

## **WARSTWA CZYNNNA I WYSTĘPOWANIE WIELOLETNIEJ ZMARZLINY W POBLIŻU POLSKIEJ STACJI POLARNEJ W HORNSUNDZIE NA SPITSBERGENIE, W ŚWIETLE BADAŃ GEOFIZYCZNYCH**

ACTIVE LAYER AND PERMAFROST OCCURENCE IN THE VICINITY OF THE POLISH  
POLAR STATION, HORNSUND, SPITSBERGEN IN THE LIGHT OF GEOPHYSICAL RESEARCH

Wojciech Dobiński, Jan Leszkiewicz

Katedra Geomorfologii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski  
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec,  
dobin@wnoz.us.edu.pl, jan.leszkiewicz@us.edu.pl

**Zarys treści.** Z dotychczasowych badań wynika, iż występowanie wieloletniej zmarzliny na Svalbardzie jest powszechne i ma ona charakter ciągły. Generalnie przyjmuje się, że grubość warstwy zmarzliny w większych niezlodowaconych dolinach sięgać może 100 m natomiast w wysokich górach znajdujących się w głębi wyspy miąższość ta sięgać może nawet 400-500 m (Humlum i in. 2003). Zmarzlina na Spitsbergenie, podobnie jak w wielu innych obszarach zimnych, ogrzewa się i podlega degradacji (Isaksen i Sollid 2002). W okresie ostatniego dwudziestolecia kilkakrotnie przeprowadzono badania warstwy czynnej i zmarzliny w bezpośrednim sąsiedztwie Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie. Pomierzono temperaturę gruntu do głębokości 2 m na dwóch stanowiskach w pełnym sezonie rocznym. Zmarzlinomierze Danilina posłużyły do określenia głębokości warstwy czynnej na 13 stanowiskach w obrębie wyniesionych teras morskich. W lecie 2009 roku m. in. na podniesionej terasie morskiej przeprowadzono badania geofizyczne mające na celu pozyskanie informacji dotyczących występowania wieloletniej zmarzliny w tej okolicy. W badaniach zastosowano metody geofizyczne: elektrooporową i sejsmiczną. Wyniki badań geofizycznych na terasie nadmorskiej nie potwierdzają występowania permafrostu. Być może ze względu na możliwy wpływ wody morskiej i aerozoli zawierających sól ma on tutaj postać tzw. kriotyczną, to jest pomimo ujemnej temperatury pozostaje niezamarznięty. Wyniki badań geofizycznych nie wykluczają obecności stale przemarzniętego gruntu poniżej głębokości, do których interpretowano wyniki badań geofizycznych. Oznacza to jednak, że występowanie zmarzliny w rejonie fiordu Hornsund jest o wiele bardziej zróżnicowane niż dotychczas sądzono. Może mieć też ona charakter nieciągły w tym rejonie, gdzie średnia roczna temperatura powietrza wzrosła w ostatnich latach do ok.  $-3^{\circ}\text{C}$ .

**Słowa kluczowe:** wieloletnia zmarzlina, Hornsund, Spitsbergen, metody geofizyczne.

### **1. Wstęp**

Wieloletnia zmarzlina jest przedmiotem badań na Spitsbergenie od Pierwszego Międzynarodowego Roku Polarnego, to jest od 1882 r. Za pioniera w tej dziedzinie uważa się Werenskiolda, który w 1922 roku opublikował pierwszy przegląd przejawów i form związanych z tym zjawiskiem (Humlum 2003).

Według O. Humluma i in. (2003) na Svalbardzie wieloletnia zmarzlina posiada grubość około 100 m w większych, niezlodowaconych dolinach i 400-500 m w wysokich górach. Kristensen (1988) podaje miąższość permafrostu w centralnej części Spitsbergenu pomiędzy ok. 270 a 230 m. Warstwa

czynna odmarza w wymienionych miejscach do głębokości 0,8-0,9 m. Gregersen i Eidsmoen (1988) określają, w oparciu o pomiar temperatury w odwiertach w okolicy Svea i Longearbyen, miąższość permafrostu w strefie nadmorskich teras na około 200-250 m. Szacuje się, że wytworzenie się na Spitsbergenie permafrostu o miąższości ponad 280 m wymagało ponad 30 000 lat. Mając na uwadze, że w okolicy Longearbyen recesja lodowców rozpoczęła się 14 250 ±300 lat BP (Harada, Yoshikawa 1998), należy sądzić, że permafrost może pochodzić sprzed ostatniego zlodowacenia i ma charakter reliktowy (Landvik i in. 1988).

Wieloletnia zmarzlina sięgać może około 50 m w głąb morza (permafrost podmorski) i osiągać w strefie brzegowej miąższość ok. 50 m. Szacunki takie potwierdzają inne badania. Harada i Yoshikawa (1998) szacują miąższość permafrostu w Moskuslagoon, na terasie położonej 2 m n.p.m. na 31,7 m, a czas jego wytworzenia na 533 lata. Gregersen i Eidsmoen (1988) twierdzą, że jest to stosunkowo „ciepły” permafrost, to znaczy jego temperatura to zaledwie -1, -2°C, wskazują ponadto na ważną rolę słonej wody morskiej w najbliższym sąsiedztwie brzegu, która może spowodować, że grunt w tej strefie może pozostać nawet niezamarznięty do temperatury -2, -3°C. Powodowane przez lodowce tarcie i ślizg denny oraz wpływ ciepła geotermalnego mogło spowodować zmniejszenie miąższości permafrostu. Łód lodowcowy także izolował grunt przed wpływem bardzo niskich temperatur. Procesy takie mogą powodować degradację zmarzliny w tempie ok. 1cm rok<sup>-1</sup> (Weertman 1966). Można sądzić, że spowodowały one częściową degradację permafrostu (prawdopodobnie o ok. 300 m) w okresie Weichselian (w Alpach Würm). W górach permafrost nie zaniknął całkowicie, a jego wiek można szacować na około 700 000 lat (Humlum i in. 2003). Pozostały permafrost jest głównie wieku holoceńskiego. Wieloletnia zmarzlina obejmuje obszar 40% powierzchni archipelagu to jest około 25 000 km<sup>2</sup>. Pozostałe 60% zajmują lodowce.

