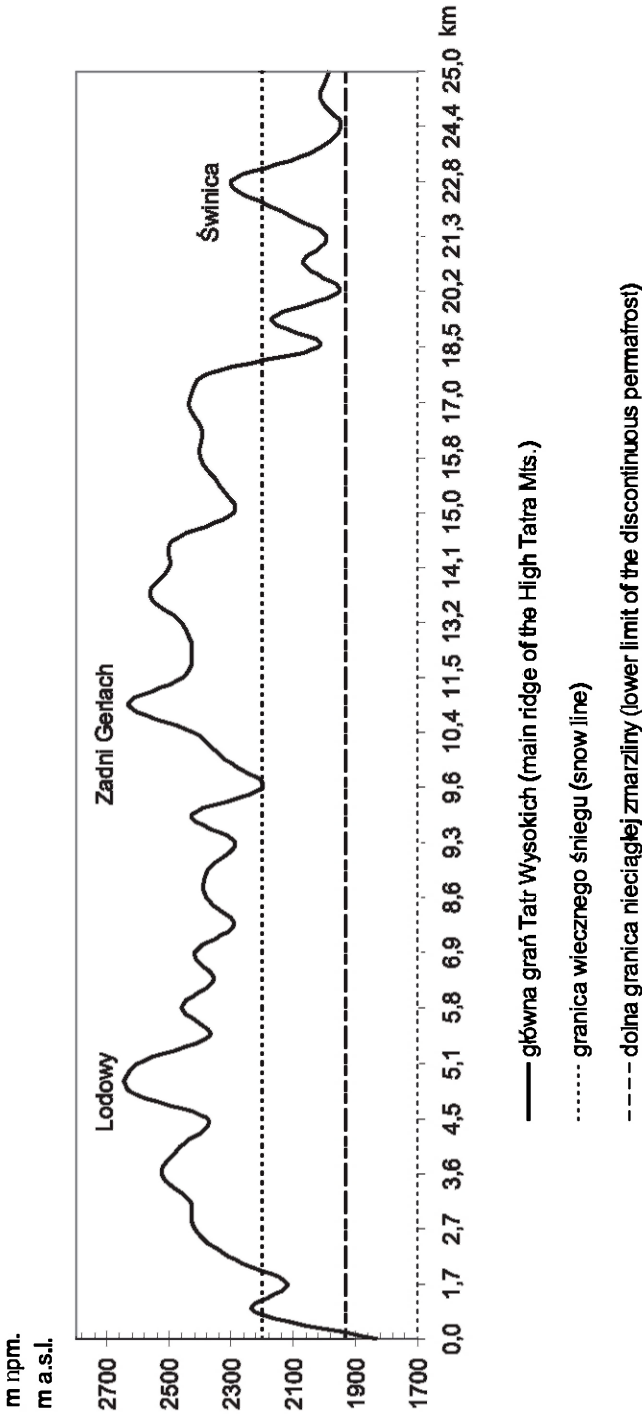
Według A. Obidowicza (1993) górna granica lasu w Tatrach podnosiła się wolniej niż dotychczas sądzono, a maksimum osiągnęła dopiero w okresie subborealnym, czyli po optimum atlantyckim, na wysokości nieco poniżej 1700 m. Bardziej aktualne prace dowodzą (Wick i Tinner, 1997), że samo tylko charakterystyczne dla cieplejszego klimatu pyłkowe spektrum, bez wsparcia szczątkami kopalnymi, nie może być uznane za wskaźnik ocieplenia. Prace, które opierają się na analizach pyłkowych i makroszczątkach wskazują, że w Alpach zmiana zasięgu górnej granicy lasu nie przekraczała 100–150 m (Wick i Tinner, 1997; Patzelt, 1975).

