

**ZMIENNOŚĆ MAKSYMALNEJ MIĄŻSZOŚCI CZYNNEJ WARSTWY
ZMARZLINY W REJONIE BELLSUNDU (W SPITSBERGEN)
W OKRESIE 1986-2009**

CHANGEABILITY OF MAXIMAL THICKNESS OF ACTIVE PERMAFROST LAYER
IN THE BELLSUND REGION (W SPITSBERGEN) IN THE PERIOD 1986-2009

A.A. Marsz¹, K. Pękała², J. Repelewska-Pękałowa², A. Styszyńska¹

¹ Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej, Akademia Morska w Gdyni
ul. Sędzickiego 19, 81-374 Gdynia
aamarsz@am.gdynia.pl, stysa@am.gdynia.pl

² Zakład Geomorfologii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie
ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin
kazimierz.pekala@interia.pl

Zarys treści. W pracy przebadano wpływ temperatury powietrza, cyrkulacji atmosferycznej i temperatury powierzchni morza na Prądzie Zachodniospitsbergeńskim na zmiany maksymalnej miąższości czynnej warstwy zmarzliny na Calypsostrandzie (Bellsund) w latach 1986-2009. Stwierdzono, że podstawowym czynnikiem klimatycznym, regulującym tą zmienność jest temperatura powietrza w Svalbard-Lufthavn, co pozwala na rekonstrukcję przebiegu zmian miąższości czynnej warstwy zmarzliny na Calypsostrandzie w okresie 1911-2009. W badanym okresie nie zachodzą istotne związki między miąższością czynnej warstwy zmarzliny a zmiennością wskaźników cyrkulacji hemisferycznej (AO) i regionalnej (NAO). Bardzo silny wpływ na miąższość czynnej warstwy zmarzliny na Calypsostrandzie wywierają zmiany temperatury powierzchni Morza Grenlandzkiego w rejonie przepływu ciepłego Prądu Zachodniospitsbergeńskiego.

Słowa kluczowe: wieloletnia zmarzlina, warstwa czynna, temperatura powietrza, cyrkulacja atmosferyczna, temperatura powierzchni morza, Spitsbergen.

1. Wprowadzenie

Wieloletnia zmarzlina (ang. *permafrost*) jest zjawiskiem charakterystycznym dla obszarów o średniej rocznej temperaturze powietrza niższej od 0°C. Przemarznięcie gruntu może tam sięgać znacznych głębokości, kilkuset metrów. W okresie sezonowego wzrostu temperatury następuje rozmarzanie stropowej warstwy, zwanej czynną warstwą zmarzliny. Miąższość tej warstwy jest zmienna, zarówno w czasie jak i przestrzeni, zaś wyjaśnienie przyczyn takiego stanu rzeczy może mieć istotne znaczenie zarówno dla zrozumienia mechanizmów działania jak też tworzenia prognoz i modeli (Grześ 1984, 1985; Repelewska-Pękałowa 2002, Repelewska-Pękałowa i Pękała 2007, Etzemüller i in. 2011).

W strefie ciąglego występowania wieloletniej zmarzliny leży Spitsbergen. Na jego zachodnim wybrzeżu, w rejonie Bellsundu (NW część Ziemi Wedela Jarsberga), badania dynamiki czynnej warstwy wieloletniej zmarzliny prowadzone są od 1986 roku. Realizowane są one w czasie letnich Wypraw Polarnych Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie (Repelewska-Pękałowa i Bartoszewski 2006). Obszarem objętym pomiarami i obserwacjami jest równina nadmorska Calypsostranda usytuowana na zachodnim brzegu fiordu Recherche, w strefie przedpola lodowców Scotta i Renarda. Stanowi ona system podniesionych teras morskich powstałych w wyniku ruchów glacioizostatycznych zachodzących w młodszym plejstocenie i holocenie. Podłoże geologiczne Calypsostrandy stanowią prekambryjskie skały metamorficzne oraz paleogeńskie piaskowce i mułowce z wkładkami węgla, przykryte utworami czwartorzędowymi wykształconymi w postaci osadów morskich, lodowcowych i fluwialnych reprezentowanych przez piaski, żwiry i ily, nadbudowane serią holocenijskich pokryw stokowych i fluwialnych (Flood i in. 1971, Troitsky i in. 1979, Pękała 1987, Landvik i in. 1988, Dallman i in. 1990, Pękała, Repelewska-Pękałowa 1990, 2004; Birkenmajer 2006). Największą powierzchnię na badanym obszarze zajmuje terasa o wysokości 20-30 m n.p.m. rozcięta przez rzeki o reżimie lodowcowym, niwalnym i roztopowo-zmarzlinowym (Bartoszewski 1998).

W rejonie Bellsundu miąższość wieloletniej zmarzliny wynosi około 270 m (Kristensen 1988). Na obszarze Calypsostrandy miąższość czynnej warstwy zmarzliny w okresie pomiarów prowadzonych w trakcie ekspedycji polarnych UMCS wahała się od 45 cm do ponad 220 cm (Repelewska-Pękałowa i Pękała 2006).

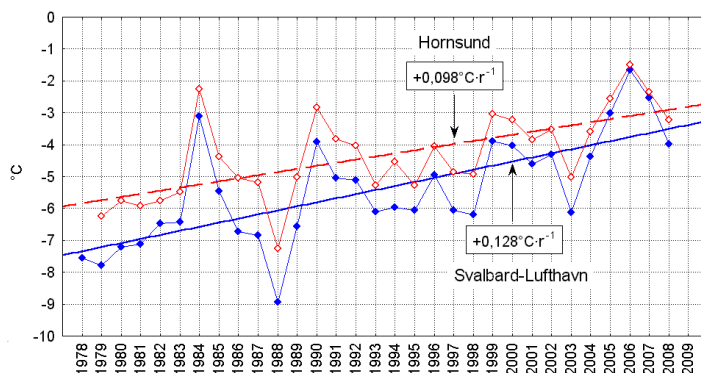
2. Cel i zakres pracy

W okresie ostatnich kilkudziesięciu lat obserwuje się na Półkuli Północnej wzrost temperatury wieloletniej zmarzliny, czego konsekwencją jest zmniejszenie zasięgu występowania i jej degradacja (Pavlov 1997, Osterkamp i Romanovsky 1999, Anisimov i in. 2001, 2007; Smith i in. 2003, Osterkamp i Jorgenson 2006). Podobne procesy, trwające od dłuższego czasu, obserwuje się również na Spitsbergenie (Humlum i in. 2003, Humlum 2005, Christiansen i Humlum 2008). Zrekonstruowana przez Isaksena i in. (2000, 2003) temperatura zmarzliny w otworze wiertniczym Janssonhaugen¹ wykazała wzrost o 1 do 2°C w ciągu ostatnich 60-80 lat.

Degradacji zmarzliny towarzyszy wzrost aktywności procesów morfogenetycznych charakterystycznych dla strefy peryglacialnej, mogący prowadzić do gwałtownych przekształceń rzeźby. Pociąga to za sobą zmiany innych komponentów i elementów środowiska np. hydrografii, szaty roślinnej, etc. (Etzemüller i Hagen 2005, Haldorsen i in. 2010, Etzemüller i in. 2011). Stwarza też utrudnienia w funkcjonowaniu, a nawet istnieniu, obiektów inżynierskich (Humlum i in. 2003, Harris i in. 2009). Ten ostatni, negatywny efekt degradacji zmarzliny obserwuje się również na Spitsbergenie (Humlum i in. 2003). Także i na obszarze Calypsostrandy, mimo relatywnie niewielkich nachyleń terenu, stwierdzono w ostatnich latach wzrost natężenia procesów morfogenetycznych związanych z degradacją zmarzliny i obejmowanie tymi procesami coraz większych obszarów (Repelewska-Pękałowa 1996, Repelewska-Pękałowa i Pękała 2004b).

¹ Otwór wiertniczy o głębokości 102 m, odwiercony w roku 1998 w okolicy Longyearbyen (78°10'14"N, 16°28'01"E, 270 m n.p.m.) w ramach projektu EU PACE (Permafrost and Climate in Europe) specjalnie w celu badań nad zachowaniem się permafrostu na Spitsbergenie (Isaksen i in. 2003).

Rozpoczęte w 1986 roku pomiary maksymalnej miąższości warstwy czynnej zmarzliny przypadają na okres, w którym wzrost temperatury globalnej jest bardzo szybki. Szczególnie silny wzrost temperatury powietrza obserwuje się w Arktyce, w tym na Spitsbergenie (ryc. 1). Na Calypsostrandzie pomiary głębokości letniego rozmrażania prowadzono w obrębie geokompleksów tundrowych zróżnicowanych pod względem uwilgotnienia, pokrycia roślinnością i ekspozycji (ryc. 2), co pozwala sądzić, że uzyskane pomiary międzyrocznej zmienności i zmian miąższości warstwy czynnej są reprezentatywne dla tej części Spitsbergenu. Miąższość warstwy czynnej określano standardową metodą sondowania prętami stalowymi (Repelewska-Pękalowa i Gluza 1988; Repelewska-Pękalowa 2002; Repelewska-Pękalowa i Pękała 2003, 2004a). Powtarzano je co kilka dni w tych samych punktach aż do momentu stwierdzenia, że głębokość rozmrażniętego gruntu już nie przyrasta. Pomiary rozpoczynano zazwyczaj w pierwszych dniach lipca i kończono w pierwszej połowie września. Na Calypsostrandzie prowadzone były również pomiary zmierzające do określenia rozkładu temperatury w gruncie (Gluza i in. 1988).



Ryc. 1. Przebieg rocznej temperatury powietrza [°C] na stacjach Svalbard-Lufthavn i Hornsund. W ramkach podane wartości trendów rocznej temperatury powietrza w okresie 1979-2009, oba trendy są istotne statystycznie

Fig. 1. Course of yearly air temperature [°C] at the Svalbard-Lufthavn and Hornsund Stations. The values of yearly air temperature trends in 1979-2009 are given in the boxes. Both trends are statistically significant

Obserwowana na Calypsostrandzie zmienność głębokości letniego rozmrażania skłania do podjęcia próby określenia przyczyn, które decydują o takim, a nie innym nasileniu procesów rozmrażania na tym obszarze. Istniejące kilkunastoletnie pomiary wykonane w ciągu ostatniego 23-letnia pozwalają, przy zachowaniu odpowiedniej dozy ostrożności, na ich analizę statystyczną, jakkolwiek nieco utrudnioną ze względu na istniejące w zbiorach luki².