W okolicy fiordu Hornsund prowadzono badania peryglacjalne od 1948 r. (Jahn 1948). Towarzyzyli im badania właściwości termicznych gruntu oraz pomiar warstwy czynnej zmarzliny. Jednak badania nad występowaniem wieloletniej zmarzliny, to jest nad jej właściwościami termicznymi, geofizycznymi, zasięgiem wertykalnym czy horyzontalnym jak dotychczas nie były prowadzone.

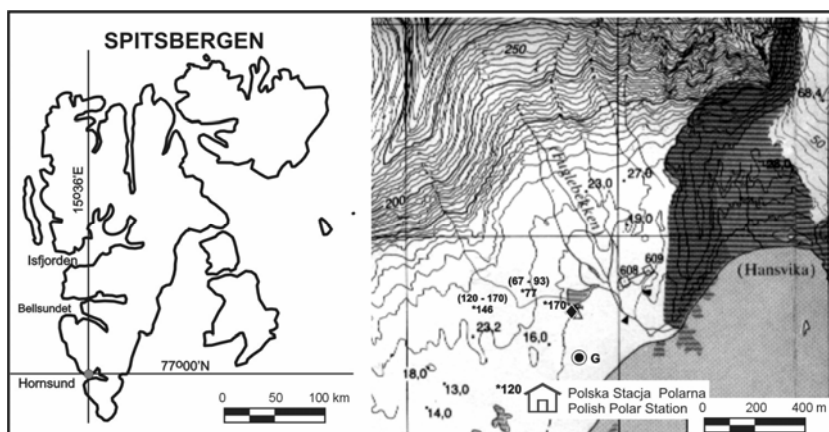
Pomiar temperatury gruntu w Hornsundzie prowadzony jest obecnie na głębokościach 5, 10, 20, 50 i 100 cm, co oznacza, że nie osiągają one aktualnie stropu wieloletniej zmarzliny, to jest na żadnej z tych głębokości nie jest rejestrowana przez cały rok temperatura poniżej 0°C. Zmiany temperatury gruntu na głębokości 100 cm wykazują opóźnienie w stosunku do zmian zachodzących na powierzchni rzędu 3-4 tygodni, osiągając maksimum w drugiej lub trzeciej dekadzie sierpnia (Marsz 2007). Średnie roczne temperatury gruntu na wyżej wymienionych głębokościach wynoszą: -3,96, -3,99, -3,74, -4,19 i -3,71°C odpowiednio, a temperatura maksymalna na głębokości 100 cm osiąga 3,3°C (Marsz 2007). Maksymalna głębokość rozmarzania gruntu szacowana przez Miętusa i Filipiaka (2001) na stanowisku w pobliżu Polskiej Stacji Polarnej teoretycznie sięgać może głębokości 185-195cm.

## 2. Charakterystyka terenu badań

Ze względu na geofizyczne metody badań zastosowane w badaniach nad permafrostem w okolicy Hornsundu ważne jest chociaż krótkie przedstawienie charakterystyki terenu badawczego. Jest to szczególnie istotne dla poprawnej interpretacji wyników badań elektrooporowych i sejsmicznych.

Miejsce badań znajduje się na podniesionej abrazyjnej terasie morskiej (terasa I), której szerokość zawiera się w przedziale 650-800 m (ryc. 1). Jej brzeg tworzą dość dobrze rozwinięte plaże żwirowo-

kamieniste przechodzące nieco dalej w skalisty brzeg przylądka Wilczka. Wystające ponad powierzchnię teras skałki każą przyjąć tezę, że miąższość osadów morskich nie może być zbyt duża i sięga najprawdopodobniej kilku – kilkunastu metrów, a przebieg podłoża jest bardzo zróżnicowany. Terasa nadmorska zlokalizowana jest na wysokości ok. 6 m n.p.m., w obszarze występowania skał prekambryjskich grupy Isbjornhamna, formacji Arikamen. Grupa ta obejmuje łupki krystaliczne granatowo-mikowe z poziomami marmurów przekładających się z łupkami krystalicznymi (Birkenmajer i in. 1990).



Ryc. 1. Obszar badań z zaznaczonymi w nawiasach głębokościami rozmarzania: maksymalną, minimalną, \* – wartość średnia. G – miejsce badań geofizycznych. ♦ F – jezioro Fugle

Fig. 1. Research area with depth of the active-layer thawing indicated in brackets: min. –max, \* – the medium value. G – location of the geophysical research. ♦ F – Fugle lake

Wcześniejsze bezpośrednie badania warstwy czynnej i stropu zmarzliny prowadzone były na wyższych terasach II i III. Warstwę czynną budują głównie piaski, gliny i żwiry (Baranowski 1968). Największą powierzchnię zajmuje drugi, akumulacyjny poziom 12-8 m n.p.m. charakteryzujący się występowaniem morskich otoczków i skałek ostańców abrazyjnych, których wysokość względna dochodzi do kilku metrów. W części środkowej tego poziomu znajduje się, powstały przez spływające wody proniwalne ze stoków Arikemmen, rozcięcie erozyjne. Trzeci poziom – 25-22 m n.p.m. – reprezentuje powierzchnię typowo abrazyjną, a pokrywy akumulacyjne występują w małych ilościach.

Na Spitsbergenie notowane są dość duże zmiany w przebiegu średniej rocznej temperatury powietrza. Od  $-9^{\circ}\text{C}$  wzrosła ona w latach 20. zeszłego stulecia do  $-4^{\circ}\text{C}$ , by później, w latach 1957-1968 ponownie obniżyć się o  $5^{\circ}\text{C}$  (Humlum i in. 2003). Od lat 70. XX stulecia występuje jej ponowny wzrost. Przebieg średniej rocznej temperatury powietrza w Hornsundzie w latach 1979-2009 z wyraźnym trendem rosnącym od ok.  $-5,6$  do  $-2,8^{\circ}\text{C}$  pokazuje ryc. 2.

### 3. Pomiary bezpośrednie warstwy czynnej i stropu zmarzliny

W Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (stanowisko Stacja) termikę gruntu mierzono w okresie 20.06.1992-4.06.1993 r. (tab. 1). Użyto termometrów kolankowych. W tym samym czasie na położonej

w bliskiej odległości stacji automatycznej (stanowisko Fugle nad jeziorem) mierzono termikę gruntu stosując opornościowe termometry platynowe Pt-100. Głębokość pomiarów na obydwu stanowiskach, do 1,6 m (Stacja) oraz do 2,0 m (Fugle), obejmowała letnią warstwę czynną aż do stropu zmarzliny. W sezonie letnim 1992 r. określona na podstawie termiki gruntu głębokość warstwy czynnej wynosiła na tych stanowiskach 1,2 i 1,7 m odpowiednio (ryc. 3). Zbliżone głębokości odmarzania (1,2-1,7 m) uzyskano również na stanowiskach zmarzlinomierzy Danilina na III poziomie wyniesionej terasy morskiej z tundrą suchą. Na niższym II poziomie terasy z tundrą wilgotną odczyty ze zmarzlinomierzy wykazały mniejszą głębokość warstwy czynnej – tylko 0,67-0,93 m.