Opierając się na tych wynikach i wykorzystując metodę klimatyczno-paleobotaniczną Hessa (1968b), zrekonstruowano przebieg dolnej granicy nieciągłej zmarzliny w Tatrach w okresie holocenu. Przyjęto wartość średniej rocznej temperatury powietrza dla granicy aktywnej zmarzliny tatrzańskiej (wyliczoną na podstawie współczesnych danych klimatycznych) równą -1°C na wysokości 1900 m (stoki północne) oraz 2050 m (stoki południowe) oraz występowanie nieciągłej zmarzliny stwierdzone metodami geofizycznymi na wysokości 1670 m npm. (por. poprzednie rozdziały). Uwzględniono spadek temperatury wraz z wysokością równy $0,5^{\circ}\text{C}$ na 100 m. Oznacza to, że warunki do występowania aktywnej zmarzliny w holocenie istniały zawsze około 600 m powyżej górnej granicy lasu, zaś dla zmarzliny nieciągłej o około 300 m niżej. Ta druga wielkość dotyczy zwłaszcza północnych stoków Tatr oraz wszelkich innych terenów o dogodnych warunkach topograficzno-klimatycznych. Przypomnijmy, że we wklęsłych formach terenu o ekspozycji północnej średnia roczna temperatura może być ujemna już na wysokości 1700 m npm.

Z tych hipotetycznych rozważań wynika, że zmarzlina nawet w najcieplejszym – według A. Obidowicza (1993) – okresie holocenu mogła występować poniżej 2000 m npm. i obejmować najwyżej położone dolinki tatrzańskie.

Wpływ klimatu na miąższość zmarzliny

M. Klimaszewski (1988) twierdzi, że większa część Tatr Polskich (68% powierzchni) nie była zlodowacona. Nie były zajęte przez masy firnowo-lodowe dolne odcinki dolin zachodniotatrzańskich: Małej Łąki, Miętusiej, Kościeliskiej i Chochołowskiej, doliny wierchowe: Olczyńska, Strażyska, Białego i Lejowa, a także wszystkie dolinki reglowe. Nie były też pokryte lodem strome stoki i grzbiety



Ryc. 5. Dolna granica nieciągłej zmarzliny pokazana na profilu głównej grani Tatr Wysokich razem z granicą wiecznego śniegu. Średnia wysokość grani wynosi 2312 m n.p.m. i znajduje się 400 m wyżej niż granica aktywnej zmarzliny

Lower limit of discontinuous permafrost shown on profile of main ridge of Tatra Mts., together with snow line. Mean altitude of the ridge is 2312 m a.s.l., and is located 400 m higher than the limit of the active permafrost.

górskie, wznoszące się ponad powierzchnię lodowców, gdzie panował klimat peryglacjalny. Cały ten obszar wystawiony był przez bardzo długi czas na działanie mrozu. Jest zatem interesujące: jaki czas jest potrzebny na zupełne wytopienie się zmarzliny w Tatrach, jeżeli temperatura na powierzchni terenu wzrośnie powyżej 0 °C? W. Haerberli (1985) proponuje metodę oszacowania tego czasu: jeżeli pominiemy w naszych rozważaniach wpływ ciepła utajonego i uznamy, że proces wytopiania postępuje głównie od powierzchni, wówczas czas t_{tf} konieczny na całkowite wytopienie się bogatej w lód zmarzliny o początkowej miąższości h_0 będzie przedstawiał się następująco:

$$t_{tf} = c_1 T_s \left[1 + c_2 \frac{h_0}{T_s} - \sqrt{1 + 2c_2 \frac{h_0}{T_s}} \right] \quad [1]$$

gdzie T_s jest „nową” temperaturą powierzchni ($>0^\circ\text{C}$);

$$c_1 = \frac{LK}{q^2} \approx 2200 \text{ lat } ^\circ\text{C}^{-1} \quad [2]$$

$$c_2 = \frac{q}{K} \approx 0,028^\circ\text{Cm}^{-1} \quad [3]$$

gdzie L – to ciepło utajone przemarzniętego materiału, K – współczynnik przepuszczalności, q – przepływ ciepła geotermalnego, c_1 , c_2 – stałe współczynniki.

Miąższość wieloletniej zmarzliny w schyłkowej fazie würmu według T. Czudka (1986), wyliczona z rekonstrukcji paleoklimatu najwyższych szczytów Tatr zawarta jest w tabeli 1 (trzy warianty). Przedstawiono czas konieczny do wytopienia się zmarzliny o określonej miąższości przy wzroście temperatury od +1 do +3 °C. Obliczono, że najkrótszy czas potrzebny na całkowite wytopienie się zmarzliny w Tatrach na tej wysokości wynosi 7750, a najdłuższy 17 179 lat (tab. 1). Z opracowań A. Obidowicza (1993) i K. Krupińskiego (1983) wynika, że w ciągu

Tabela 1. Czas T_{thaw} potrzebny na wytopienie się zmarzliny w Tatrach Wysokich w ciągu holocenu

