UNIWERSYTET MARII CURIE-SKŁODOWSKIEJ
Instytut Nauk o Ziemi w Lublinie
Polskie Towarzystwo Geograficzne Oddział Lublin
Klub Polarny PTG

Stan i zmiany środowiska przyrodniczego północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen) w warunkach zmian klimatu i antropopresji

XX lat badań polarnych Instytutu Nauk o Ziemi
Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej na Spitsbergenie

UNIWERSYTET MARII CURIE-SKŁODOWSKIEJ
Instytut Nauk o Ziemi w Lublinie
Polskie Towarzystwo Geograficzne Oddział Lubelski
Klub Polarny PTG

STAN I ZMIANY ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO PÓŁNOCNO-ZACHODNIEJ CZĘŚCI ZIEMI WEDELA JARLSBERGA (SPITSBERGEN) W WARUNKACH ZMIAN KLIMATU I ANTROPOPRESJI

XX lat badań polarnych Instytutu Nauk o Ziemi
Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej na Spitsbergenie

Pod redakcją:
Józefa Supersona i Piotra Zagórskiego

Lublin 2006

Zakład Geomorfologii
Instytut Nauk o Ziemi
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin

Komitet redakcyjny:
Urszula Cejko, Anna Tarasiuk, Jan Reder

Recenzenci:
Maria Łanczont, Józef Wojtanowicz

Skład:
Piotr Zagórski

Fotografia i projekt okładki:
Piotr Zagórski

Linoryty:
Zbigniew Jóźwik

Copyright © by Zakład Geomorfologii INoZ UMCS, Lublin 2006

Wydanie publikacji dofinansowane przez
Instytut Nauk o Ziemi UMCS

ISBN-10 83-923303-1-5
ISBN-13 978-83-923303-1-8

Druk:
Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej
Pl. Marii Curie-Skłodowskiej 5, 20-031 Lublin

Spis treści

Przedmowa 5

Józef SUPERSON
Badania polarne i peryglacjalne prof. dr hab. Kazimierza Pękali 7

Janina REPELEWSKA-PĘKALOWA, Stefan BARTOSZEWSKI
Dwadzieścia lat Wypraw Polarnych Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej na Spitsbergen 15

Janina REPELEWSKA-PĘKALOWA, Kazimierz PĘKALA
Rzeźba peryglacjalna rejonu Bellsundu (Spitsbergen) w aspekcie badań Wypraw Polarnych UMCS 25

Piotr ZAGÓRSKI, Marian HARASIMIUK, Waldemar JEZIERSKI
Ewolucja i współczesne wykształcenie wybrzeża NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen) 35

Jan REDER
Ewolucja stref marginalnych lodowców NW części Ziemi Wedela Jarlsberga 45

Stefan BARTOSZEWSKI, Andrzej GLUZA, Krzysztof SIWEK
Wybrane problemy kształtowania się warunków meteorologicznych i hydrologicznych NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen) 53

Jan RODZIK
Pokrywa śnieżna południowego obrzeżenia Bellsundu (Spitsbergen) 63

Zbigniew KLIMOWICZ, Jerzy MELKE
Badania polarne Zakładu Gleboznawstwa Instytutu Nauk o Ziemi UMCS w Lublinie 69

Zbigniew JÓŹWIK
Metale ciężkie w roślinach i bakterie glebowe w rejonie Bellsundu (Spitsbergen) 75

Florian ŚWIĘS
Aktualny stan badań geobotanicznych na południowo-zachodnim wybrzeżu Bellsundu (Ziemia Wedela Jarlsberga, Spitsbergen) 85

Informacje o autorach 90

Przedmowa

W murach naszej uczelni wielokrotnie gościliśmy Polarników zajmujących się badaniami i eksploracją obszarów Arktyki i Antarktyki. Tym razem spotkanie odbywa się z okazji XX-lecia badań polarnych Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej na Spitsbergenie. Organizatorem wypraw był Instytut Nauk o Ziemi przy współpracy z licznymi instytucjami naukowymi z Lublina, jak również z kraju i zagranicy. Podczas tych wypraw prowadzono kompleksowe badania środowiska geograficznego północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen).