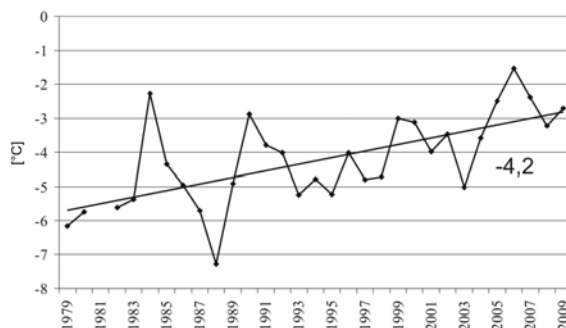
Tabela 1 – Table 1

Pomiary warstwy czynnej i wieloletniej zmarzliny w rejonie Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (Spitsbergen)

Permafrost active-layer measurements in the vicinity of the Polish Polar Station in Hornsund, Spitsbergen

Rodzaj badań Metoda Type of the investigation method	Lokalizacja Location	Okres pomiarów Measurements period	Krok czasowy Time step	Głębokość pomiarów [m] Depth of the measurements [m]	Głębokość warstwy czyn- nej w lecie 1992 r. [m] Active-layer depth in the summer 1992 [m]
Temperatura gruntu - termometry gruntowe Ground temperature - ground-thermometers	Polska Stacja Polarna (Stacja) 8 m n.p.m. Polish Polar Station 8 m a.s.l.	20.06.1992 - 4.06.1993 June 20, 1992 - June 04, 1993	3 godziny 3 hours	0, 0,05, 0,1, 0,2, 0,5, 0,75, 1,0, 1,2, 1,6	1,2
Temperatura gruntu - czujnik Pt-100 Ground temperature Pt-100 sensor	Jezioro Fugle stacja automatyczna 5 m n.p.m. Lake Fugle, 5 m a.s.l.	1986 – 1996	10 minut	0, 0,05, 0,1, 0,2, 0,5, 0,75, 1,0, 1,5, 2,0	1,7
Głębokość warstwy czynnej – zmarzli- nomierze Danilina Active-layer depth Danilin's permafrost meter	Fuglebergsletta, III terasa morska, tundra sucha, 15-25 m n.p.m. Fuglebergsletta, III marine terrace, dry tundra 15-25 m a.s.l.	sezony letnie: 1988 i 1992 summer seasons 1988 and 1992	ok. 1 doba ca. 24 h	0-2,5	1,46 (1,2-1,7)
Głębokość warstwy czynnej – zmarzli- nomierze Danilina Active-layer depth Danilin's permafrost meter	Fuglebergsletta, II terasa morska, tundra wilgotna, ok. 15 m n.p.m. Fuglebergsletta, II marine terrace, wet tundra ca. 15 m a.s.l.	sezony letnie: 1988 i 1992 summer seasons 1988 and 1992	ok. 1 doba ca. 24 h	0-2,5	0,77 (0,67- 0,93)

Na stacji Fugle rejestrowano również promieniowanie krótkofalowe: całkowite, odbite i saldo. Pomiary te umożliwiły również określenie związków statystycznych pomiędzy temperaturą gruntu a elementami meteorologicznymi ze szczególnym uwzględnieniem składników bilansu promieniowania krótkofalowego (Leszkiewicz i Caputa 2004). W omawianej analizie statystycznej wykorzystano również dane meteorologiczne z Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie.



Ryc. 2. Średnia roczna temperatura w Hornsundzie, w latach 1979-2009 wraz z linią trendu i wartością średniej wieloletniej temperatury

Fig. 2. Mean annual air temperature (MAAT) in Hornsund 1979-2009 together with trend line. MAAT 1979-2009 shown on the graph

Warstwa czynna zmarzliny rozwija się w okresie lata polarnego od czerwca do września. Ze względu na brak ciągłości pomiarów sezonowy rozwój warstwy czynnej można powiązać z przejściem temperatury powietrza przez  $0^{\circ}\text{C}$  – przejściem wiosennym i zimowym. Długość sezonu aktywnego dla wielolecia 1978-2000 wynosi 115 dni od 6 czerwca do 28 września. W związku z ocieplaniem się klimatu czas trwania tego sezonu wydłużył się o około 25 dni z 102 dni (1978-1982 r.) do 127 dni (2004-2008 r.).