„Nowa” temperatura powierzchni gruntu	Miąższość zmarzliny h_0 w ostatniej fazie würmu* (m)	T_{thaw} (lata)**
1°C	290	10 931
	380	15 224
	420	17 179
2°C	290	8 976
	380	12 799
	420	14 555
3°C	290	7 750
	380	11 232
	420	12 848

* Na podstawie danych dla Łomnickiego Szczytu (2633 m npm.). Obliczona dla średniej rocznej temperatury powierzchni gruntu w górnym pleniglacjale (28 000–12 400 lat BP), gdy temperatura powierzchni gruntu była niższa od współczesnej najwyżej o około 15°C (Czudek, 1986).

** Obliczony dla „nowej” temperatury powierzchni gruntu według W. Haerberli, 1985.

całego holocenu temperatura w Tatrach mogła być wyższa o 2°C przez co najmniej 4500 lat, a nie więcej niż 5900 lat. Wynika z tego, że nawet przyjmując najbardziej sprzyjające dla degradacji zmarzliny okoliczności (najmniejsza miąższość zmarzliny – 290 m – u schyłku würmu, największy skok temperatury +3°C oraz maksymalna długość trwania klimatu z temperaturą wyższą od +2°C) można wysunąć tezę, że plejstocenijskie przemrożenie gruntu mogło przetrwać w Tatrach do czasów obecnych.

Geomorfologiczne oznaki ewolucji zmarzliny w holocenie

Ewolucję zmarzliny w holocenie można określić na podstawie elementów rzeźby, a także biorąc pod uwagę typ lodu, jaki może zawierać tatrzańska zmarzlina. Obydwa te czynniki są najlepiej reprezentowane przez lodowce gruzowe zawierające lód. Pewnym przybliżeniem ewolucji zmarzliny w Tatrach może być opis powstawania i rozwoju tych form, przedstawiony szerzej w innym miejscu (Dobiński, 1994). Pośrednim wskaźnikiem obecności zmarzliny są także wieloletnie płyty śnieżne i jaskinie lodowe.

Jedynie lodowce gruzowe są formami, które genetycznie wiązać można ze schyłkiem ostatniego zlodowacenia i – w zależności od przyjętej teorii powstawania – przypisywać je schyłkowej fazie deglacjacji i/lub jak pisze W. Haerberli (1985) „późniejszej alpejskiej zmarzliny”. Lodowce gruzowe jako jedyne formy rzeźby w Tatrach wykazują ewolucję związaną z obecnością zmarzliny, a ściślej, jakiejś postaci lodu wewnętrznego. Już jeden z pierwszych opisów lodowców gruzowych w Tatrach (Nemčok i Mahr, 1974) zawiera hipotezę, iż obecność tych form jest dowodem, że ustąpienie klimatu „lodowcowego” nie było gwałtowne, bo klimat chłodny, który po wytopieniu się lodowców sprzyjał rozwojowi lodowców gruzowych i utrzymał się jeszcze przez 2,5–3 tysiące lat. Lodowce gruzowe mogą świadczyć także o długiej stagnacji lodowców w ich schyłkowej fazie, a jeśli ocieplenie na początku holocenu nie było gwałtowne, to formy te w postaci aktywnej mogły przetrwać do czasów współczesnych (Kaszowski i inni, 1988). W Tatrach znajduje się wiele lodowców gruzowych powyżej 1500 m n.p.m., które określane były dotychczas jako fosylne (Dzierżek i inni, 1987; Kotarba 1986, 1988, 1991–1992). Osady jeziorne Czarnego Stawu Gąsienicowego oraz Żabiego Oka w pobliżu Morskiego Oka pozwalają sądzić, że małe lodowce wiszące mogły przetrwać w najwyższych położeniach (ponad 1950 m n.p.m. w dolinie Białej Wody i Rybiego Potoku jeszcze w okresie holocenijskiego oziębienia Venediger (około 8300 lat BP) (Kotarba, 1995; Kotarba i Krzemień, 1996). W końcowej fazie zanikania lodowców tatrzańskich wzrastał też wpływ ekspozycji i okalającej rzeźby, bardzo indywidualizując proces na poszczególnych lodowcach, co niejednokrotnie uniemożliwia porównanie najpóźniej złożonych moren (Lukniś, 1973). Prace innych autorów (Dzierżek i inni, 1986; Kondracki, 1986) biorących pod uwagę geologiczno-geomorfologiczny aspekt schyłku zlodowacenia