Analiza związków między zmiennością grubości warstwy czynnej i różnego rodzaju czynnikami zewnętrznymi mającymi lub mogącymi mieć wpływ na wielkość letniego rozmrażania gruntu, może pozwolić na określenie, który z nich, w sensie statystycznym, odgrywa decydującą rolę w degradacji zmarzliny. Za taki czynnik będzie się dalej uważało ten, który w maksymalnym stopniu objaśnia wariancję obserwowanej głębokości rozmrażania. Innym problemem jest kwestia, czy w różnych typach środowiska, odmiennych pod względem geomorfologicznym, pokrywy roślinnej, nawodnienia i ekspozycji

² Brak możliwości zorganizowania ekspedycji (w latach: 1994, 1997, 1999 i 2003-2004) lub wykonania pomiarów w niektórych latach.

zycji względem dopływu bezpośredniego promieniowania słonecznego, proces degradacji zmarzliny zachodzi podobnie, czy też zaznaczają się w tempie zmian miąższości zmarzliny jakieś istotne pod względem statystycznym różnice.

Obserwowana międzyroczna zmienność głębokości letniego rozmarzania może mieć różne przyczyny. Na zachodnim wybrzeżu Spitsbergenu, leżącym w wysokich szerokościach geograficznych, przyczyną tej zmienności może być cyrkulacja atmosferyczna, która poprzez regulowanie struktury adwekcji, czyli kierunków i intensywności napływu mas powietrza, wpływa nie tylko na temperaturę powietrza, ale również na sumy opadów. Nie można także wykluczyć tu wpływu zmian temperatury wód niesionych przez ciepły Prąd Zachodniospitsbergeński.

Celem tej pracy jest analiza statystyczna charakteru zmian miąższości warstwy czynnej w rejonie Calypsostrandy w okresie 1986-2009 oraz określenie roli czynnika termicznego, rozkładu sum opadów, zachmurzenia, cyrkulacji atmosferycznej i zmian temperatury wód niesionych przez Prąd Zachodniospitsbergeński w kształtowaniu tej zmienności. Do analiz wykorzystano dane o maksymalnej głębokości letniego rozmarzania w 10 punktach, opublikowane dla okresu 1986-2005 przez Repelewską-Pękałową i Pękałę (2006), a dla lat 2006-2009 znajdujące się w bazie CALM (Circumpolar Active Layer Monitoring; <http://www.udel.edu/Geography/calm/data/north.html>).

3. Wyniki analizy

3.1. Zmienność przestrzenna miąższości warstwy czynnej

Na obszarze Calypsostrandy pomiary maksymalnej miąższości warstwy czynnej prowadzi się na powierzchni około 0.3 km². Znajduje się tam 10 stanowisk pomiarowych (ryc. 2) reprezentujących powierzchnie płaskie (punkty Z1 – Z6), oraz stoki o zróżnicowanej ekspozycji (punkty Z I – Z IV). Liczba pomiarów, które pozwoliły na jednoznaczne określenie głębokości rozmarzania na poszczególnych stanowiskach jest różna (patrz N w tabeli 1) – od 18 na stanowisku Z1 do 13 na stanowisku Z II.

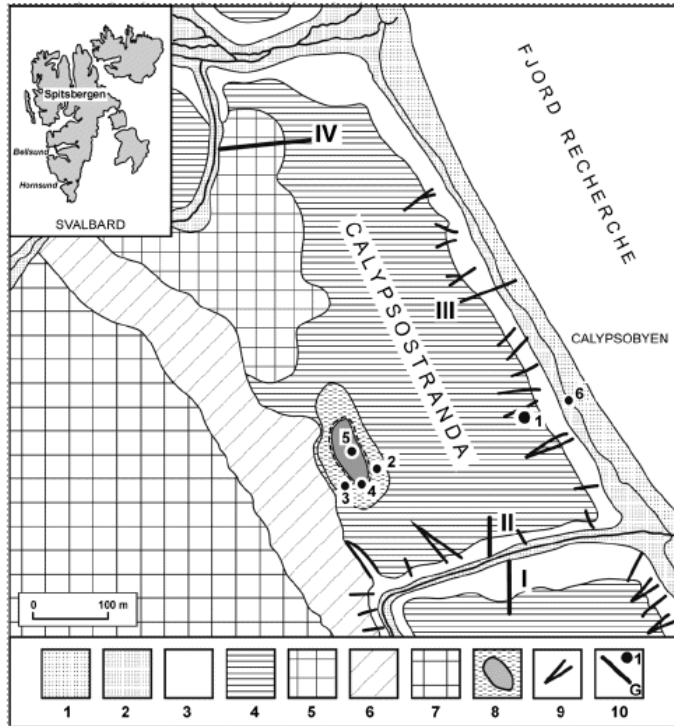
Tabela 1 – Table 1

Średnie wieloletnie maksymalne miąższości warstwy czynnej (P) i ich odchylenia standardowe (σ) oraz najmniejsze (Pmin) i największe (Pmax) obserwowane w tym okresie wartości maksymalnej miąższości warstwy czynnej

Average many years' maximal thickness of active layer (P) and their standard deviations (σ) as well as the smallest (Pmin) and the largest (Pmax) values of maximal active layer thickness observed in this period

Stanowisko Station	N	P [cm]	σ	Pmin [cm]	Pmax [cm]	Pmax – Pmin [cm]
Z1	18	130.5	20.4	90	166	76
Z2	15	162.1	25.3	124	225	101
Z3	15	166.9	24.0	120	220	100
Z4	14	173.6	19.2	130	210	80
Z5	18	88.1	40.6	45	180	135
Z6	17	155.9	15.6	124	187	63
Z I	17	146.1	31.6	118	217	99
Z II	13	162.5	18.0	135	195	60
Z III	15	156.1	27.7	121	211	90
Z IV	15	152.4	24.4	122	218	96

N – liczba pomiarów – Number of measurements



Ryc. 2. Główne zespoły form i lokalizacja stanowisk pomiarowych czynnej warstwy zmarzliny na Calypsostrandzie (Repelewska-Pękałowa i Pękała 2003)

1 – plaża; 2 – dna dolin i strefy stożków napływowych u podstawy klifu; 3 – klif i krawędzie erozyjne dolin; 4 – suche powierzchnie teras morskich; 5 – strefy aktywnej soliflukcji; 6 – okresowo wilgotne terasy nadbudowane stożkami aluwialnymi; 7 – zbocza i wysokie terasy morskie przekształcone przez wietrzenie, krioplanację i procesy erozyjne; 8 – okresowe jezioro; 9 – rozcięcia erozyjne, 10 – stanowiska pomiarowe

Fig. 2. Main sets of forms and localization of measurement point of active layer of permafrost (Repelewska-Pękałowa & Pękała 2003)

1 – beach; 2 – floors of valleys and zones of alluvial cones at the cliff base; 3 – cliff and erosive edges of valleys; 4 – dry surfaces of marine terraces; 5 – zones of active solifluction; 6 – periodically wet terraces aggradated with alluvial cones; 7 – slopes and high marine terraces converted by weathering, cryoplanation and erosive processes; 8 – seasonal lake, 9 – erosive dissection, 10 – measurement points

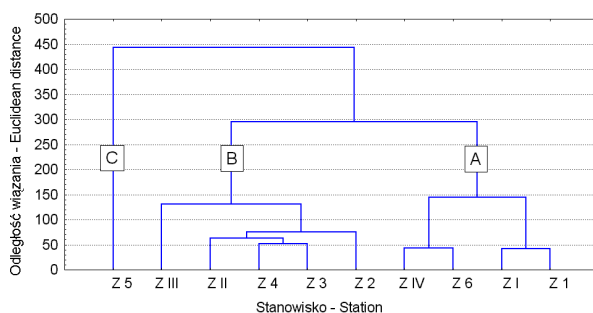
Na badanym obszarze obserwuje się niezbyt duże zróżnicowanie w przestrzeni maksymalnych miąższości warstwy czynnej. Najważniejsze cechy charakteryzujące regionalną zmienność miąższości warstwy czynnej zestawione są w tabeli 1.

Analiza danych zawartych w tabeli 1 ukazuje, że w obrębie całego badanego obszaru, za wyjątkiem stanowiska Z5, średnie wieloletnie maksymalne miąższości warstwy czynnej są podobne. Te, które odnoszą się do powierzchni płaskich mieszczą się w przedziale od około 130 do 173 cm, zaś do powierzchni nachylnych – od 146 do 167 cm. Nie zaznaczają się istotne statystycznie różnice między średnimi charakterystycznymi dla powierzchni wyrównanych i nachylnych. Wyjątkiem jest stanowisko Z5, różniące się od pozostałych, zarówno pod względem średniej, jak i zakresu zmienności. Stanowisko to stanowi wysepka torfowa otoczona wodą stojącą, która odgrywała rolę izolatora.

W roku 2005 woda ta spłynęła i od tego momentu gwałtownie wzrosła głębokość odmarzania. Z uwagi na radykalną zmianę środowiskową, jaka zaszła w ciągu pomiarów, stanowisko Z5 zostało pominięte w analizie wpływu czynników zewnętrznych na zmianę głębokości odmarzania.

Spośród stanowisk, na których przeprowadzono 15 i więcej pomiarów, najmniejszą zmienność międzyroczną głębokości odmarzania stwierdzono na stanowisku Z6, znajdującym się na piaszczysto-żwirowej plaży, leżącej u podnóża martwego klifu. Amplituda zmian głębokości odmarzania jest tu najmniejsza (63 cm), mimo tego, że średnia wieloletnia miąższość odmarzania jest dość duża (~124-187 cm). Najmniejsza głębokość odmarzania (średnio 131, max 166 cm) odnotowana jest na stanowisku Z1 usytuowanym na płaskiej powierzchni terasy (ryc. 2). Również na tym stanowisku zakres zmienności głębokości odmarzania jest niewielki (76 cm).

Analiza skupień, przeprowadzona metodą Warda³, wszystkie stanowiska klasyfikuje w trzy kategorie (ryc. 3). Do pierwszej kategorii (**A**) należą stanowiska Z1, Z I, Z6 i Z IV. Reprezentują one kolejno: tundrę krzewinkową na piaskach i żwirach o wyrównanej powierzchni (Z1), tundrę mszysto-porostową na stoku dolinki peryglacialnej o ekspozycji północnej (Z I), plażę piaszczystą o minimalnym nachyleniu leżącą u podnóża martwego klifu, bez pokrywy roślinnej (Z6) oraz wilgotną tundrę trawiasto-mszystą na nachylonej powierzchni o ekspozycji zachodniej (Z IV). Stanowiska należące do tej grupy charakteryzują się stosunkowo niewielką amplitudą zmian głębokości rozmarzania (średnio 84 cm), średnią maksymalną grubością warstwy czynnej równą 197 cm.