#### 4. Badania geofizyczne wieloletniej zmarzliny

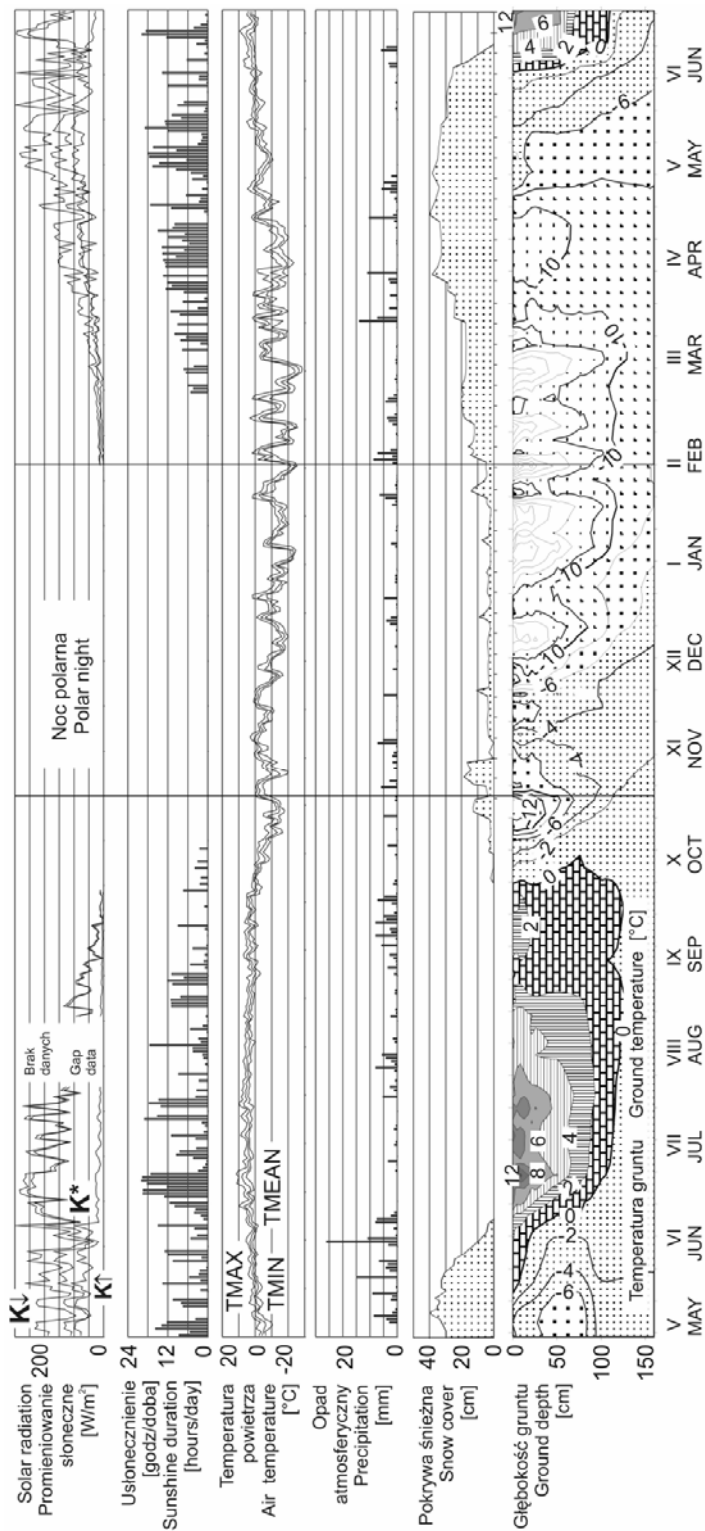
Metody geofizyczne od lat 50. zeszłego stulecia stosuje się w badaniach nad wieloletnią zmarzliną. Ich szersze zastosowanie związane było z podjęciem badań nad permafrostem środowiska wysokogórskiego, gdzie ze względu na charakter terenu – grubo okruczowe pokrywy stokowe występujące w górskim piętrze peryglacialnym, zastosowanie metod bezpośrednich było bardzo trudne i kosztowne. Metodologia geofizycznych badań nad zmarzliną była publikowana w szeregu pracach (np. Hauck 2001, Hauck i in. 2004, Vonder, Mühl i in. 2001), a ostatnio została zaprezentowana w szerszym zbiorze (Hauck i Kneisel 2008), który również posłużył jako pomoc w zaplanowaniu, przeprowadzeniu i interpretacji badań terenowych (tab. 2 i 3).

W badaniach zastosowano dwie najczęściej stosowane metody, oparte na pomiarze dwóch różnych parametrów fizycznych gruntu, co pozwala na uniknięcie mylnej interpretacji pomiarów. Są to metody elektrooporowa i sejsmiczna (Ikeda 2008).

Przed przystąpieniem do badań geofizycznych na zwirowej terasie wykonano wkop, w którym do głębokości 122 cm grunt nie był przemarznięty. Na tej głębokości natrafiono na zwierciadło wody gruntowej. Była to woda słodka w temperaturze  $0,2^{\circ}\text{C}$ .

##### 4.1. Wyniki pomiarów elektrooporowych

Na terasie nadmorskiej w pobliżu Polskiej Stacji Polarnej wykonano cztery sondowania elektrooporowe w konfiguracji wenner-schlumberger. We wszystkich sondowaniach zastosowano 200-metrowe rozstawy elektrod (ryc. 4).



Ryc. 3. Temperatura gruntu na tle promieniowania słonecznego, usłonecznienia, temperatury powietrza, opadu atmosferycznego i grubości pokrywy śnieżnej na stacji w Hornsundzie w sezonie maj 1992 – czerwiec 1993. Rozkład temperatury gruntu do głębokości 160 cm (według Leszkiewicza i Caputa 2004 ze zmianami)

Fig. 3. Ground temperature against solar radiation, sunshine duration, air temperature, precipitation and thickness of the snow-cover. Ground temperature distribution down to the depth of 160 cm (after Leszkiewicz and Caputa 2004 with changes)

Tabela 2 – Table 2

Charakterystyczne wartości oporności różnych materiałów według C. Haucka i C. Kneisela (2008)  
Specific resistivity values for the different materials after C. Hauck and C. Kneisel (2008)

Material – Material	Oporność( $\Omega$ m) – Resistivity( $\Omega$ m)
Gлина – Clay	1–100
Piasek – Sand	100–5*10 <sup>3</sup>
Żwir – Gravel	100–4*10 <sup>2</sup>
Granit – Granite	5*10 <sup>3</sup> –10 <sup>6</sup>
Gnejs – Gneiss	100–10 <sup>3</sup>
Łupek – Shale	100–10 <sup>4</sup>
Woda gruntowa – Groundwater	10–300
Zamrożone osady – Frozen sediments:	
Lód gruntowy – Ground ice	1*10 <sup>3</sup> – 10 <sup>6</sup>
Permafrost górski – Mountain permafrost	
Lód lodowcowy („ciepły”) – Glacier ice („warm”)	10 <sup>6</sup> – 10 <sup>8</sup>
Powietrze – Air	Nieskończona – Infinity

Tabela 3 – Table 3

Charakterystyczne prędkości fali sejsmicznej P w różnych materiałach według C. Haucka i C. Kneisela (2008).  
Specific P-wave velocities for the different materials after C. Hauck and C. Kneisel (2008).