Konferencja okolicznościowa, która jest dedykowana prof. dr hab. Kazimierzowi Pękali - seniorowi badań polarnych w ośrodku lubelskim - jest doskonałą okazją do zaprezentowania dorobku naukowego, powstałego na podstawie materiałów zebranych podczas osiemnastu wypraw polarnych w rejon Bellsundu. Prezentowane opracowania przedstawiają najważniejsze kierunki badań klimatycznych, geomorfologicznych, hydrologicznych, glacjologicznych, gleboznawczych, geochemicznych oraz botanicznych. Wyniki tych badań wskazują, że są one bardzo istotne, zarówno z punktu widzenia badań podstawowych, jak i praktyki. Jednocześnie, widoczna jest potrzeba ścisłej współpracy pomiędzy różnymi dziedzinami wiedzy oraz krajowymi i zagranicznymi ośrodkami naukowymi. Współczesne zmiany środowiska polarnego, zachodzące dynamicznie w warunkach oscylacji klimatu i wzmożonej antropopresji, są podstawą do szukania nowych form takiej współpracy. Temu celowi ma także służyć ta Konferencja.

Surowy, ale jednocześnie piękny krajobraz spitsbergeński inspiruje nie tylko naukowców, podróżników, turystów, ale także i artystów. Świadczą o tym liczne fotografie, zgromadzone przez uczestników prawie wszystkich wypraw oraz linoryty jednego z lubelskich polarników, zamieszczone w tej monografii oraz prezentowane na wystawie poświęconej jubileuszowi badań polarnych prowadzonych przez UMCS.

Komitet Organizacyjny

Zbigniew Jóźwik *linoryt 1987 [7 x 4,5]*

Józef SUPERSON

Badania polarne i peryglacjalne prof. dr hab. Kazimierza Pękali

Prof. dr hab. Kazimierz Pękala urodził się 28 sierpnia 1936 roku w Posiłku Nowodworskim koło Kurowa, w województwie lubelskim. Studia geograficzne rozpoczął w 1956 roku na Wydziale Biologii i Nauk o Ziemi UMCS. Jeszcze podczas studiów podjął pracę w Zakładzie Geografii Fizycznej UMCS, początkowo jako technik, a po uzyskaniu tytułu magistra w 1961 roku - na stanowisku asystenta. W Zakładzie tym Profesor pracował na stanowiskach: adiunkta, docenta i profesora zwyczajnego. W 1992 roku, prof. Pękala objął kierownictwo Zakładu Geomorfologii, nowo powstałej jednostki Instytutu Nauk o Ziemi UMCS. W Zakładzie tym pracuje obecnie.

Od początku swojej pracy naukowej wiele opracowań Profesora dotyczyło plejstoceńskich zjawisk peryglacjalnych w Polsce południowowschodniej (zał. 1). Uwieńczeniem tego okresu badań była obrona w 1969 roku pracy doktorskiej, pod tytułem *„Gołoborza i zjawiska pokrewne w Bieszczadach Zachodnich”,* której promotorem był prof. dr hab. Adam Malicki. Jednym z recenzentów pracy był prof. Alfred Jahn, który znając predyspozycje jej autora do pracy terenowej w warunkach górskich, zaproponował Mu uczestnictwo w Wyprawie Polarnej na Spitsbergen w 1973 roku, organizowanej przez Uniwersytet Wrocławski. Prace badawcze, prowadzone w rejonie Hornsundu, podczas tejże wrocławskiej Wyprawy, kierowanej przez doc. dr hab. Stanisława Baranowskiego, zaowocowały powstaniem rozprawy habilitacyjnej pod tytułem „*Rzeźba, współczesne procesy morfogenetyczne i utwory pokrywowe na nunatakach w rejonie Hornsundu”*. Rozprawa ta jest syntezą rozwoju rzeźby w specyficznych warunkach klimatycznych niwalnego piętra krajobrazowego.

Badania na Spitsbergenie prof. Pękala prowadził ponownie w 1980 roku, jako uczestnik Wyprawy Centralnej PAN. Dotyczyły one kartowania geomorfologicznego podniesionych teras morskich oraz stratygrafii i paleogeografii czwartorzędu rejonu Hornsundu.

Na trzecią wyprawę na Spitsbergen (Sørkappland), tym razem zorganizowaną przez Instytut Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego, pojechał prof. Kazimierz Pękala w 1983 roku. Pełnił on funkcję kierownika i opiekuna zespołu naukowego w zastępstwie prof. Zdzisława Czeppe. Podczas Wyprawy zajmował się głównie rzeźbą litoralną i osadami czwartorzędowymi. Podjęcie funkcji kierownika wyprawy ujawniło zdolności organiza-

cyjne Profesora, które bardzo przydały się nieco później, gdy udało się wcielić w życie plan włączenia ośrodka lubelskiego do grona instytucji prowadzących badania polarne.