Ryc. 3. Wyniki grupowania przebiegów maksymalnych głębokości odmarzania gruntu na badanych stanowiskach. Grupowanie metodą Warda, odległości wiązań – euklidesowe

Fig.3. Grouping of maximal courses of ground thawing depth in the studied points. Ward's method of cluster analysis based on Euclidean distance

Druga kategoria (**B**) grupuje stanowiska Z2, Z3, Z4, Z II, i Z III. Reprezentują one kolejno: grunty strukturalne na powierzchniach płaskich z pokrywami piaszczysto-żwirowymi z ruchomą wodą na powierzchni, pokryte mchami na warstwach torfu (Z2) oraz z wodą ruchomą w pokrywach, bez pokrywy roślinnej (Z3); grunty piaszczysto-żwirowe na powierzchniach płaskich z ruchomą wodą w pokrywach, bez pokrywy roślinnej (Z4); suchą tundrę mszysto-porostową na zboczu dolinki peryglacialnej o ekspozycji południowej (Z II) oraz tundrę mszysto-porostową na nachylonej powierzchni piaszczystej

³ Typologię przeprowadzono z usuwaniem braku danych przypadkami. Wykorzystano do typologii tylko te lata, w których na wszystkich stanowiskach zostały wykonane pomiary (12 przypadków). Dalszą charakterystykę przeprowadza się w obrębie wyróżnionych grup, jednak bez stanowisk Z4 i Z II, gdyż liczba lat z pomiarami na tych stanowiskach jest mniejsza od 15 (odpowiednio 14 i 13 lat).

o ekspozycji wschodniej, stanowiącą martwy klif (Z III). Stanowiska zaliczone do tej kategorii charakteryzują się nieco większą międzyroczną zmiennością głębokości rozmarzania oraz większą średnią grubością warstwy czynnej w porównaniu ze stanowiskami zaliczonymi przez procedurę grupowania do pierwszej kategorii. Średnia maksymalna grubość warstwy czynnej mieści się w przedziale od 211 do 225 cm, a amplituda zmian głębokości rozmarzania zawiera się w przedziale od 90 do 101 cm.

Trzecią kategorię (C) stanowi typ jednostkowy, jakim jest stanowisko Z5. Jest to wspomniana "wyseпка torfowa", otoczona wodą stojącą. Stanowisko to zdecydowanie różni się od pozostałych znacznie mniejszą głębokością odmarzania (średnio – 78, minimalnie – 45, maksymalnie – 180 cm), zaś amplituda zmian międzyrocznych jest tu największa – 139 cm.

Grupowanie metodą skupień, łączące stanowiska według cech formalnych (statystycznych) zachowania się głębokości odmarzania gruntu, dokonuje się również według pewnych cech środowiskowych – głównie możliwości dostawy energii do powierzchni i przemieszczania ciepła w głąb gruntu. Nachylenie terenu (powierzchnie: płaskie – nachylone) nie odgrywa roli w tej typologii. Stanowiska zaliczone do kategorii pierwszej charakteryzują się albo ograniczonymi możliwościami dopływu energii do powierzchni (Z I, Z IV⁴), albo też złym przewodnictwem cieplnym gruntu, przesuszonym w warstwach przypowierzchniowych (Z1 i Z6), które ogranicza strumień ciepła skierowany w głąb gruntu. Stąd też relatywnie mniejsze głębokości rozmarzania i nieco mniejsza jej zmienność międzyroczna. Stanowiska zaliczone do drugiej kategorii charakteryzują się albo zwiększonym dopływem energii do powierzchni (Z II, Z III), albo też występowaniem wody na powierzchni, która z jednej strony przyczynia się do akumulacji ciepła i zwiększenia przewodnictwa cieplnego gruntu, zaś z drugiej – doprowadza do podłoża dodatkowe ilości ciepła wraz z dopływem "ogrzanych" wód z innych obszarów (Z2, Z3, Z4) i ich przesiąkania w pokrywach. Ta druga kategoria jest bardziej "wrażliwa" na zmiany warunków pogodowych w kolejnych latach, co jest przyczyną nieco większej zmienności międzyrocznej głębokości odmarzania. Otrzymywanie przez powierzchnię większej ilości energii lub ułatwienie transmisji ciepła w głąb czyni z kolei, że średnia głębokość odmarzania jest w tej kategorii nieznacznie większa niż w kategorii pierwszej. Trzecia kategoria, jaką stanowi typ jednostkowy (Z5), niewielką głębokość rozmarzania zawdzięcza izolującej roli warstwy torfu ograniczającej przepływ ciepła w głąb gruntu, natomiast relatywnie dużą zmienność międzyroczną głębokości odmarzania – zmiennym, zależnym silnie od przebiegu procesów meteorologicznych w danym sezonie ciepłym, zasobom ciepła zakumulowanym w wodach stojących otaczających kępę torfową.

Trzeba zaznaczyć, że w sensie statystycznym, wobec niewielkiej liczby pomiarów, te małe różnice w przebiegu procesów odmarzania między kategoriami A i B są nieistotne. Za wyjątkiem stanowiska Z5, zmiany maksymalnej miąższości warstwy czynnej zachodzą na Calypsostrandzie podobnie.

3.2. Zmiany maksymalnej miąższości warstwy czynnej na stanowisku Z1

Na stanowisku Z1 reprezentującym suchą tundrę krzewinkową na wyrównanej powierzchni podniesionej terasy, zbudowanej z piasków i żwirów, wykonano począwszy od roku 1986 najwięcej, bo 19 obserwacji. Co istotne, wymiernej obserwacji dokonano również w 2009 roku. Pozwala to ocenić zmiany zachodzące w ostatnim okresie i w umotywowany sposób wypowiadać się na temat ich rozmiarów. Przebieg zmian maksymalnej głębokości odmarzania na stanowisku Z1 przedstawia ryc. 4.

⁴ Przy ekspozycji zachodniej dopływ promieniowania bezpośredniego ograniczony jest przez cień gór leżących na zachód od tego stanowiska.

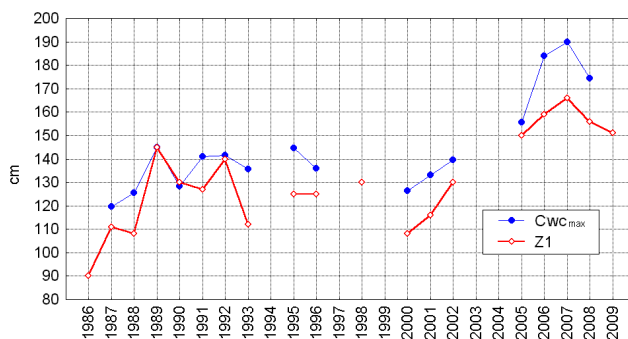
Charakterystyczną cechą przebiegu zmian miąższości warstwy czynnej na stanowisku Z1, jest jej dwudzielność. Do roku 2002-2003 przebieg wykazuje międzyroczne wahania o amplitudzie około $\pm 20-25$ cm, bez zdecydowanego trendu. W okresie 1986-2002 oszacowany trend $0.564(\pm 0.772)$ cm-rok⁻¹, objaśnia on zero wariancji głębokości odmarzania, a jego istotność jest żadna ($p < 0.548$). Standardowy błąd oszacowania wartości trendu jest większy od wartości trendu, co oznacza, że nie można być pewnym nawet jego znaku. Pozwala to sformułować tezę, że od 1986 do 2002 roku maksymalna miąższość warstwy czynnej na tym stanowisku nie wykazywała, oprócz chaotycznej zmienności międzyrocznej, żadnych ukierunkowanych zmian. Podobnie na stacji w Hornsundzie, gdzie Migala i in. (2004) oszacowali wartości maksymalnej miąższości warstwy czynnej w latach 1981-2000, nie stwierdza się występowania konsekwentnych zmian głębokości rozmarzania w tym okresie, mimo występowania latem statystycznie istotnego dodatniego trendu temperatury gruntu na głębokości 10 cm (Miętus i Filipiak 2004). Trend w obliczonym przez Migalę i in. (2004) szeregu maksymalnej miąższości warstwy czynnej w Hornsundzie w latach 1981-2000 jest praktycznie zerowy ($-0.008(\pm 0.692)$ cm-rok⁻¹).

Po 2002 roku zaznaczyła się zmiana charakteru przebiegu miąższości warstwy czynnej. Wobec średniej głębokości odmarzania w latach 1986-2002 równej 121 cm (przy $\sigma_{(n-1)} = 15.1$ cm), głębokość odmarzania gwałtownie rosła, osiągając w 2007 roku 166 cm. Nastąpiło to w rok po wystąpieniu na Spitsbergenie (rok 2006) najwyższej temperatury powietrza w okresie prowadzenia obserwacji meteorologicznych, kiedy to na stacji w Hornsundzie roczna temperatura wyniosła -1.5°C , a na stacji Svalbard-Lufthavn -1.7°C . Po roku 2007, w latach 2008 i 2009, maksymalna miąższość warstwy czynnej malała, podobnie jak i roczna temperatura powietrza na Spitsbergenie (patrz ryc. 1). Mimo spadku miąższości warstwy czynnej, była ona w roku 2009 istotnie wyższa od średniej z lat 1986-2002.

Dla okresu 1986-2009 trend maksymalnej miąższości warstwy czynnej jest silny ($+1.853(\pm 0.463)$ cm-rok⁻¹), wysoce istotny ($p < 0.001$) i objaśnia około 45% wariancji głębokości odmarzania w tym okresie. Wartość i istotność trendu długookresowego na stanowisku Z1 stanowi efekt epizodu ocieplenia, jaki zaznaczył się w latach 2003-2009 (patrz ryc. 1), nie zaś rzeczywistej, długookresowej zmienności głębokości odmarzania na Calypsostrandzie.

3.3. Średnia maksymalna miąższość czynnej warstwy zmarzliny w okresie 1986-2009

W okresie 1986-2008 liczba pomiarów maksymalnej miąższości warstwy czynnej na poszczególnych stanowiskach była różna i wahała się od 13 do 18. Do analizy regresji przyjęto tylko te stanowiska, na których dokonano wymiernych obserwacji w 2008 roku, tak, aby uzyskać najbardziej aktualny obraz i aby szeregi chronologiczne liczyły nie mniej niż 17 obserwacji. Były to stanowiska Z1 (18 lat obserwacji; 1986-1993, 1995-1996, 1998, 2000-2002, 2005-2009), Z6 (17 lat obserwacji, w stosunku do poprzednich szeregów brak obserwacji w roku 1986 i 2009) oraz Z I (17 lat obserwacji; w stosunku do szeregów Z1 i Z6 brak obserwacji w latach 1998 i 2009). Wobec nieistotnych statystycznie różnic między stanowiskami, z szeregów stanowisk Z1, Z6 i Z I obliczono średnią. Charakteryzuje ona w jakiejś mierze zmiany głębokości odmarzania na Calypsostrandzie, niwelując w części wpływ różnic między stanowiskami, powodowanych przez odmienne wykształcenie geokompleksów, na których stanowiska te zostały zlokalizowane. Szereg czasowy tak obliczonych zmiennych, stanowiących średnie wartości miąższości warstwy czynnej oznaczono jako C_{WCmax} (Calypso – średnia **maksymalna** miąższość **warstwy** **czynnej**) – ryc. 4.