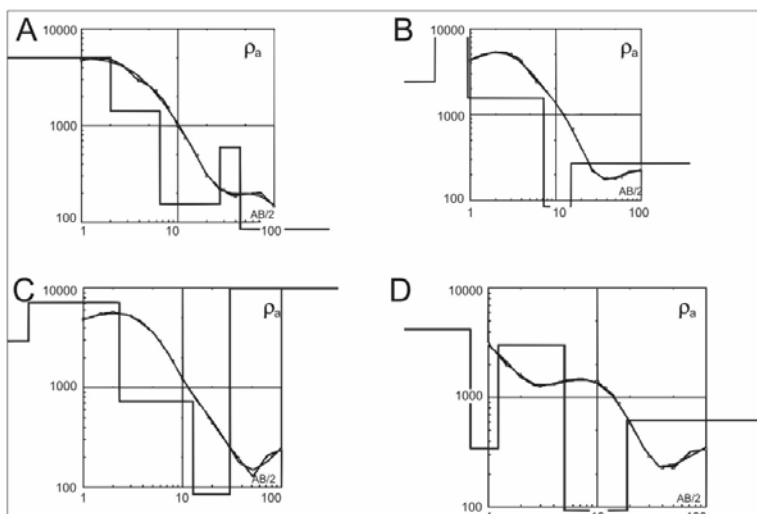
Material – Material	Prędkość fali sejsmicznej Vp [m s <sup>-1</sup> ] P-wave velocity Vp [m s <sup>-1</sup> ]
Powietrze – Air	300 – 400
Woda – Water	1400 – 1700
Torf – Peat	200 – 800
Gлина – Clay	600 – 2800
Less – Loess	300 – 1200
Piasek – Sand	200 – 2000
Żwir – Gravel	100 – 2000
Piaskowiec – Sandstone	800 – 4500
Dolomit – Dolomite	2000 – 6200
Wapień – Limestone	2000 – 6200
Skály magmowe – Magmatic rocks	2400 – 5200
Skály metamorficzne –Metamorphic rocks	3100 – 5800
Osady stokowe – Slope sediments	600 – 2500
<b>Permafrost</b>	<b>2400 – 4300</b>
Lód lodowcowy – Glacier ice	3100 – 4500

Pierwsze sondowanie (ryc. 5A) zinterpretowano stosując model pięciowarstwowy. Generalnie wartości oporności znacznie spadały wraz ze wzrostem głębokości. Pierwsza warstwa posiada największą oporność sięgającą 5000  $\Omega$ m i miąższość około dwóch metrów. Jak wynika z wykonanej wcześniej odkrywki jest to stosunkowo suchy przybrzeżny materiał osadowy składający się z drobnych otoczków przemieszanych ze żwirem i piaskiem. W warstwie drugiej o miąższości ok. 4,5 m i oporności 1400  $\Omega$ m występuje prawdopodobnie ten sam materiał będący w znacznym stopniu zawodniony, ponieważ znajduje się pod zwierciadłem wody gruntowej. Warstwa trzecia posiada miąższość prawie 21 m i oporność nieco powyżej 150  $\Omega$ m, w warstwie czwartej o interpretowanej miąższości ponad 17 m oporność wzrasta do około 600  $\Omega$ m, by na głębokości poniżej 44,6 m spaść do wartości zaledwie

3,53  $\Omega$ m. Wszystkie trzy warstwy znajdujące się na głębokości poniżej 6,5 m nie wykazują wartości oporności charakterystycznych dla permafrostu. Z obserwacji terenowych badanego obszaru wynika, że materiał osadowy w tym miejscu może mieć miąższość najwyżej kilku metrów, ponieważ w pobliżu występuje szereg wygładzonych przez oddziaływanie lodowca skałek o wysokości do kilku metrów. Zatem dolne trzy warstwy mogą być interpretowane jako znajdujące się wyżej spękane podłoże zbudowane ze skał krystalicznych, które wraz z głębokością staje się bardziej lite. Niskie wartości oporności wskazują na prawdopodobne duże zawodnienie tych utworów a nawet na pewne zimneralizowanie tych wód.



Ryc. 4. Badania elektrooporowe na terasie nadmorskiej w pobliżu Polskiej Stacji Polarnej w lecie 2009  
 Fig. 4. Electroresistivity research on the marine terrace near the Polish Polar Station in. the summer 2009



Ryc. 5. Wyniki sondowań elektrooporowych wykonanych na terasie nadmorskiej wraz z ich interpretacją  
 Fig. 5. Results of the electroresistivity surveys made on the marine terrace together with their interpretation



Sondowanie drugie (ryc. 5B) zlokalizowane było o 50 m bardziej w głąb lądu. Maksymalny zasięg głębokościowy interpretowany jest do znacznie mniejszych rozmiarów niż w przypadku pierwszego sondowania, to jest do głębokości ok. 15 m. Pierwsze dwie górne warstwy, których łączna miąższość nie przekracza 1 m posiadają stosunkowo wysoką oporność: 2402  $\Omega\text{m}$  pierwsza i prawie 17000  $\Omega\text{m}$  druga. Jak wynika z wykonanej w pobliżu odkrywki nie można interpretować tych wartości jako przemarzniętego gruntu. Na większych głębokościach oporność spada osiągając w warstwie trzeciej nieco ponad 1500  $\Omega\text{m}$ , w czwartej 63,5  $\Omega\text{m}$ , a poniżej – 271  $\Omega\text{m}$  (por tab. 4). Wartości tych nie można uznać za wskazujących na przemarznięty grunt lub skałę, interpretowane są one zatem podobnie jak w pierwszym sondowaniu jako zawodniony materiał najpierw luźny, niżej spękany, by następnie przejść do bardziej litej skały krystalicznej.

Tabela 4 – Table 4

Interpretacja wyników badań elektrooporowych na 1 terasie  
 Interpretation of the results of the electroresistivity soundings on the 1st terrace

Wyniki pomiarów DC VES na 1 terasie nadmorskiej w Hornsundzie, punkt A Results of the DC-VES surveys on the 1 <sup>st</sup> marine terrace, point A			
Warstwa Layer	Oporność pozorna [ $\Omega\text{m}$ ] Apparent resistivity [ $\Omega\text{m}$ ]	Miąższość [m] Thickness [m]	Głębokość [m] Depth [m]
1	5000	2,02	2,02
2	1408	4,46	6,48
3	154	20,8	27,3
4	603	17,3	44,6
5	3,53	-	-
Wyniki pomiarów DC VES na 1 terasie nadmorskiej w Hornsundzie, punkt B Results of the DC-VES surveys on the 1 <sup>st</sup> marine terrace, point B			
1	2402	0,385	0,385
2	16951	0,55	0,935
3	1556	6,32	7,26
4	63,5	7,87	15,1
5	271	-	-
Wyniki pomiarów DC VES na 1 terasie nadmorskiej w Hornsundzie, punkt C Results of the DC-VES surveys on the 1 <sup>st</sup> marine terrace, point C			
1	2905	0,276	0,276
2	7152	2,01	2,29
3	729	10,5	12,8
4	45,3	17,2	30
5	15169	-	-
Wyniki pomiarów DC VES na 1 terasie nadmorskiej w Hornsundzie, punkt D Results of the DC-VES surveys on the 1 <sup>st</sup> marine terrace, point D			
1	4179	0,683	0,683
2	344	0,547	1,23
3	3002	3,78	5,01
4	92,5	13,7	18,7
5	619	-	-