Profesor Pękala wziął udział w organizacji wszystkich osiemnastu lubelskich wypraw UMCS na Spitsbergen, w rejon Bellsundu. W dwunastu wyprawach uczestniczył, a jedenastoma bezpośrednio kierował. Jego zdolności organizacyjne były szczególnie cenne podczas trzech pierwszych wypraw (1986, 1987 i 1988), podczas których, oprócz realizowania badań, należało doprowadzić do stanu używalności budynki po starej kopalni węgla kamiennego w osadzie Calypsobyen. Dzięki życzliwości Urzędu Gubernatora Svalbardu, stała się ona główną bazą Wypraw. Podczas pierwszej Wyprawy, zorganizowanej wspólnie z Instytutem Geologii Podstawowej Uniwersytetu Warszawskiego, wyremontowano ściany, podłogi, okna i dachy. Dzięki stałej trosce uczestników Wypraw i odpowiednich służb Urzędu Gubernatora budynki są w dobrym stanie i służą ciągle jako baza kolejnym Wyprawom Polarnym i zespołom innych wypraw współpracujących w badaniach (Repelewska-Pękalowa, Pękala 1999), stanowiąc równocześnie skansen budownictwa przemysłowego. Wyremontowano także domki traperskie w Klokke i dolinie Dunder, wykorzystywane jako podbazy Wypraw.

W czasie Wypraw Polarnych UMCS specjaliści reprezentujący różne dziedziny nauki prowadzili badania: meteorologiczno-klimatyczne, hydrologiczne, glacjologiczne, geologiczne, geomorfologiczne, glebowe, botaniczne, geochemiczne, archeologiczne oraz dotyczące ochrony środowiska. Koordynacja tych interdyscyplinarnych badań wymagała od Profesora bardzo dobrej wiedzy o środowisku polarnym i umiejętności współpracy naukowej.

Profesor Pękala prowadził badania dotyczące głównie rozwoju współczesnych procesów morfogenetycznych i rzeźby w warunkach peryglacjalnych, ze szczególnym uwzględnieniem reakcji wieloletniej zmarzliny na globalne i regionalne zmiany związane z narastającą antropopresją. Zajmował się również plejstoceńskim zlodowaceniem Spitsbergenu i stratygrafią osadów czwartorzędowych. Jest także współautorem kilku map geomorfologicznych i geologicznych zachodniego Spitsbergenu. Pokłosie tych badań stanowi kilkadziesiąt prac opublikowanych w czasopismach krajowych i zagranicznych (zał. 1).

Prof. Pękala uczestniczył w badaniach polarnych Spitsbergenu w ramach programów centralnych, resortowych i Komitetu Badań Naukowych. Były to:

1) CPBP 03.03.87: *„Osady czwartorzędowe południowego Spitsbergenu”* - jako kierownik zadań i członek zespołu koordynującego;
2) CPBP 03.03.89: *„Dynamika czynnej warstwy zmarzliny*” - kierownik tematu;
3) grant KBN nr 607119001: *„Geomorfologia, stratygrafia i paleogeografia czwartorzędu Ziemi Wedela Jarlsberga (Bellsund, Spitsbergen)”* - kierownik projektu;
4) Projekt promotorski nr 6 PO4 04319: *”Rozwoj rzeźby litoralnej północnozachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)”* - kierownik projektu - promotor pracy doktorskiej Piotra Zagórskiego;

5) Projekt KBN nr 6 104 04419: *"Funkcjonowanie geoekosystemów peryglacjalnych w warunkach zmian klimatu i antropopresji"* - kierownik projektu;
6) Projekt zamawiany PBZ-KBN-108/PO4/2004: *„Struktura, ewolucja i dynamika litosfery i biosfery w europejskim sektorze Arktyki oraz w Antarktyce"*. Kierownik projektu - prof. dr hab. Aleksander Guterch, temat 2c: *"Ewolucja kriosfery lądowej (lodowce, wieloletnia zmarzlina)"* - koordynator i główny wykonawca;
7) Projekt KBN nr 6PO4 03420: *„Hydrogeoklimatyczne uwarunkowania obiegu wody w wybranych geoekosystemach polarnych":* kierownik: prof. dr hab. Stefan Bartoszewski - główny wykonawca.