Ryc. 4. Przebieg wartości C_{WCmax} i maksymalnej głębokości rozmarzania na stanowisku Z1

Fig.4. Values C_{WCmax} and maximal thawing depth in the site Z1

Wymienione stanowiska (Z1, Z6 i Z I) należą do kategorii A, reprezentującej geokompleksy bardziej suche i o mniejszym dopływie ciepła do podłoża. Na stanowiskach grupy B, o większym dopływie ciepła do podłoża i lepszych warunkach transmisji ciepła w głąb, głębokości rozmarzania w latach 2006, 2007 i 2008 były większe niż na stanowiskach grupy A. Pomiaru jednak zostały odnotowane jako >220 cm (2006), >217 cm (2007), >205 (2008) i >203 cm (2009), co czyni, że wiadomo tylko, iż na stanowiskach należących do kategorii B głębokość odmarzania jest w tych latach większa niż na stanowiskach należących do kategorii A. Niestety, nie wiadomo do jakiej głębokości rzeczywiście sięgnęło tam rozmarzanie w latach 2006-2009. W dodatku sondowania w kolejnych latach nie sięgały jednakowych głębokości, ale były coraz płytsze, gdy, jak można przypuszczać z zachowania się zmian głębokości rozmarzania na stanowisku Z1, a w roku 2007 również na stanowiskach Z6 i Z I, głębokości rozmarzania już w roku 2008 i 2009 malały. Dla analizy statystycznej takie dane („głębiej niż”) są bezwartościowe, choć oczywiście dla różnego rodzaju analiz jakościowych – ważne i istotne.

Szereg czasowy wartości C_{WCmax} obejmujący 16 lat z okresu 1987-2008 (ryc. 4) stanowił dane wyjściowe do analizy związków między kształtowaniem się zmienności głębokości rozmarzania na Calypsostrandzie, a działaniem czynników mogących wywierać wpływ na głębokość rozmarzania. Porównując przebieg wartości C_{WCmax} z przebiegiem wartości maksymalnej głębokości rozmarzania na stanowisku Z1, łatwo zauważyć, że średnie wartości są wyższe od Z1, amplituda zmienności międzyrocznej jest nieco niższa od Z1, a faza wzrostu głębokości rozmarzania w latach 2003-2008 zaznacza się wyraźniej niż w Z1. Zmniejszenie amplitudy zmienności międzyrocznej stanowi zwykły rezultat uśrednienia. Z kolei, mając na uwadze to, co powiedziano wyżej na temat pomiarów maksymalnej głębokości rozmarzania na stanowiskach należących do kategorii B w latach 2006-2009, można sądzić, że silniejsze wyeksponowanie wzrostu głębokości odmarzania w C_{WCmax} bardziej przybliży tę średnią do rzeczywistości, niż sam przebieg zmian na stanowisku Z1.

3.4. Związki zmienności maksymalnej miąższości warstwy czynnej na Calypsostrandzie ze zmiennością temperatury powietrza na Spitsbergenie

Analizę związków między międzyroczną zmiennością maksymalnej głębokości rozmarzania zmarzliny i miesięczną temperaturą powietrza na Spitsbergenie przeprowadzono przy wykorzystaniu danych z dwóch najbliższych stacji meteorologicznych – Homsundu i Svalbard-Lufthavn. Wobec braku

dłuższych serii obserwacyjnych, poza okresami letnimi, na stacji Calypsobyen (Bartoszewski i in. 2006) zaszła potrzeba wykorzystania danych ze stałych stacji pracujących w pobliżu.

Stacja w Hornsundzie, oddalona od Calypsostrandy o około 60 km, jest otwarta na Morze Grenlandzkie i poddana jego silnemu wpływowi klimatycznemu. Osłonięcie Calypsostrandy od bezpośrednich wpływów Morza Grenlandzkiego przez wyniosłości o wysokościach przekraczających miejscami 500 m, wobec bliskości szerokiego otwarcia do wejścia Bellsundu, jak się wydawało, nie powinno ważyć na jakichś większych odrębnościach klimatycznych tego rejonu względem pobliskiego Hornsundu. Jednak nie można było wykluczyć, że osłonięcie Calypsostrandy może wprowadzać nieco inne warunki lokalno-klimatyczne, stąd dokonano również porównania z warunkami klimatycznymi panującymi na stacji Svalbard-Lufthavn, położonej we wnętrzu wyspy. Stacja ta leży w bezpośrednim pobliżu linii brzegowej Isfjordu i podobnie jak Calypsostranda – na podniesionej terasie morskiej o wysokości kilkunastu metrów. Jej odległość od otwartych wód Morza Grenlandzkiego przekracza 40 km.

W okresie od września do czerwca temperatura powietrza na stacjach Hornsund i Svalbard-Lufthavn wykazuje silne korelacje (r od 0.98 do 0.80), w najcieplejszych miesiącach – lipcu i sierpniu korelacje te słabną (r równe 0.61 i 0.78 odpowiednio). W czerwcu, lipcu i sierpniu temperatura powietrza jest wyraźnie wyższa na stacji Svalbard-Lufthavn niż w Hornsundzie, natomiast w pozostałych miesiącach wyraźnie cieplejszy jest Hornsund.

Analizę przeprowadzono w ten sposób, że korelowano szereg C_{WCmax} z temperaturą powietrza przez kolejne miesiące, od listopada roku poprzedzającego aż do sierpnia tego samego roku, w którym kończył się szereg obserwacji maksymalnej miąższości warstwy czynnej. Taką procedurę zastosowano z tej przyczyny, że zgodnie z utrwalonymi poglądami, na przebieg procesów rozmarzania gruntu w danym roku wpływa przebieg temperatury powietrza z okresu poprzedzającego moment osiągnięcia przez warstwę czynną maksymalnej miąższości. Dodatkowo zanalizowano korelacje z sumami wartości miesięcznych temperatury powietrza w okresach: I-VIII, II-VIII, III-VIII, IV-VIII, V-VIII oraz IV-VII, V-VI i V-VII.

Przeprowadzona w ten sposób analiza wykazała, że korelacje międzyrocznej zmienności maksymalnej miąższości warstwy czynnej z temperaturą poszczególnych miesięcy poprzedzającego roku i początku roku są w zdecydowanej większości przypadków słabe i nieistotne statystycznie. Istotne korelacje C_{WCmax} z temperaturą miesięczną w Hornsundzie pojawiają się dopiero w maju i czerwcu, z temperaturą w Svalbard-Lufthavn w maju, czerwcu i lipcu. W sierpniu na obu stacjach korelacje gwałtownie słabną, a w Hornsundzie dodatkowo w lipcu, kiedy dochodzi do zmiany znaku korelacji. Wskazuje to, że zmienność międzyroczna miesięcznej temperatury powietrza od listopada do kwietnia nie znajduje czytelniejszego odbicia w zmienności głębokości rozmarzania na Calypsostrandzie. Silne związki maksymalna głębokość rozmarzania wykazuje natomiast ze zmiennością temperatury miesięcznej w okresie poprzedzającym od 4 do 1 miesiąca moment wystąpienia maksimum. Związki z temperaturą powietrza w sierpniu, miesiącu, w którym z reguły obserwuje się wystąpienie maksymalnej grubości warstwy czynnej również są słabe i nieistotne. To ostatnie, jeśli ma się na względzie powolność przenikania ciepła w głąb gruntu i fakt, że dopływ energii słonecznej do powierzchni w sierpniu szybko maleje, jest zrozumiałe.

Bardziej czytelne związki maksymalna miąższość warstwy czynnej wykazuje z temperaturami skumulowanymi, przy czym korelacje są wyraźnie silniejsze ze skumulowanymi temperaturami powietrza w Svalbard-Lufthavn niż w Hornsundzie. Rezultaty analizy zestawiono w tabeli 2.

Tabela 2 – Table 2

Wartości współczynników korelacji między maksymalną miąższością warstwy czynnej na Calypsostrandzie (C_{WCmax} , 16 lat z okresu 1987-2008), a wartościami skumulowanymi [$r(Tk)$] i miesięcznymi [$r(Tm)$] temperatury powietrza na stacjach Hornsund i Svalbard-Lufthavn.

Wartości współczynników korelacji istotnych statystycznie ($p < 0.05$) pogrubiono

Coefficients of correlation between maximal thickness of active layer on Calypsostranda (C_{WCmax} , 16 years from the period 1987-2008) and those cumulated [$r(Tk)$] and monthly [$r(Tm)$] of air temperature at Hornsund and Svalbard-Lufthavn stations. Correlation coefficients statistically significant ($p < 0.05$) are in bold.

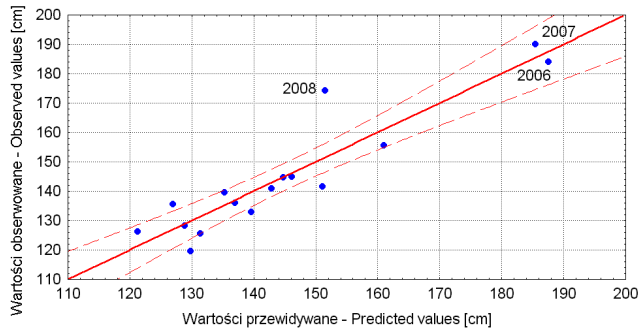
Stacja Station	Hornsund						Svalbard-Lufthavn					
Okres Period	II-VIII	III-VIII	IV-VIII	V-VIII	III-VII	V-VI	II-VIII	III-VIII	IV-VIII	V-VIII	III-VII	V-VI
$r(Tk)$	0.64	0.68	0.48	0.52	0.55	0.58	0.83	0.79	0.73	0.76	0.77	0.84
Miesiąc Month	III	IV	V	VI	VII	VIII	III	IV	V	VI	VII	VIII
$r(Tm)$	0.25	0.40	0.63	0.51	-0.15	0.07	0.38	0.48	0.77	0.82	0.50	0.32

Rozkład współczynników korelacji zestawionych w tabeli 2 wskazuje, że zmienność grubości warstwy rozmarzania gruntu na Calypsostrandzie w większym stopniu objaśnia zmienność skumulowanych wartości temperatury powietrza w Svalbard-Lufthavn, czyli we wnętrzu Spitsbergenu, aniżeli w bliżej leżącym Hornsundzie – otwartym na bezpośrednie działanie morza. Może to świadczyć, iż lokalny klimat Calypsostrandy jest w większym stopniu "kontynentalny" niż wynikałoby to z bliskości Morza Grenlandzkiego. Innym wnioskiem może być stwierdzenie, że głębokość rozmarzania gruntu na Calypsostrandzie wykazuje najsilniejszy związek ze skumulowanym przebiegiem wartości temperatury powietrza w Svalbard-Lufthavn w okresie od lutego do sierpnia (i znajdującym się „wewnątrz” niego okresem od maja do czerwca). Oznacza to, że na głębokość rozmarzania wywiera wpływ przebieg temperatury powietrza od początku dnia polarnego, przy czym najsilniejszy jest on w końcu wiosny i na początku lata. To ostatnie zapewne wpływa na głębokość rozmarzania gruntu przede wszystkim przez regulację terminu końca zalegania pokrywy śnieżnej, nie zaś jako bezpośrednie działanie temperatury powietrza.