Sondowanie trzecie (ryc. 5C) jest jedynym, które wskazywać może na obecność wieloletniej zmarzliny. W pierwszych czterech warstwach (tab. 4.) widoczny jest spadek wartości oporności podobny jak w pierwszych dwóch sondowaniach. Natomiast pod warstwą czwartą, o oporności 45,3  $\Omega\text{m}$ , która sięga do głębokości 30 m widoczny jest drastyczny wzrost oporności do wartości ponad 15000  $\Omega\text{m}$ . Wskazywać to może na przemarznięty ośrodek, lecz nie związany z oddziaływaniem obecnego klimatu.

Sondowanie czwarte (ryc. 5D) sięga do głębokości prawie 19 m. Podobnie jak poprzednie interpretowane jest ono w modelu pięciowarstwowym. Maksymalne wartości oporności występują w górnej części profilu i sięgają nieco ponad 4000  $\Omega\text{m}$ . Występują one do głębokości 5 m. Niżej wartości oporności w pozostałych dwóch warstwach nie przekraczają kilkudziesięciu  $\Omega\text{m}$ . Podobnie jak w pierwszych dwóch sondowaniach wyniki te nie wskazują na przemarznięcie w badanym terenie, jego charakterystyka jest podobna jak w tych dwóch pierwszych przypadkach.

## 4.2. Wyniki pomiarów z wykorzystaniem metody sejsmiki refrakcyjnej

Na terasie nadmorskiej w miejscach wykonania sondowań elektrooporowych wykonano również sondowania sejsmiczne (ryc. 6). Dwa pierwsze z nich wykonane zostały równolegle do wybrzeża i posiadały długość 33 i 110m, a dwa następne – prostopadle. Tutaj długość rozstawu wynosiła 110 m i 55 m.

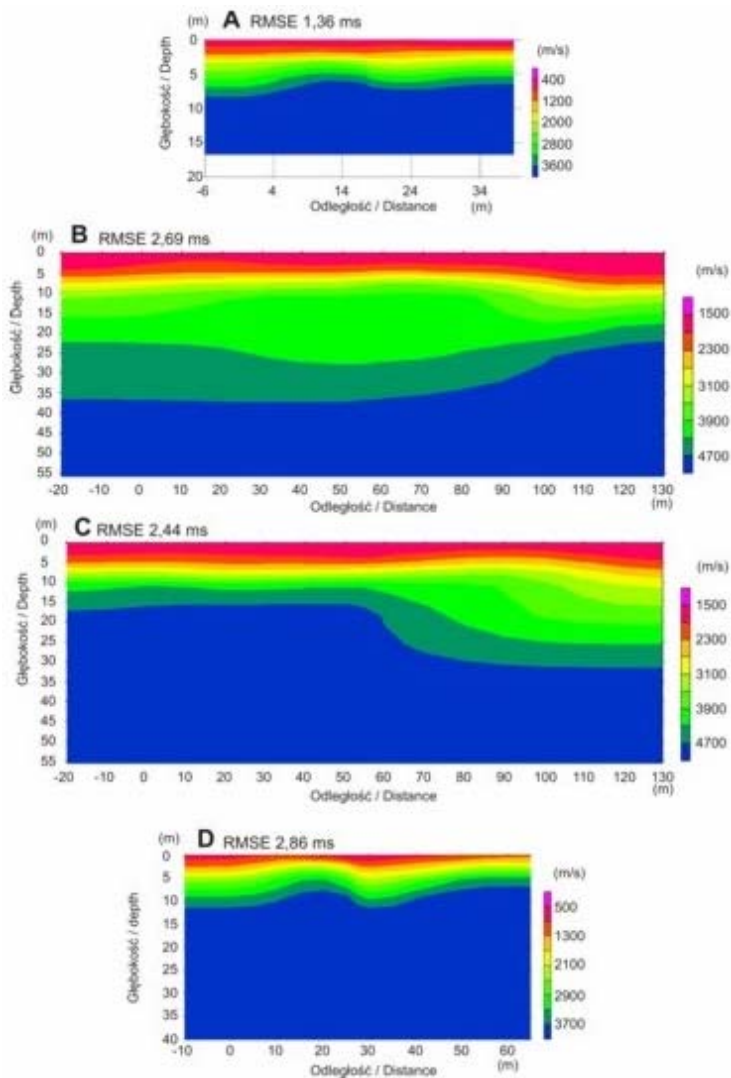
Głębokość pierwszego sondowania zinterpretowano do 17 m pod powierzchnią gruntu. W górnej warstwie prędkości są charakterystyczne dla luźnego materiału osadowego o miąższości rzędu 400-1200  $\text{m s}^{-1}$ . Poniżej, na głębokości od ok. 2 m znajduje się warstwa, w której prędkości fali sejsmicznej mieszczą się w zakresie 1500-2500  $\text{m s}^{-1}$ . Tak jak w przypadku sondowań elektrooporowych interpretowany jest on jako zawodniony materiał osadowy, przechodzący w bardziej spękaną skałę. Poniżej widoczna jest nierówna powierzchnia, którą interpretuje się jako powierzchnie skalne podobne do tych jakie znajdują się na powierzchni. Prędkość fali sejsmicznej w tym ośrodku sięga prawie 3600  $\text{m s}^{-1}$  – nie jest to prędkość charakterystyczna dla przemarzniętej litej skały.

W sondowaniu drugim o długości 110 m wzrasta interpretowana głębokość sondowania, co przekłada się na ogólny wzrost prędkości fali sejsmicznej w sondowaniu. W warstwie pierwszej interpretowane są prędkości fali sejsmicznej w przedziale 1400-1800  $\text{m s}^{-1}$ . Na głębokości około 6 m prędkość wzrasta do ok. 2000  $\text{m s}^{-1}$ . W tym profilu mniej zwietrzała skała krystaliczna interpretowana jest na głębokości poniżej ok. 12 m. Prędkości fali sejsmicznej w tym ośrodku osiągają 4000-4700  $\text{m s}^{-1}$ . Wartości prędkości mieszczą się w przedziale charakterystycznym raczej dla niezamarzniętych skał krystalicznych. Maksymalna głębokość interpretacji sięga 56 m.