w Dolinie Pięciu Stawów Polskich, zawierające także analizę lodowców gruzowych sugerują, że jeszcze podczas optimum atlantyckiego w basenie Zadniego Stawu (nawet przy założeniu, że granica lasu była na wysokości 1850–1900 m), możliwa była akumulacja zwietrzliny na bryłach martwego lodu (Dzierżek i inni, 1986), czyli Zadni Staw powstał w fazie atlantyckiej (Kondracki, 1986). T. Czudek (1986) pisze natomiast, że podczas maksimum zlodowacenia würmu grubość zmarzliny w Tatrach osiągała 400 m i że jest możliwe, by przetrwała ona na znacznej głębokości nawet do dziś.

Próba charakterystyki wieloletniej zmarzliny w Tatrach Wysokich

Szacunkowe obliczenia wskazują, że temperatura tatrzańskiego permafrostu waha się w zależności od wysokości bezwzględnej, warunków mikroklimatycznych i ekspozycji od około 0°C do około -5°C. Zmarzlina (lód) w temperaturze bliskiej 0°C wykryta przy użyciu metody sejsmicznej może wskazywać, iż zmarzlina w miejscach poniżej 1900 m n.p.m. prawdopodobnie podlega degradacji, dlatego nie wykazuje wysokich wartości oporu, czy niskich temperatur BTS. Miąższość zmarzliny prawdopodobnie zawiera się w granicach 3–42 m pod warstwą czynną. Zawartość lodu w tatrzańskiej zmarzlinie może wynosić od blisko 0 w litej, mało spękanej skale granodiorytowej, z której zbudowane są najwyższe szczyty Tatr Wysokich, do ponad 90% jeśli za taką uznamy nagromadzenia lodu znajdujące się pod miąższą pokrywą zwietrzelinową w najwyższych położonych kotłach lodowcowych.

Obszar objęty degradacją wieloletniej zmarzliny w Tatrach był największy u schyłku zlodowacenia. Ten okres zatem należy najbardziej wiązać ze stworzeniem warunków korzystnych do przetrwania zagrzebanego lodu, wieloletniej zmarzliny (Czudek, 1986) i lodu w jaskiniach (Siarzewski, 1994).

Badania sejsmiczne i elektrooporowe wskazują zgodnie, iż możliwe jest, że w lodowcach gruzowych i najwyższych położonych cyrkach znajduje się lodowy rdzeń. Taka postać lodu wskazuje na jego lodowcowe pochodzenie. W tych miejscach zatem zmarzlina jest prawdopodobnie wieku plejstocenijskiego lub z początku holocenu. Ten fakt pozwala wysunąć hipotezę, że geneza lodowców gruzowych może być złożona: glacialna i peryglacialna. Lodowce gruzowe są formą specyficzną, łączącą niejako te dwa, zwykle oddzielnie badane środowiska. W osadach piargowych natomiast występuje lód, którego powstanie związane jest z klimatem peryglacialnym, jaki nastąpił po zlodowaceniu.

Na obecnym etapie, bez przeprowadzenia bezpośredniego pomiaru temperatury, nie ma podstaw do jednoznacznego wypowiedzania się na temat wieloletniej zmarzliny w Tatrach. Niemniej jednak, w świetle przeprowadzonych badań oraz literatury można przypuszczać, iż w Tatrach mamy do czynienia z dwoma rodzajami zmarzliny:

- 1) zmarzliną aktywną – w której grubość warstwy czynnej podlega okresowym zmianom, zgodnie ze zmianami klimatu. Znajduje się ona płytko: kilka–kilkanaście decymetrów pod powierzchnią gruntu i tworzy ją lód cementujący, międzyporowy. Jego całkowita objętość jest niewielka.
- 2) zmarzliną nieaktywną (reliktową lub fosylną) – pochodzącą z okresu panowania w Tatrach chłodniejszego klimatu. Znajduje się ona na głębokości kilku metrów, także pod warstwą zmarzliny aktywnej, na co wskazują przeprowadzone sondowania elektrooporowe. W niższej części piętra alpejskiego Tatr, na wysokości od około 1700 m npm. miąższość nadkładu osadów sprawia, że wpływ klimatu na jej stan jest zapewne niewielki, jednakże ulega ona powolnej degradacji. Zmarzlina ta może pochodzić ze schyłku okresu glacialnego. Znajduje się ona poniżej granicy występowania zmarzliny aktywnej, a zatem zmarzlina aktywna już jej nie towarzyszy.