Analiza regresji i wariancji wykazała, że najlepiej wariancję C_{WCmax} objaśniają dwie zmienne charakteryzujące temperaturę powietrza w Svalbard-Lufthavn – skumulowana temperatura maja i czerwca ($SV_{sumT_{V-VI}}$) oraz średnia miesięczna temperatura marca ($SV_{T_{III}}$). Równanie regresji ma postać:

$$C_{WCmax} = 170.59(\pm 8.58) + 7.85(\pm 1.00) \cdot SV_{sumT_{V-VI}} + 2.09(\pm 0.59) \cdot SV_{T_{III}} \quad [1]$$

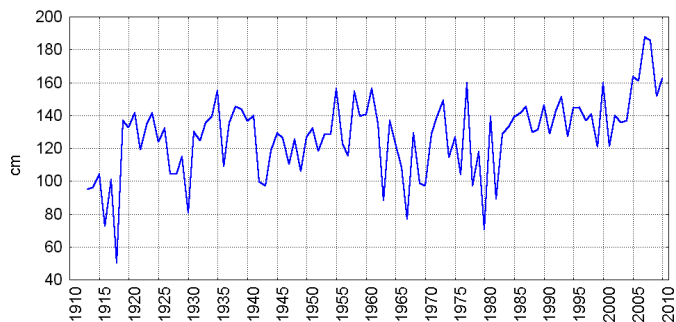
a jego charakterystyka statystyczna jest następująca: $R = 0.92$; $F(2, 13) = 38.8$; $p < 0.00001$. Zmienność obu zmiennych niezależnych objaśnia 83% wariancji C_{WCmax} , z czego zmienność skumulowanej temperatury maja i czerwca w Svalbard-Lufthavn ($SV_{sumT_{V-VI}}$) 70.5%, a zmienność temperatury marca na tej stacji ($SV_{T_{III}}$) 14.5%. Standardowy błąd estymacji (BSE) wartości C_{WCmax} jest relatywnie mały i wynosi ± 8.67 cm. Wykres rozrzutu wartości estymowanych za pomocą równania [1] względem wartości obserwowanych przedstawia rycina 5. Można zauważyć, że spośród wszystkich 16 przypadków tylko jeden (rok 2008) jest oszacowany ("niedoszacowany") z większym błędem, przekraczającym BSE, a przybliżenie zależności $C_{WCmax} = f(T)$ funkcją liniową jest uzasadnione.



Ryc. 5. Wykres rozrzutu wartości C_{WCmax} estymowanych za pomocą równania [1] względem wartości obserwowanych

Fig. 5. Scatterplot of C_{WCmax} value estimated by Equation [1] compared with observed values

Równanie [1] pozwala na oszacowanie (przybliżoną rekonstrukcję) przebiegu zmian maksymalnej miąższości warstwy czynnej na Calypsostrandzie z wartości temperatury powietrza mierzonej na stacji Svalbard-Lufthavn. Taką rekonstrukcję dokonaną dla całego okresu pomiarów meteorologicznych na tej stacji (1911-2009) przedstawiono na rycinie 6. Prezentowany na niej obraz jest statystycznie poprawny, ale jego rzeczywista wartość jako opisu rzeczywistości jest trudna do określenia. Można jednak z dużym stopniem pewności wnioskować, że pomiary maksymalnej miąższości warstwy czynnej na Calypsostrandzie, zapoczątkowane w roku 1986, przypadają na okres wzrostu głębokości rozmarzania, jaki zaznaczył się po ochłodzeniu okresu drugiej połowy lat 70. – początku lat 80. XX wieku, w którym głębokość rozmarzania była o około 40 cm mniejsza niż w latach 1986-2003.



Ryc. 6. Rekonstrukcja maksymalnej miąższości warstwy czynnej [cm] na Calypsostrandzie (C_{WCmax}) oszacowana za pomocą równania [1] z kompletnej serii pomiarów temperatury powietrza na Spitsbergenie (stacja Svalbard-Lufthavn; 1911-2009)

Fig.6. Reconstruction of maximal thickness of active layer [cm] on Calypsostranda (C_{WCmax}) estimated using Equation [1] from the complete series of air temperature measurements on Spitsbergen (Svalbard-Lufthavn Station; 1911-2009)

Wykonane szacunki pozwalają na sformułowanie tezy, że zmiany maksymalnej miąższości warstwy czynnej na Calypsostrandzie są wymuszone przez skumulowane zmiany temperatury powietrza w okresie od lutego-marca do lipca, przy czym główną rolę w tym względzie odgrywa zmienność temperatury miesięcy końca wiosny i początku lata – maja i czerwca. Tak długo, jak trendy temperatury

tych miesięcy były słabe i nieistotne, tak długo tendencje do powiększania się maksymalnej miąższości warstwy czynnej na Calypsostrandzie były również statystycznie nieistotne, a zmarzlina nie wykazywała degradacji. Obserwowany na Spitsbergenie wzrost rocznej temperatury powietrza nie wywierał wpływu na proces degradacji zmarzliny, ten bowiem odbywał się w rozpatrywanym okresie głównie kosztem wzrostu temperatury zimy i jesieni (Marsz 2007a). Od momentu gwałtownego wzrostu temperatury miesięcy wiosennych rozpoczęło się również gwałtowne przyspieszenie powiększania miąższości warstwy czynnej.

3.5. Związki maksymalnej miąższości warstwy czynnej na Calypsostrandzie z cyrkulacją atmosferyczną

W licznych pracach przedstawione są poglądy, że zmienność szeregu cech hydro-klimatycznych, w tym warunków termicznych w Arktyce, jest regulowana przez procesy cyrkulacji atmosferycznej – fazę i zmienność natężenia Oscylacji Arktycznej (np. Thompson i Wallace 1998, 2000; Rigor i in. 2000, Holland 2003) i Oscylacji Północnego Atlantyku (np. Mysak i Vengas 1998, Dickson i in. 2000, Johannessen i in. 2004). Stwierdzenia te są powtarzane obecnie przez bardzo wielu badaczy, i mimo tego, że nie znajdują potwierdzenia w materiałach obserwacyjnych (patrz np. Polyakov i in. 2003, Overland i Wang 2005, Styszyńska 2005), nadaje się im niemal powszechnie rangę paradygmatu.

Tego rodzaju sytuacja wskazuje, że należy wyjaśnić czy istnieją związki między międzyroczną zmiennością maksymalnej miąższości warstwy czynnej na Calypsostrandzie i obiema modami cyrkulacyjnymi. Jest to o tyle istotne, że Oscylacja Arktyczna (AO) ma charakter hemisferyczny, Oscylacja Północnego Atlantyku (NAO) – wielkoskalowy charakter regionalny, obejmujący szeroko rozumiany atlantycko-europejski sektor cyrkulacyjny.

Trzeba uwzględnić fakt, że zmienność cyrkulacji atmosferycznej może wpływać na procesy rozmarzania gruntu z opóźnieniem (np. wpływając na temperaturę powietrza i grubość pokrywy śnieżnej w okresie zimy poprzedzającej lato, w którym określa się miąższość rozmarzniętego gruntu). Z tego względu zanalizowano związki między wartościami wskaźników AO i NAO od września roku poprzedzającego, do sierpnia roku pomiaru. Przeprowadzona analiza korelacji wykazuje, że w badanym okresie nie zachodzą wyraźniejsze i istotne statystycznie związki między maksymalną głębokością rozmarznętego gruntu na Calypsostrandzie a zmiennością miesięcznych wskaźników AO i NAO CRU (Gibraltar – SW Islandia; Jones i in. 1997). Zwraca jednak uwagę, że na dwóch stanowiskach (Z4 (N = 14) i Z II (N = 13)) pojawiają się istotne ujemne korelacje między wskaźnikiem AO z maja i maksymalną miąższością warstwy rozmarznętej – jednak na pozostałych stanowiskach, również tych, które mają dłuższe ciągi, współczynniki korelacji są nieistotne i na dodatek – o różnych znakach. Podobnie, nie znajduje się żadnych istotnych statystycznie związków z zimowym wskaźnikiem NAO Hurrella, również z przesunięciami czasowymi (wskaźnik NAO z zimy roku poprzedzającego wartości C_{WCmax}). Taki stan pozwala na stwierdzenie, że w badanym okresie (1986-2009) nie obserwuje się wpływu zmienności cyrkulacji atmosferycznej, opisaniej przez wskaźniki AO i NAO, na kształtowanie zmian maksymalnej głębokości odmarzania gruntu na Calypsostrandzie.

Kalendarz lokalnych typów cyrkulacji występujących w rejonie Spitsbergenu został opracowany przez T. Niedźwiedzia (1992, 1997a, 2001, 2007). Wskaźniki te charakteryzują częstość i intensywność adwekcji południkowych (wskaźnik S), adwekcji strefowych (wskaźnik W) oraz częstości występowania sytuacji cyklonalnych i antycyklonalnych (wskaźnik C) w danym miesiącu. Miesięczne wskaźniki

cyrkulacji wykazują w niektórych miesiącach zaskakująco silne związki z temperaturą powietrza (Niedźwiedz 1997b, 2003) czy też z intensywnością opadów (Niedźwiedz 2002). Z tego względu postanowiono sprawdzić, czy zachodzą związki między charakterem lokalnej cyrkulacji atmosferycznej nad Spitsbergenem i maksymalną głębokością odmarzania gruntu na Calypsostrandzie. Wykorzystując analizę regresji stwierdzono występowanie relatywnie silnych związków między zmiennością wartości C_{WCmax} i łącznym działaniem wskaźników C i W z czerwca. Zmienność czerwcowych wskaźników cykloniczności (C) i cyrkulacji strefowej (W) objaśnia łącznie 46% wariacji maksymalnej miąższości warstwy czynnej na Calypsostrandzie, z tego zmienność wskaźnika C – 24, a wskaźnika W – 29%. Sama postać równania regresji jest jednak trudna do interpretacji fizycznej – z estymowanego równania wynika, że maksymalna głębokość odmarzania na Calypsostrandzie jest tym większa, im w czerwcu wskaźnik C będzie większy i im silniejsza będzie cyrkulacja ze wschodu. Być może, że wiąże się to z silnym dodatnim skorelowaniem w czerwcu sum opadów ze wskaźnikiem C Niedźwiedzia.

Jeśli maksymalną głębokością rozmarzania gruntu na Calypsostrandzie steruje suma temperatury powietrza w okresie od maja do czerwca włącznie ($SV_{sumT_{V-VI}}$), tak, jak przedstawia to równanie [1], to należy sprawdzić, czy analizowane wskaźniki cyrkulacyjne (AO, NAO, wskaźniki cyrkulacji Niedźwiedzia) nie regulują zmienności wartości $SV_{sumT_{V-VI}}$, a przez to, pośrednio, głębokości rozmarzania.