Sondowanie trzecie również wykonane zostało na dystansie 110 m, osiagając 56 m głębokości. W warstwie górnej prędkości fali sejsmicznej sięgały 1500-1800  $\text{m s}^{-1}$ . Poniżej ok. 5 m prędkości fali wzrastają do 2000-3500  $\text{m s}^{-1}$ . Natomiast poniżej ok. 11 m w lewej części profilu i ok. 25 m w prawej (północnej) prędkości fali wzrastają do 4700  $\text{m s}^{-1}$ . Także w tym miejscu trudno jednoznacznie stwierdzić, czy na głębokości kilkunastu– kilkudziesięciu metrów prędkości fali sejsmicznej wskazują na przemarzniętą skałę.

Sondowanie czwarte przeprowadzone na dystansie 55 m nie rozwiewa powyższych wątpliwości. Warstwa górna to luźne niezamarznięte osady strefy brzegowej, sięgające do ok. 2-4 m głębokości. Poniżej, tak jak w poprzednich sondowaniach znajduje się strefa zawodnionych skał okruchowych,

gdzie prędkości fali dochodzą do  $3000 \text{ m s}^{-1}$ . Nierówne podłoże skalne z prędkością powyżej  $3700 \text{ m s}^{-1}$  znajduje się na głębokości poniżej około 5-10 m.



Ryc. 6. Wyniki refrakcyjnych sondowań sejsmicznych na terasie nadmorskiej – tomogram  
 Fig. 6. Results of the refraction seismics on the marine terrace – tomogram

## 5. Dyskusja

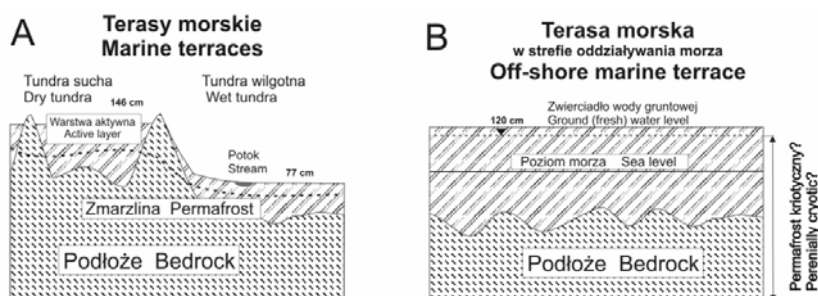
W pracy przedstawiono wyniki badań bezpośrednich oraz pośrednich związanych z występowaniem wieloletniej zmarzliny na terasie nadmorskiej, w badanej okolicy. Wyniki badań bezpośrednich oraz publikowane informacje pozwalają na stwierdzenie, że na terasie nadmorskiej w okolicy Polskiej Stacji Polarnej głębokość sezonowego rozmarzania sięga obecnie od ok. 70-150 cm w miejscach

pokrytych roślinnością tundrową (wilgotną lub suchą – odpowiednio), głównie mchem, do 185-195 cm, w miejscach bez pokrycia roślinnego.

Miejsce badań geofizycznych zlokalizowane zostało znacznie bliżej zatoki, poza miejscami gdzie prowadzone są lub były bezpośrednie pomiary warstwy czynnej. W wynikach badań elektrooporowych widoczny jest w każdym sondowaniu spadek wartości oporności wraz z głębokością. Ogólną prawidłowością jest to, że najwyższe oporności, sięgające maksymalnie zaledwie kilku – kilkunastu kΩm znajdują się w warstwie górnej, przypowierzchniowej. Są to wartości nie charakterystyczne dla przemarzniętego gruntu, w którym sięgać one powinny kilkudziesięciu kΩm. Poprawność takiej interpretacji potwierdza wykonany wkop. Wraz ze wzrostem głębokości oporność spada, co powoduje, że warstw lub ośrodków znajdujących się głębiej również nie można uznać za zamrożone nawet do znacznej, kilkudziesięciometrowej głębokości. Jedynym wyjątkiem jest sondowanie trzecie (C) – patrz tab. 4, w którym na głębokości poniżej 30 m widoczny jest wyraźnie duży kontrast oporności, być może wskazujący na obecność przemarzniętego gruntu na tej głębokości.

Sondowania sejsmiczne również nie dostarczają informacji, którą można by interpretować jako występujący permafrost. Prędkości fali w górnej warstwie są charakterystyczne dla niezamrożonego materiału okruskowego. Wraz z głębokością prędkość fali sejsmicznej wzrasta, gdy prawdopodobnie przechodzi z materiału osadowego do grubo okruskowej zwierzeliny, pod którą znajduje się dosyć nierówny horyzont skał krystalicznych, z których zbudowany jest teren. Także prędkości w skale krystalicznej nie wskazują na to by była ona przemarznięta.

Badania geofizyczne pokazują zatem ośrodek, w którym permafrost nie występuje, lub jest on w postaci niezamrożonej, to jest kriotypycznej (Everdigen 1998). Spowodowane może to być wpływem zawierających sól aerozoli morskich, które uniemożliwiają zamrożenie gruntu także w temperaturze nieco poniżej 0°C. Można oczekiwać, że w tej okolicy temperatura wieloletniej zmarzliny sięgać może zaledwie ok. -1; -2°C (Gregersen i Eidsmoen 1988). Istnieje także prawdopodobieństwo infiltracji wody morskiej, która w luźnym przybrzeżnym materiale osadowym może uniemożliwiać trwale przemarzanie gruntu (Baranowski 1968).



Ryc. 7. Modele występowania wieloletniej zmarzliny w badanym obszarze. A – model oparty na badaniach bezpośrednich na terasie z tundrą suchą i wilgotną, B – model oparty na wynikach badań geofizycznych na terasie w pobliżu morza

Fig. 7. Models of the permafrost occurrence in the research area. A – model based on the direct measurements on the terrace covered with dry and wet tundra, B – model based on the results of the geophysical research on the off-shore terrace

## 6. Wnioski

Na badanych terasach nadmorskich występowanie wieloletniej zmarzliny ma charakter bardziej zróżnicowany niż dotychczas sądzono. W miejscach oddalonych od brzegu, pod izolującą pokrywą mchów może ona występować na głębokości od kilkudziesięciu centymetrów (tundra wilgotna) do ok. 1,5-2 m w miejscach pokrytych tundrą suchą lub pozbawionych roślinności (ryc. 7A).