Zanik zlodowacenia w Tatrach nie przesądza o zaniku wieloletniej zmarzliny lub wytopieniu się zagrzebanych brył martwego lodu. Jak się okazuje, zarówno zmarzlina jak i lód mogą przetrwać bardzo długo, na co szczególnie wpływ mają także warunki topograficzne i topoklimatyczne.

Procesy prowadzące do powstania zmarzliny w Tatrach

Powstawanie zmarzliny i lodu gruntowego było ściśle związane z ustępowaniem dziedziny glacialnej i polegało na dwóch procesach. Pierwszy proces – to deglacjacja, która prowadziła z jednej strony do powstania brył martwego lodu (pokrytych następnie materiałem zwietrzelinowym pochodzącym ze stoków), z drugiej natomiast do powstawania w szczególnych okolicznościach lodowców gruzowych. Drugi proces był związany z zanikiem pokrywy lodowcowej izolującej przed wpływem klimatu i powstaniem warunków do oddziaływania zimnego, peryglacialnego klimatu bezpośrednio na litosferę. Efektem tego było znaczne zintensyfikowanie wietrzenia stoków, a także powstanie warstwy zmarzliny podziemnej jako efektu oddziaływania klimatu peryglacialnego. Trzeba przy tym podkreślić, że podczas zlodowacenia, gdy lód izolował podłoże skalne od wpływu czynników klimatycznych, wytworzenie się zmarzliny było znacznie bardziej utrudnione.

Ustępowanie lodowca lub lądolodu zawsze związane jest z agradacją wieloletniej zmarzliny w miejscu przez niego pozostawionym. Powoduje to określone konsekwencje w rozwoju rzeźby na takim terenie, dotychczas nie brane pod uwagę w dostateczny sposób.

Ta relacja między zanikającym lodowcem a zmarzliną jest jednym z ciekawszych problemów badawczych, czekających na szczegółowe rozwinięcie, a możliwe jest to jedynie w warunkach obecnego ocieplenia klimatycznego, które powoduje regresję lodowców.

Piśmiennictwo

- Brown R.J.E., Péwé T.L., 1973, *Distribution of permafrost in north America and its relationship to the environment. a review, 1963–1973*, [w:] *North American Contribution, Permafrost, Second International Conference, 13–28 July 1973, Yakutsk*, National Academy of Science, Washington D.C., s. 479–494.
- Burga C.A., 1995, *Early and Middle Holocene glacier fluctuations in the Alps*, Ice, 107.
- Czudek T., 1986, *Pleistocenni permafrost na území Československa*, Geografický časopis, 38, 2–3, s. 245–252.
- Dec J., Dobiński W., 1997, *Preliminary results of a seismic refraction survey on Hruby Piarg in the Five Polish Lakes Valley, Tatra Mts., Southern Poland*, [w:] J. Repelewska-Pękalska, K. Pękala (red.), *Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen. Sesja Polarna „Dynamika Środowiska Polarnego”*, Wydawnictwo UMCS, Lublin, s. 69–76.
- Dobiński W., 1994, *Lodowce gruzowe*, Czasopismo Geograficzne, 65, 2, s. 109–123.
- , 1996a, *Problem występowania wyspowej zmarzliny w Dolinie Pięciu Stawów Polskich i okolicy w świetle pomiarów temperatury u spodu zimowej pokrywy śnieżnej (BTS)*, Geographia. Studia et Dissertationes, 20, s. 15–22.
- , 1996b, *Występowanie zmarzliny w alpejskim piętrze Tatr Wysokich w świetle badań geofizycznych i analiz klimatycznych*, [w:] *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek. Tom 1, Nauki o Ziemi*, TPN, PTPNoZ O.Kraków, Kraków-Zakopane, s. 140–143.
- , 1997a, *Distribution of mountain permafrost in the High Tatras based on freezing and thawing indices*, Biuletyn Peryglacjalny, 36, s. 29–37.
- , 1997b, *Warunki występowania zmarzliny w alpejskim piętrze Tatr Wysokich*, maszynopis w archiwum Katedry Geomorfologii WNoZ UŚI., Sosnowiec.
- , 1998a, *Problem występowania zmarzliny w Tatrach Wysokich w świetle badań geofizycznych wykonanych w Dolinie Pięciu Stawów Polskich i Świstówce Roztockiej*, [w:] A. Kotarba (red.), *Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach III*, Dokumentacja Geograficzna, 12, s. 35–58.
- , 1998b, *Permafrost occurrence in the Alpine zone of the Tatra Mountains, Poland*, [w:] A.G. Lewkowicz, M. Allard (red.), *Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost, June 23–27, 1998, Yellowknife, Canada*, Nordicana, 57, s. 231–237.
- Dobiński W., Gądek B., Zogała B., 1996a, *Wyniki geoelektrycznych badań osadów czwartorzędowych w piętrze alpejskim Tatr Wysokich*, Przegląd Geologiczny, 44, 3, s. 259–261.
- , 1996b, *Wyniki badań geoelektrycznych w Tatrach Wysokich*, [w:] *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek. Tom 1, Nauki o Ziemi*, TPN, PTPNoZ O.Kraków, Kraków-Zakopane, s. 144–147.
- Dzierżek J., Lindner L., Nitychoruk J., 1986, *Late Quaternary Deglaciation of the Eastern Polish Tatra Mts.*, Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 34, 4, s. 395–407.
- , 1987, *Rzeźba i osady czwartorzędowe Doliny Pięciu Stawów Polskich (Wysokie Tatry)*, Przegląd Geologiczny, 35, 1, s. 8–15.
- Gądek B., Kotyryba A., 2003, *Kopalny lód lodowcowy w Tatrach?*, Przegląd Geologiczny, 51, 7, s. 571.
- Haeberli W., 1985, *Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of Alpine rock glaciers*, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Vasserbau, Hydrologie und Glaziologie der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zurich, 77.