Przeprowadzona analiza wykazała, że zmienność wskaźników AO od stycznia do lipca włącznie nie wywiera żadnego wpływu na kształtowanie zmienności wartości miesięcznych oraz sumy miesięcznej temperatury powietrza od lutego do sierpnia. Podobnie, zmienność wskaźników AO od stycznia do czerwca nie jest powiązana z determinującą głębokość rozmarzania sumą temperatury powietrza z okresu maj-czerwiec. Wskaźniki NAO z okresu od stycznia do sierpnia również nie opisują w badanym okresie zmienności miesięcznych wartości temperatury powietrza na Spitsbergenie, ani też sum temperatury w omawianych okresach.

Znacznie większy odsetek zmienności $SV_{sumT_{V-VI}}$ objaśniają wartości wskaźników cyrkulacyjnych Niedźwiedzia. Analiza regresji wykazała, że łączne działanie zmienności wskaźników S ze stycznia i W z kwietnia objaśnia około 28% zmienności sumy miesięcznej temperatury powietrza maja i czerwca w Svalbard-Lufthavn. Zależność ta jest istotna statystycznie ($p < 0.009$). Zmienność wskaźnika S ze stycznia i czerwca oraz wskaźnika C z kwietnia objaśniają łącznie (w równaniu regresji wielokrotnej) 37% wariacji sumy temperatury powietrza od lutego do sierpnia ($p < 0.001$). Wykrywa się również podobnego charakteru związki między wskaźnikami cyrkulacji Niedźwiedzia i sumami temperatury dla innych okresów. Wspólną cechą tych związków jest to, że choć statystycznie istotne, nie są zbyt silne i objaśniają nie więcej niż 1/3 wariacji sum temperatury powietrza w poszczególnych okresach.

W świetle przedstawionych wyników nie można twierdzić, aby międzyroczna zmienność rozmarzania gruntu na Calypsostrandzie była bezpośrednio lub pośrednio regulowana przez hemisferyczną czy makroregionalną cyrkulację atmosferyczną. Wyraźnie silniejszy, choć pośredni (poprzez regulowanie temperatury powietrza) wpływ wywiera regionalna cyrkulacja atmosferyczna, charakteryzowana przez wskaźniki cyrkulacyjne Niedźwiedzia (1992, 1997a, 2001, 2007).

3.6. Związki maksymalnej miąższości warstwy czynnej na Calypsostrandzie ze zmianami temperatury powierzchni morza na Prądzie Zachodniospitsbergeńskim

Najnowsze badania (Styszyńska 2005, 2007; Marsz i Styszyńska 2005, 2007; Marsz 2007b) wykazują, że zmienność temperatury powietrza na Spitsbergenie jest regulowana w znacznie większym

stopniu przez zmiany temperatury powierzchni oceanu (TPO) niż przez charakter adwekcji różnych mas powietrza. Istotnie statystycznie związki temperatury powietrza zachodzą zarówno z TPO wód leżących w bezpośrednim sąsiedztwie zachodniego wybrzeża Spitsbergenu na Prądzie Zachodnio-spitsbergeńskim, jak i ze wskaźnikami charakteryzującymi zasoby ciepła w wodach atlantyckich wprowadzanych do Prądu Norweskiego, a następnie dalej na północ – do prądów Zachodniospitsbergeńskiego i Nordkapskiego. Zmiany tych wskaźników są silnie skorelowane z temperaturą roczną i temperaturą miesięcy zimowych na Spitsbergenie, słabiej z temperaturą okresu letniego.

Przeprowadzone analizy pokazują, że zmiany maksymalnej miąższości warstwy czynnej na Calypsostrandzie wykazują silne i wysoce istotne związki ze zmianami TPO na Prądzie Zachodnio-spitsbergeńskim. Siła związku między maksymalną głębokością rozmarzania warstwy czynnej (C_{WCmax}) a TPO na powierzchni $2 \times 2^\circ$ o współrzędnych⁵ $74-76^\circ N$, $11-13^\circ E$ osiąga maksimum w styczniu i wynosi 0.83 (!), w kolejnych miesiącach stopniowo słabnie, ale jeszcze w sierpniu jest równa 0.57-0.53 ($p < 0.016$; patrz tab. 3). Oznacza to, że wpływ TPO na Prądzie Zachodniospitsbergeńskim na maksymalną głębokość letniego rozmarzania warstwy czynnej jest istotny przez cały czas od początku roku do momentu osiągnięcia maksimum głębokości w cyklu rocznym, najsilniejszy jednak w styczniu⁶. W tym przypadku nie należy doszukiwać się związków bezpośrednich – wzrost zimowej TPO świadczy o wzroście zasobów ciepła w wodach. Ciepło to zostaje systematycznie przekazywane do atmosfery, szczególnie intensywnie w okresie zimowym, ograniczając spadki temperatury powietrza nad Spitsbergenem. To z kolei z jednej strony uniemożliwia głębokie wychłodzenie gruntu, zaś z drugiej – poprzez redukcję pokrywy lodów morskich – przyspiesza "nadejście" wiosny i wyższą temperaturę powietrza na przełomie wiosny i lata.

Tabela 3 – Table 3

Współczynniki korelacji (r) między miesięcznymi wartościami temperatury powierzchni oceanu w osi Prądu Zachodniospitsbergeńskiego ($74-76^\circ N$, $11-13^\circ E$) i maksymalną miąższością warstwy czynnej (C_{WCmax}) na Calypsostrandzie oraz ich istotność statystyczna (p). Wartość $p < 0.000$ oznacza, że jest ona mniejsza od 0.0005

Coefficients of correlation (r) between monthly sea surface temperatures in the axis of Western Spitsbergen Current ($74-76^\circ N$, $11-13^\circ E$) and maximal thickness of active layer (C_{WCmax}) on Calypsostranda and their statistical significance (p). The value $p < 0.000$ means that it is smaller than 0.0005

Miesiąc – Month	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
r	0.836	0.768	0.760	0.773	0.637	0.725	0.685	0.527
p	0.000	0.001	0.001	0.000	0.008	0.001	0.003	0.036

Co ciekawe – na poszczególnych punktach pomiarowych zaznacza się wyraźne zróżnicowanie reakcji zmienności głębokości rozmarzania na zmienność TPO na Prądzie Zachodniospitsbergeńskim. Silną i bardzo silną reakcją wykazują punkty "suche", na których nie występuje przepływ wody, ani też nie są nadmiernie uwilgotnione. Na stanowiskach, gdzie występuje woda korelacje są znacznie słabsze, na niektórych z nich praktycznie korelacji brak.

⁵ Jest to obszar, na którym lokuje się oś Prądu Zachodniospitsbergeńskiego, przed jego wejściem na wody bezpośrednio przylegające do szelfu Spitsbergenu. Danymi źródłowymi miesięcznych wartości TPO jest zbiór NOAA-NCDC ERSST v.2.

⁶ Są i inne, czysto fizyczne przyczyny powodujące, że korelacja między C_{WCmax} a TPO właśnie ze stycznia jest najsilniejsza. Ich objaśnienie zostanie w tym miejscu pominięte, gdyż wymagałoby wejścia w teorię sygnału.

Silne związki wartości C_{WCmax} wykazuje również ze zmiennością uśrednionej z trzech kolejnych lat TPO w delcie Gofsztromu (38°N, 56°W). Z wartości tej można prognozować, z rocznym wyprzedzeniem, roczną i niektórych miesięcy temperaturę powietrza na Spitsbergenie oraz TPO na Prądzie Zachodniospitsbergeńskim.

W badanym okresie zmienność TPO w delcie Gofsztromu objaśnia około 26-29% wariacji C_{WCmax} ($r = 0.51-0.54$). Jest to objaśnienie znacznie mniejsze, niż objaśnienie C_{WCmax} przez zmienność temperatury powietrza na stacji Svalbard-Lufthavn. Z tego względu można uważać, że choć zmiany TPO determinują zmienność temperatury rocznej w Arktyce Atlantyckiej, to sama zmienność temperatury powietrza silniej i wyraźniej objaśnia obserwowaną zmienność C_{WCmax} , niż zmiany TPO. Przyczyn takiego stanu rzeczy można dopatrywać się w tym, że na wiosenno-letni przebieg temperatury powietrza na Spitsbergenie, który reguluje przebieg procesów rozmarzania gruntu, wpływ wywiera również lokalna cyrkulacja atmosferyczna, której związki z TPO w rejonie delty Gofsztromu są znacznie słabsze.

4. Dyskusja wyników i wnioski

Przeprowadzone badania wykazują, że w okresie 1986-2002, mimo znacznej międzyrocznej zmienności maksymalnej miąższości czynnej warstwy zmarzliny, jej zmiany zachodziły raczej bezkierunkowo. Dopiero od roku 2002-2004 zaznaczyła się bardzo silna i wyraźna tendencja do wzrostu miąższości warstwy czynnej w okresie maksimum rozmarzania letniego, co stało się przyczyną pojawienia się statystycznie istotnego trendu dodatniego w całym okresie obserwacji. Maksymalne przyspieszenie tempa rozmarzania na Calypsostrandzie zaznaczyło się w latach 2005-2006, by w 2007 roku ulec załamaniu.

Ten gwałtowny wzrost miąższości warstwy czynnej obserwowany na Calypsostrandzie w latach 2005-2006 jest zgodny z innymi obserwacjami zachowania się permafrostu na Spitsbergenie. Isaksen i in. (2007), wiążą go z wystąpieniem bardzo silnych dodatnich anomalii temperatury nad Spitsbergenem w okresie zimy 2005/2006 i wiosny 2006 roku. Według danych Meteorologisk Institutt (met.no; Svalbard varmes opp i rekordtempo; 29.02.2008) w otworze Janssonhaugen, na głębokości 9 m poniżej powierzchni terenu, temperatura zmarzliny wzrosła od $\sim -6.65^{\circ}\text{C}$ w roku 2004 do $\sim -5.45^{\circ}\text{C}$ w roku 2007, co oznacza wzrost temperatury gruntu na tej głębokości o $\sim 1.2^{\circ}\text{C}$ w ciągu 3 lat (!). Gwałtowny wzrost temperatury nad Spitsbergenem, zwłaszcza kwietnia i maja w 2006 roku i czerwca w latach 2005, 2006 i 2007, stanowi bez wątpienia przyczynę równie gwałtownej reakcji warstwy czynnej. Zupełnie dobrze tę reakcję zmarzliny na Calypsostrandzie odtwarza model (równanie [1]; patrz ryc. 6). Jednak po roku 2007 temperatura powietrza miesięcy wiosennych zaczęła nad Spitsbergenem spadać. W roku 2008 na tych stanowiskach, w których udało się sondowaniem określić maksymalną miąższość warstwy czynnej (Z1, Z5, Z6 i ZI) zaznaczyła się zmiana kierunku dotychczasowego trendu – grubość warstwy czynnej zmniejszyła się. Tendencja do zmniejszania się miąższości warstwy czynnej utrzymywała się nadal na jedynym stanowisku (Z1) przesondowanym w roku 2009.