W rejonie znajdującym się w bezpośrednim sąsiedztwie brzegu morskiego występowanie permafrostu może mieć związek z wpływem aerozolu morskiego, który uniemożliwia głębokie przemarznięcie terenu. Nie można wykluczyć także możliwości infiltracji wody morskiej, która może uniemożliwiać przemarznięcie gruntu w bezpośrednim sąsiedztwie morza. Model specyficznego, prawdopodobnie kriotycznego, permafrostu występującego w tym miejscu przedstawia ryc. 7B.

Przeprowadzone badania są pierwszymi, które dotyczą występowania wieloletniej zmarzliny w okolicy Hornsundu. Dotychczasowe związane były bowiem jedynie z rozmarzaniem warstwy czynnej i procesami geomorfologicznymi z tym związanymi. Nowe badania mają charakter inicjalny, powinny być kontynuowane celem uzyskania pełniejszej informacji dotyczącej charakteru występowania zmarzliny w badanym terenie.

## Literatura

- Baranowski S., 1968. Termika tundry peryglacialnej SW Spitsbergen. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 68, *Studia Geograficzne*, 10: 74 s.
- Birkenmajer K., 1990. Geologia rejonu fiordu Hornsund, Spitsbergen. Objęśnienia do mapy 1 : 75000. Uniwersytet Śląski, Katowice: 42 s
- Everdigen van R.O., 1998. Multi-language glossary of permafrost and related Ground-ice terms. *Definitions*. 78 s.
- Gregersen O., Eidsmoen T., 1988. Permafrost conditions in the shore area at Svalbard. [w:] K. Senneset, (ed.) *Proceedings of the Fifth International Conference on Permafrost*, vol. 1. Trondheim, Norway, August 2-5, Tapir publishers: 933–936.
- Harada K., Yoshikawa K., 1998. Permafrost thickness at Moskuslagoon, Spitsbergen. *Permafrost – Seventh International Conference (Proceedings)*, Yellowknife (Canada), *Collection Nordicana*, No 55: 427–431.
- Hauck C., 2001. Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains. PhD thesis, Laboratory for Hydraulics, Hydrology and Glaciology (VAW), ETH Zurich, Switzerland. *VAW-Mitteilung* 171: 215 s.
- Hauck C., Isaksen K., Vonder Mhl D., Sollid J.L., 2004. Geophysical Surveys Designed to Delineate the Altitudinal Limit of Mountain. *Permafrost: an Example from Jotunheimen, Norway. Permafrost and Periglacial Processes*, 15 (3): 191–205.
- Hauck C., Kneisel, C., (red), 2008. *Applied Geophysics in Periglacial Environments*. Cambridge University Press: 240 s.
- Humlum O., Instanes A., Sollid J.L., 2003. Permafrost in Svalbard: a review of research history, climatic background and engineering challenges. *Polar Research*, 22 (2): 191–215.
- Ikeda A., 2008. Reassessment of DC resistivity in rock glaciers by comparing with P-wave velocity: a case study in the Swiss Alps. [w:] C. Hauck, C. Kneisel, *Applied Geophysics in Periglacial Environment*, Cambridge University Press: 137–152.
- Isaksen K., Sollid J.L., 2002. The permafrost on Svalbard and in Norway is thawing. Strona internetowa Center for International Climate and Environmental Research, Oslo (CICERO): <http://www.cicero.uio.no/cicerone/02/5/permafrost.asp>.

- Jahn A., 1948. Badania nad strukturą i temperaturą gleb w Zachodniej Grenlandii. Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego PAU. 72: 63–184.
- Landvik J.Y., Mangerud J., Salvigsen O., 1988. Glacial history and permafrost in the Svalbard area. [w:] K. Seneset (ed.), Proceedings of the 5th International Conference on Permafrost, vol. 1, Trondheim, Norway, August 2-5, Tapir publishers: 194–198.
- Leszkiewicz J., Caputa Z., 2004. The thermal condition of the active layer in the permafrost at Hornsund, Spitsbergen. Polish Polar Research 25 (3-4): 223–239.
- Marsz A., 2007. Temperatura gruntu w Hornsundzie. [w:] A.A. Marsz i A. Styszyńska (red), Klimat Rejonu Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie. Akademia Morska w Gdyni: 337–342.
- Miętus M., Filipiak J., 2001. Zmienność temperatury gruntu w Hornsundzie w okresie 1979–1999. Przegląd Geofizyczny, 46 (4): 323–337.
- Vonder Mühl D, Hauck C, Gubler H, McDonald R, and Russill N., 2001. New Geophysical Methods of Investigating the Nature and Distribution of Mountain Permafrost with Special Reference to Radiometry Techniques. Permafrost and Periglacial Processes, 12 (1): 27–38.
- Weertman J., 1966. Effect of a basal water layer on the dimensions of ice sheets. Journal of Glaciology, 6 (44), 191–207.

Wpłynęło: 29 czerwca 2010; poprawiono: 21 września 2010

### Summary

Permafrost research on the Svalbard Archipelago shows, that permafrost occurrence has the continuous character on this area. Published data shows that in general permafrost extends to the depth of 100 meters in the large nonglaciated valleys, and in the interior mountains it can reach even 400-500 meters depth. Permafrost on the Spitsbergen is degrading similarly as in the other arctic areas.

In the last 20 years several times research on the active-layer depth were conducted in the vicinity of the Polish Polar Station in Hornsund, Spitsbergen. Traditional ground thermometers as well as Pt-100 sensors were used for measurements. Ground temperature were measured to the 2 m depth on the two locations all-year round. Danilin's permafrost meters were used for the determination of the active-layer depth at the 13 locations on the marine terraces. In 2009 on the near-shore marine terrace geophysical surveys were made. The aim of the surveys was to collect data concerning permafrost occurrence in this area. In the research electroresistivity soundings (VES) and refraction seismics methods were used. Results of the geophysical surveys not confirmed the existence of frozen material in the ground. Probably the influence of salt water from the fjord, or salt transported by the air aerosols caused that the temperature of freezing decreased below the 0°C and existence of the permafrost in this place has the cryotic form. It means that existence of permafrost in the Hornsund area has much more diverse character than believe so far. In the Hornsund area where mean annual air temperature reach ca. -4°C permafrost probably has probably the discontinuous character.

**Key words:** permafrost, Hornsund, Spitsbergen, geophysical methods.