- , 1991, *Gletscher und Permafrost, Grundzuge der Glaziologie*, Vorlesungskript ETHZ, Versuchsanstalt für Vasserbau, Hydrologie und Glaziologie der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zurich.
- Harris S.A., 1981a, *Climatic relationships of permafrost zones in areas of low winter snow-cover*, Biuletyn Peryglacjalny, 28, s. 227–240.
- , 1981b, *Distribution of active glaciers and rock glaciers compared to the distribution of permafrost landforms, based on freezing and thawing indices*, Canadian Journal of Earth Sciences, 18, s. 376–381.
- , 1982, *Distribution of zonal permafrost landforms with freezing and thawing indice*, Biuletyn Peryglacjalny, 29, s. 163–182.
- Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w Polskich Karpatach Zachodnich*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 11.
- , 1968a, *Piętra klimatyczne w Alpach Wschodnich, Karpatach Zachodnich i w Sudetach*, Przegląd Geograficzny, 40, 2, s. 467–472.
- , 1968b, *Próba rekonstrukcji klimatu w holocenie na terenie południowej Polski*, Folia Quaternaria, 29, s. 21–39.
- Jessop A.M., 1990, *Thermal Geophysics. Developments in Solid Earth Geophysics*, Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo.
- Kaszowski L., Krzemień K., Libelt P., 1988, *Postglacjalne modelowanie cyrków lodowcowych w Tatrach Zachodnich*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 71, s. 121–141.
- King L., 1990, *Soil and Rock Temperatures in Discontinuous Permafrost: Gornergrat and Unterthorn, Wallis, Swiss Alps*, Permafrost and Periglacial Processes, 1, 2, s. 177–188.
- King L., Gorbunov A. P., Evin M., 1992, *Prospecting and mapping of mountain permafrost and associated phenomena*, Permafrost and Periglacial Processes, 3, 2, s. 73–81.
- Klimaszewski M., 1988, *Rzeźba Tatr Polskich*, PWN, Warszawa.
- Kondracki J., 1986, *Changements de l'environnement dans les Tatras au postglaciaire d'après les recherches paleolimnologiques*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 20, s. 37–47.
- Kotarba A., 1986, *Lodowce gruzowe w Tatrach*, Wszechświat, 87, 5, s. 97–99.
- , 1988, *Fossil rock glaciers in the Polish Tatra Mountains: origin and age*, [w:] M. Pecsli, L. Starkel (red.), *Paleogeography of Carpathian Regions*, Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, Budapest, s. 161–169.
- , 1991–1992, *Reliktowe lodowce gruzowe jako element deglacji Tatr Wysokich*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 25–26, s. 139–150.
- , 1995, *Srodowisko tatrzańskie w okresie przejściowym od plejstocenu do holocenu*, [w:] III Zjazd Geomorfologów Polskich: „Procesy geomorfologiczne – zapis w rzeźbie i osadach”, 1, Streszczenia komunikatów, posterów i referatów, USI, Sosnowiec, s. 39.
- Kotarba A., Krzemień K., 1996, *Rzeźba Tatr oraz jej postglacjalna ewolucja – stan i perspektywy badań geomorfologicznych*, [w:] *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek. Tom 1, Nauki o Ziemi*, TPN, PTPNoZ O.Kraków, Kraków-Zakopane, s. 45–56.
- Krupiński K.M., 1983, *Evolution of Late Glacial and Holocene Vegetation in the Polish Tatra Mts Based on Pollen Analysis of Sediments of the Przedni Staw Lake*, Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 31, 1, s. 37–49.
- Luknis M., 1973, *Relief Vysokých Tatier a ich predpolia*, Vydavateľstvo Slovenskej akadémie vied, Bratislava.
- Mojski J.E., 1993, *Europa w Plejstocenie – ewolucja środowiska przyrodniczego*, PAE, Warszawa.
- Nemčok A., Mahr T., 1974, *Kamienne l'adovce v Tatrach*, Geografický časopis, 26, 4, s. 359–374.