Analiza statystyczna wskazuje, że międzyroczne zmiany maksymalnej miąższości warstwy czynnej na Calypsostrandzie są relatywnie czule na zmiany temperatury powietrza, co oznacza szybką podatność na zmiany. Tendencja do wzrostu głębokości rozmarzania gruntu na Calypsostrandzie w badanym 23-leciu jest jednak niestabilna, może ona w kolejnych sezonach ciepłych ulegać znacznym zmianom, stosownie do zmian temperatury powietrza. Jakkolwiek nie ulega wątpliwości, że w okresie ostatnich

4-5 lat pojawiły się oznaki przyspieszonego wzrostu miąższości warstwy czynnej na Calypsostrandzie, to jednak konkluzja, iż dochodzi tam do trwałej degradacji zmarzliny wydaje się być w chwili obecnej ryzykowna.

Spośród czynników klimatycznych, podstawowym czynnikiem regulującym międzyroczną zmienność maksymalnej miąższości warstwy czynnej na Calypsostrandzie jest skumulowana temperatura powietrza z okresu od lutego do sierpnia, przy czym zmienność temperatury w okresie maja i czerwca odgrywa w tym czasie rolę szczególną. Pewien wyraźny, choć statystycznie nieistotny, wpływ na zmienność maksymalnej głębokości rozmarzania wywierają sumy opadów w marcu i kwietniu – wzrost sum opadowych w tych miesiącach zmniejsza głębokość rozmarzania. Zmiany zachmurzenia ogólnego wydają się nie odgrywać wymiernej roli w kształtowaniu głębokości rozmarzania. Wyniki badań pozwalają odrzucić tezę, że w badanym okresie czynnikiem sterującym zmianami głębokości rozmarzania gruntu była wielkoskalowa cyrkulacja atmosferyczna, charakteryzowana przez Oscylację Arktyczną (AO) i wskaźniki Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO). Większą, choć niezbyt silną, rolę w kształtowaniu tej zmienności zdaje się, poprzez regulację temperatury powietrza, odgrywać regionalna cyrkulacja atmosferyczna.

Bardzo silny i wyraźny wpływ na temperaturę powietrza na Spitsbergenie, i poprzez to na miąższość warstwy czynnej na Calypsostrandzie, wywierają zmiany temperatury powierzchni Morza Grenlandzkiego w rejonie przepływu Prądu Zachodniospitsbergeńskiego. Ponieważ dotychczasowy przebieg procesów oceanicznych wskazuje na stopniowe zmniejszanie się zasobów ciepła prowadzonych przez Prąd Zachodniospitsbergeński, można sądzić, że temperatura powietrza w rejonie Spitsbergenu w krótkiej perspektywie czasowej będzie spadać. Wymuszać to będzie najprawdopodobniej w najbliższych kilku latach tendencję do ogólnego zmniejszania się głębokości rozmarzania na Calypsostrandzie.

Lokalnie, na poszczególnych stanowiskach, zmiany te mogą zachodzić w różnym tempie, ale i w różnych kierunkach. Zróznicowanie miąższości warstwy czynnej jest bowiem w pewnym stopniu determinowane przez czynniki lokalne – takie jak konfiguracja i ekspozycja terenu, pokrywa roślinna oraz rodzaj i stopień mobilności wód w pokrywach, na co zwracali już uwagę Repelewska-Pękalowa i Gluza (1988), Brown i in. (2000), Christiansen i in. (2003) czy Repelewska-Pękalowa i Pękala (2003, 2004a).

Literatura

- Anisimov O., Fitzharris B., Hagen J.O., Jeffries R., Marchant H., Nelson F.E., Prowse T., Vaughan D.G., 2001. Polar Regions (Arctic and Antarctic). [w:] *Climate Change: Impacts, Adaptation and Vulnerability, the Contribution of Work-Assessment Review*. Cambridge, U.K. Cambridge University Press: 810–841.
- Anisimov O.A., Vaughan D.G., Callaghan T.V., Furgal C., Marchant H., Prowse T.D., Vilhjálmsson H., Walsh J.E., 2007. Polar regions (Arctic and Antarctic). [w:] Parry M.L., Canziani O.F., Palutikof J.P., van der Linden P.J., Hanson C.E. (red.), *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York; 653–685.
- Bartoszewski S., 1998. Reżim odpływu rzek Ziemi Wedel-Jarlsberga, Spitsbergen. Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie: 167 s.
- Bartoszewski S., Gluza A., Siwek K., 2006. Wybrane problemy kształtowania się warunków meteorologicznych i hydrologicznych NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen). [w:] *Stan i zmiany środowiska przyrodniczego północno-zachodniej części Ziemi Weddella Jarlsberga (Spitsbergen) w warunkach zmian klimatu i antropopresji*, Lublin: 53–60.

- Birkenmajer K., 2006. Character of basal intraformational unconformities in the Calypsostranda Group (late Palaeogene), Bellsund, Spitsbergen. *Polish Polar Research*, 27 (2): 107–118.
- Brown J., Hinkel K.M., Nelson F.E., 2000. The Circumpolar active layer monitoring (CALM) Program: Research designs and initial results. *Polar Geography* 24 (3): 165–258.
- Christiansen H.H., Åkerman J.H., Repelewska-Pekalowa J., 2003. Active layer dynamics in Greenland, Svalbard and Sweden. 8th International Conference on Permafrost, Extended Abstracts, Report Current Research and New Information. Zurich: 19–20.
- Christiansen H.H., Humlum O., 2008. Interannual variations in active layer thickness in Svalbard. [w:] Proceedings Ninth International Conference on Permafrost, University of Alaska Fairbanks, 29 June–3 July, 2008. Vol. 1, Kane DL, Hinkel KM (eds). Institute of Northern Engineering, University of Alaska: Fairbanks: 257–262.
- Dallman W., Hjelle A., Ohta Y., Salvigsen O., Bjornerud M., Hauser E.C., Maher H.D., Craddock C., 1990. Geological Map of Svalbard 1:100 000, Sheet B 11G, Van Keulenfjorden, Norskpolarinstitutt, Oslo, Temakart 15.
- Dickson R.R., Osborn T.J., Hurrell J.W., Meincke J., Blindheim J., Adlandsvik B., Vinje T., Alekseev G., Maslowski W., 2000. The Arctic Ocean Response to the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, 13 (15): 2671–2696.
- Etzelmüller B., Hagen J.O., 2005. Glacier-permafrost interaction in Arctic and alpine mountain environments with examples from southern Norway and Svalbard. [w:] Harris C., Murton J.M. (red.), *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost*. Geological Society of London Special Publication, vol. 242; 11–28.
- Etzelmüller B., Schuler T.V., Isaksen K., Christiansen H.H., Farbrot H., Benestad R., 2011. Modeling the temperature evolution of Svalbard permafrost during the 20th and 21st century. *The Cryosphere* 5: 67–79.
- Flood B., Nagy J., Winsnes T.S., 1971. Geological Map of Svalbard 1:500 000, Sheet 1G, Spitsbergen southern part, Norskpolarinstitutt, Oslo.
- Gluz A., Repelewska-Pekalowa J., Dąbrowski K., 1988. Thermic of permafrost active layer – Spitsbergen. *Proceedings of the 5th International Conference on Permafrost*, Trondheim 1: 754–758.
- Grześ M., 1984. Charakterystyka warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny na Spitsbergenie. [w:] *Materiały XI Sympozjum Polarnego*, UAM, Poznań: 65–83.
- Grześ M., 1985. Warstwa czynna wieloletniej zmarzliny na zachodnich wybrzeżach Spitsbergenu. *Przegląd Geograficzny*, 57 (4): 671–691.
- Haldorsen S., Heima M., Dale B., Landvik J.Y., Martine van der Ploeg M., Leijnse A., Salvigsen O., Hagen J.O., Banks D., 2010. Sensitivity to long-term climate change of subpermafrost groundwater systems in Svalbard. *Quaternary Research* 73: 393–402.
- Harris C., Arenson L.U., Christiansen H.H., Etzelmüller B., Frauenfelder R., Gruber S., Haeberli W., Hauck C., Hölzle M., Humlum O., Isaksen K., Kääb A., Kern-Lütschg M.A., Lehning M.A., Matsuoka M., Murton N., Nötzli J.B., Phillips J., Ross M., Seppälä N., Springman M., Vonder S.M., Muñhl D., 2009. Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modeling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth Science Reviews* 92 (3-4): 117–171.
- Holland M.M., 2003. The North Atlantic Oscillation – Arctic Oscillation in the CCSM2 and Its Influence on Arctic Climate Variability. *Journal of Climate* 16 (16): 2767–2781.
- Humlum O., 2005. Holocene permafrost aggradation in Svalbard. [w:] Harris C., Murton J.B. (red.), *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost*. Special Publication 242, Geological Society Publishing House, Bath; 119–130.
- 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.
- Isaksen K., Benestad R.E., Harris C., Sollid J.L., 2007. Recent extreme near-surface permafrost temperatures on Svalbard in relation to future climate scenarios. *Geophysical Research Letters*, 34 (17), L17502, doi:10.1029/2007GL031002.

- Isaksen K., Humlum O., Sollid J.L., Harris C., 2003. Permafrost temperature monitoring at Janssonhaugen, Svalbard: a five year series. EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Abstracts from the meeting held in Nice, France, 6 - 11 April 2003, abstract #10765.
- Isaksen K., Vonder-Mühl D., Gubler H., Kohl T., Sollid J.L., 2000. Ground surface temperature reconstruction based on data from a deep borehole in permafrost at Janssonhaugen, Svalbard. *Annals of Glaciology*, 31 (1): 287–294.
- Johannessen O.M., Bengtsson L., Miles M.W., Kuzmina S.I., Semenov V.A., Alekseev G.V., Nagurnyi A.P., Zakharov V.F., Bobylev L.P., L.H. Pettersson, Hasselman K., Cattle H.P., 2004. Arctic Climate Change: observed and modelled temperature and sea-ice variability. *Tellus A*, 56 (4): 328–341.
- Jones P.D., Jónsson T., Wheeler D., 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *International Journal of Climatology*, 17 (13): 1433–1450.
- Kristensen M., 1988. Climatic conditions and permafrost development on the Svalbard Archipelago. *Proceedings of 5th International Conference on Permafrost*, Trondheim, 3: 24–26.
- Landvik J.Y., Mangerud J., Salvigsen O., 1988. Glacial history and permafrost in the Svalbard area. *Proceedings 5th International Conference on Permafrost*, Trondheim 1: 194–198.
- Marsz A.A., 2007a. Temperatura powietrza [w:] Marsz A.A. i Styszyńska A. (red.), *Klimat rejonu Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie; stan, zmiany i ich przyczyny*. Wyd. AM, Gdynia: 131–143, 273–279.
- Marsz A.A., 2007b. Związki między elementami klimatycznymi i model zmian warunków klimatycznych rejonu Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie. [w:] Marsz A.A. i Styszyńska A. (red.), *Klimat rejonu Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie; stan, zmiany i ich przyczyny*. Wyd. AM, Gdynia: 249–258.
- Marsz A., Styszyńska A., 2005. Czynniki "arktyczne" i "pozaarktyczne" kształtujące zmienność przebiegu rocznej temperatury powietrza na Spitsbergenie (1980-2003). *Polish Polar Studies*, 31: 115–124.
- Marsz A., Styszyńska A., 2007. Zmiany powierzchni lodów morskich i kształtowanie się temperatury powierzchni otaczających mórz. [w:] Marsz A.A. i Styszyńska A. (red.), *Klimat rejonu Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie; stan, zmiany i ich przyczyny*. Wyd. AM, Gdynia: 22–44.
- Miętus M., Filipiak J., 2004. Wieloletnia zmienność temperatury gruntu w Hornsundzie (SW Spitsbergen) na tle zmian warunków termicznych w Arktyce Norweskiej. *Polish Polar Studies*, 30: 237–250.
- Migała K., Głowacki P., Klementowski J., 2004. Dynamika rozmarzania warstwy aktywnej zmarzliny w rejonie Hornsundu (SW Spitsbergen) i jej przyczyny. *Polish Polar Studies*, 30: 251–262.
- Mysak L.A., Venegas S.A., 1998. Decadal climate oscillations in the Arctic: A new feedback loop for atmosphere-ice-ocean interactions. *Geophysical Research Letters*, 25 (19): 3607–3610.
- Niedźwiedz T., 1992. Wybrane problemy klimatologii synoptycznej Spitsbergenu. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 2: 77–87.
- Niedźwiedz T., 1997a. Częstość występowania typów cyrkulacji nad Spitsbergenem (1951-1995). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 7: 9–18.
- Niedźwiedz T., 1997b. Wieloletnia zmienność wskaźników cyrkulacji atmosfery nad Spitsbergenem i ich rola w kształtowaniu temperatury powietrza. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 7: 19–40.
- Niedźwiedz T., 2001. Zmienność cyrkulacji atmosfery nad Spitsbergenem w drugiej połowie XX wieku. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 11: 7–26.
- Niedźwiedz T., 2002. Wpływ cyrkulacji atmosfery na wysokie opady w Hornsundzie (Spitsbergen). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 12: 65–76.
- Niedźwiedz T., 2003. Współczesna zmienność cyrkulacji atmosfery, temperatury powietrza i opadów atmosferycznych na Spitsbergenie. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 13: 79–92.

- Niedźwiedz T., 2007. Załącznik 3. Kalendarz typów cyrkulacji atmosferycznej T. Niedźwiedzia występujących w rejonie Spitsbergenu. [w:] Marsz A.A. i Styszyńska A. (red.), *Klimat rejonu Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie; stan, zmiany i ich przyczyny*. Wyd. AM, Gdynia: 371–376.
- Osterkamp T.E., Jorgenson J.C., 2006. Warming of permafrost in the Arctic Wildlife Refuge, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17 (1): 65–69.
- Osterkamp T.E., Romanovsky V.E., 1999. Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10 (1): 17–37.
- Overland J.E., Wang M., 2005. The Arctic climate paradox: The recent decrease of the Arctic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 32; L06701, doi:10.1029/2004GL021752, 2005.
- Pavlov A.V., 1997. Permafrost-Climatic monitoring of Russia: methodology, results of observation and forecast. *Kriosfera Ziemi. Russian Academy of Sciences*, 1(1): 47–58.
- Pękala K., 1987. Rzeźba i utwory czwartorzędowe przedpola lodowców Scotta i Renarda. XIV Sympozjum Polarne, Lublin: 84–87.
- Pękala K., Repelewska-Pękłowa J., 1990. Relief and stratigraphy of Quaternary deposits in the region of Recherche Fiord and Southern Bellsund (Western Spitsbergen). *Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin*: 9–20.
- Polyakov I., Bekryaev R.V., Alekseev G.V., Bhatt U.S., Colony R.L., Johnson M.A., Makshtas A.P., Walsh D., 2003. Variability and trends of air temperature and pressure in the maritime Arctic, 1875-2000. *Journal of Climate*, 16 (12): 2067–2077.
- Repelewska-Pękłowa J., 1996. Development of relief affected by contemporary geomorphological processes in NW part of Wedel Jarlsberg Land (Bellsund, Spitsbergen - Svalbard). *Biuletyn Peryglacjalny*, 35: 153–195.
- Repelewska-Pękłowa J., 2002. Międzynarodowy program monitoringu czynnej warstwy zmarzliny (CALM). *Polish Polar Studies*. [w:] Kostrzewski A. i Rachlewicz G. (red.), *Funkcjonowanie i monitoring geosystemów obszarów polarnych*, Poznań: 255–265.
- Repelewska-Pękłowa J., 2004. Dynamika czynnej warstwy zmarzliny w różnych geosystemach (Spitsbergen). [w:] Michalczyk Z. (red.), *Badania geograficzne w poznawaniu środowiska*. Wyd. UMCS Lublin: 239–245.
- Repelewska-Pękłowa J., Bartoszewski S., 2006. Dwadzieścia lat Wypraw Polarnych Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej na Spitsbergen. [w:] *Stan i zmiany środowiska przyrodniczego północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen) w warunkach zmian klimatu i antropopresji*. Lublin: 15–22.
- Repelewska-Pękłowa J., Gluza A., 1988. Dynamic of permafrost active layer – Spitsbergen. *Proceedings of the 5th International Conference on Permafrost, Trondheim* 1: 448–453.
- Repelewska-Pękłowa J., Pękala K., 2003. Spatial and temporal variation in active layer thickness, Calypsostranda, Spitsbergen. [w:] *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland*, 2: 941–945.
- Repelewska-Pękłowa J., Pękala K., 2004a. Active layer dynamics at the Calypsostranda CALM Site, Recherche Fiord Region, Spitsbergen. *Polar Geography*, 59 (2): 326–343.
- Repelewska-Pękłowa J., Pękala K., 2004b. Procesy soliflukcji w strefie obrzeżenia fiordu Recherche (Spitsbergen). *Polish Polar Studies*, 30: 321–331.
- Repelewska-Pękłowa J., Pękala K., 2006. Rzeźba peryglacjalna rejonu Bellsundu (Spitsbergen) w aspekcie badań Wypraw Polarnych UMCS. [w:] *Stan i zmiany środowiska przyrodniczego północno-zachodniej części Ziemi Weddella Jarlsberga (Spitsbergen) w warunkach zmian klimatu i antropopresji*, UMCS Lublin: 25–33.
- Repelewska-Pękłowa J., Pękala K., 2007. Reakcja wieloletniej zmarzliny na zmiany klimatu. [w:] Styszyńska A. i Marsz A.A. (red.), *Zmiany klimatyczne w Arktyce i Antarktyce w ostatnim pięćdziesięcioleciu XX wieku i ich implikacje środowiskowe*, Akademia Morska, Gdynia: 279–288.

- Rigor I.G., Colony R.L., Martin S., 2000: Variations in surface air temperature observations in Arctic, 1979-1997. *Journal of Climate*, 13 (5): 896–914.
- Smith S.L., Burgess M.M., Taylor A.E., 2003. High Arctic permafrost observatory environment. [w:] *Proceedings of 8th International Conference on Permafrost*. 2: 1073–1078.
- Styszyńska A., 2005. Przyczyny i mechanizmy współczesnego (1982-2002) ocieplenia atlantyckiej Arktyki. *Wyd. Uczelniane AM, Gdynia*, 109 s.
- Styszyńska A., 2007. Zmiany klimatyczne w Arktyce a procesy oceaniczne. [w:] *Zmiany klimatyczne w Arktyce i Antarktyce w ostatnim pięćdziesięcioleciu XX wieku i ich implikacje środowiskowe*. AM Gdynia: 111–144.
- Thompson D.W.J., Wallace J.M., 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, 25 (9): 1297–1300.
- Thompson, D. W. J., Wallace J.M., 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *Journal of Climate*, 13 (5): 1000–1016.
- Troitsky L., Punning J.M., Hütt G., Rajamäe R., 1979. Pleistocene glaciation chronology of Spitsbergen. *Boreas*, 8 (4): 401–407.

Wpłynęło: 20 listopada 2010, poprawiono: 28 września 2011

Summary

The measurements of thickness of the sling part of permafrost thawing in summer i.e. permafrost active layer were made on Spitsbergen in the Bellsund region in 1986-2009 within the polar expedition programs accomplished by Maria Curie Skłodowska University, Lublin. The investigations included the seaside plain Calypsostranda situated on the western side of Recherche Fiord in the forefield of the glaciers Scott and Renard (Fig. 1) constituting a complex of raised marine terraces formed during the glacioisostatic movements.

Maximal thickness of active permafrost (C_{WCmax}) was determined using the sounding method in 10 chosen points localized within the geocomplexes typical of tundra (Fig. 2). The average many years' maximal values of active layer thickness are presented in Table 1.

The paper presents the results of studies on the effect of air temperature, atmospheric circulation and sea surface temperature on Western Spitsbergen Current on the variation of maximal thickness of active permafrost layer.

As follows from the studies the interyear changes of maximal thickness of the active layer on Calypsostranda are relatively susceptible to the changes of air temperature which indicates prompt susceptibility to changes. The tendency towards the increase of ground thawing depth on Calypsostranda in 23 years under consideration is not stable and can change significantly depending on temperature. Though there is no doubt that during the last 4-5 years there have appeared signs of quickened increase of active layer thickness on Calypsostranda (Fig. 4), the conclusion about permanent degradation of permafrost seems to be risky at present.

Of the climatic factors the essential one affecting the interannual changeability of maximal thickness of the active layer on Calypsostranda is air temperature in Svalbard-Lufthaven. The regression analysis showed (Equation 1) that the variance C_{WCmax} is explained best by the merged May and June temperatures ($SV_{sumT_{V-VI}}$) and the average March temperature ($SV_{T_{III}}$) (Fig. 5). Changeability of these both variables accounts for 83% variance C_{WCmax} . Equation [1] allows to reconstruct the course of changes of maximal thickness of the active layer on Calypsostranda in 1911-2009 (Fig. 6).

In the studied period distinct and essential connections between C_{WCmax} on Calypsostranda and changeability of hemispheric circulation indices (AO) or regional (NAO) were not found. However, temperature changes of Greenlandic Sea surface in the region of warm Western Spitsbergen Current flow (Table 3) affect significantly on air temperature on Spitsbergen and as a result on active layer thickness on Calypsostranda. As the hitherto course of maritime processes indicates a gradual decrease in heat resources carried by Western Spitsbergen Current, one can deduce that air temperature in the region of Spitsbergen will drop in near future. That will probably lead to a decrease in thawing depth on Calypsostranda.

Differentiation in active layer thickness is dependent on local factors such as configuration, aspect of slopes, vegetation cover as well as kind and extent of water mobility in covers as it was reported earlier.

Key words: permafrost, active layer, air temperature, atmospheric circulation, sea surface temperature, Spitsbergen.