- Obidowicz A., 1993, *Wahania górnej granicy lasu w późnym plejstocenie i holocenie w Tatrach*, Dokumentacja Geograficzna, 4-5, s. 31-43.
- Patzelt G., 1975, *Untermntal-Zillertal-Pinzgau-Kitzbühel, Spät-und Postglaziale Landschaftsentwicklung*, Innsbrucker Geographisches Studien, 2, s. 309-329.
- , 1995, *Holocene glacier and climate variations. 7. Eastern Alps trawers*, [w:] W. Schirmer (red.), *Quaternary Field Trips in Central Europe, International Union for Quaternary Research. XIV International Congress, August 3-10, 1995, Berlin*, Verl. F. Pfeil, München, 1, s. 385-389.
- Scott W.J., Sellman P.V., Hunter J.A., 1979, *Geophysics in the study of permafrost*, [w:] *Third International Conference on Permafrost, Proceedings, Vol. 2, Edmonton, Canada*, National Research Council of Canada, Ottawa, s. 93-111.
- Siarzewski W., 1994, *Jaskinie lodowe w Tatrach*, [w:] J. Grodzicki (red.), *Jaskinie Tatrzanieckiego Parku Narodowego. Tom 5, Jaskinie Wąwozu Kraków*, PTPNoZ, TPN, Warszawa, s. 11-48.
- Wick L., Tinner W., 1997, *Vegetation changes and timberline fluctuations in the Central Alps as indicators of Holocene climatic oscillations*, *Arctic and Alpine Research*, 29, 4, s. 445-458.
- Vonder Mühl D., 1993, *Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins*, *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zurich*, 122.

[Wpłynęło: listopad 2003; poprawiono: maj 2004 r.]

WOJCIECH DOBINSKI

PERMAFROST IN THE TATRA MTS.: AGE, FEATURES, EVOLUTION

Since permafrost research in the Tatra Mountains began, several geophysical measurements have been made. This have included electroresistivity soundings, BTS measurements, seismic soundings and climatological analysis of thawing and freezing indices. Such research well documents permafrost occurrence in these mountains. On the basis of the results of fieldwork, together with other indicators further analyses were done.

The aim of this paper has thus been to give an estimate of the age of the permafrost, as well as to assess such specific features as: temperature, depth of the permafrost table and permafrost base, an amount and age of ice. In the paper information is given on the genesis of Tatra permafrost and its evolution in the Holocene together with glacier retreat.

The permafrost thickness is probably in the range from 3 to 42 m below the active layer. The content of ice oscillates from near 0% in the solid, poorly fractured granodiorites which form the highest summits of the Tatra Mts., to about 90% in ice cores which are located under a thick cover of weathering material in the highest glacial cirques. The values for permafrost temperature are in the range -0.02 to -8.79°C .

Calculations show that the shortest time necessary for complete melting of the permafrost at this altitude in the Tatra Mts. is 7750 years, and the longest 17,179 years. This would suggest that, considering the most favourable conditions, there are still chances that the Pleistocene permafrost (glacier ice?) in the Tatra Mts. has lasted through to the present time.