Prof. Pękala uczestniczył także w trzech Międzywydziałowych Wyprawach UMCS na Półwysep Kolski. Wyprawy te zorganizowano we współpracy naukowej z Instytutem Biologii Morza Rosyjskiej Akademii Nauk w Murmańsku. Współpraca ta dotyczyła między innymi morfogenezy peryglacjalnej na obszarze Wyżyny Murmańskiej i gór zrębowych Chibiny. Podczas tych wypraw obiektem zainteresowań Profesora były zjawiska peryglacjalne oraz procesy stokowe. Zajmował się także morenami niwalnymi i lodowcami kamienistymi w Chibinach, wyróżniając trzy fazy wzmożonej aktywności procesów peryglacjalnych w holocenie (Pękala 1998).

Prof. Pękala uczestniczył także w trzech polsko-mongolskich wyprawach fizyczno-geograficznych TRANSMONGOLIA w góry Changaj (1974 r.) i góry Chentej (1977, 1978). Podczas pierwszej z Wypraw, zainicjowanej i organizowanej przez Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Krakowie, w kooperacji z Instytutem Geografii i Zmarzliny Mongolskiej Akademii Nauk, zajmował się procesami morfoklimatycznymi oraz transformacją współczesnej rzeźby i wieloletniej zmarzliny w strefie stepu i lasostepu. Druga wyprawa (1977), kierowana przez doc. dr hab. T.Ziętarę, prowadziła badania w zachodniej i centralnej części gór Chentej, należącej do strefy tajgi. Profesor Pękala zajmował się tam zagadnieniem piętrowości współczesnych procesów geomorfologicznych, procesami mrozowymi oraz osadami eolicznymi. W roku 1978 prof. Pękala był organizatorem trzeciej wyprawy w góry Mongolii, kierując zespołem złożonym z naukowców UMCS oraz IG PAN w Krakowie. Badano strefę lasostepu w górnym dorzeczu Kerulenu. Rezultaty tych trzech wypraw zostały opublikowane (zał. 1).

Zaangażowanie prof. Kazimierza Pękali w badania środowiska polarnego i peryglacjalnego oraz zdolności organizacyjne zostały szybko zauważone i docenione w kraju i poza jego granicami. Reprezentuje on Polskę w International Permafrost Association, a także bierze czynny udział w przygotowaniu międzynarodowych programów badawczych związanych z Międzynarodowym Rokiem Polarnym 2007.

W krajowych organizacjach, instytucjach i towarzystwach pełni Profesor następujące funkcje:

- zastępcy Przewodniczącego Komitetu Badań Polarnych przy Prezydium PAN;

- przewodniczącego Komisji Zmarzlinoznawstwa Komitetu Badań Polarnych PAN;
- członka Komisji Wypraw Arktycznych Komitetu Badań Polarnych przy Prezydium PAN;
- przewodniczącego Komitetu Narodowego International Permafrost Association;

Był także przez trzy kadencje przewodniczącym Klubu Polarnego Polskiego Towarzystwa Geograficznego.

Profesor ma także osiągnięcia redakcyjne. Jest redaktorem specjalnej serii wydawniczej *„Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen"*, w której zamieszczone są prace stanowiące podsumowanie kolejnych wypraw polarnych UMCS. Jest członkiem Rady Redakcyjnej czasopism Komitetu Badań Polarnych PAN: *„Polish Polar Research"* i *„Biuletyn Polarny"* oraz organu Polskiego Towarzystwa Geograficznego *„Czasopismo Geograficzne"*.

Pod kierunkiem Prof. Pękali powstały trzy rozprawy doktorskie i jedna praca magisterska, traktujące o problemach strefy polarnej i peryglacjalnej. Ponadto Profesor był recenzentem kilkudziesięciu rozpraw habilitacyjnych i doktorskich oraz grantów i programów badawczych o tematyce polarnej.

Zał. 1. Spis publikacji prof. K.Pękali dotyczących badań peryglacjalnych i polarnych.

PĘKALA K., 1969: *Rumowiska skalne i współczesne procesy morfogenetyczne w Bieszczadach Zachodnich*. Annales UMCS, sec. B, 24, Lublin, 47-98.

PĘKALA K., 1970: *Gołoborza i zjawiska pokrewne w Bieszczadach Zachodnich*. Dokumentacja Geograficzna IG PAN, 22-23.

PĘKALA K., 1970: *Rumowiska skalne i współczesne procesy morfogenetyczne w Bieszczadach Zachodnich*. Ogólnopolski Zjazd PTG w Rzeszowie, 23-82.

PĘKALA K., 1971: *The development of block fields in the Western Bieszczady Mts*. Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, 5, 191-198.

PĘKALA K., 1974: *Wietrzenie i pokrywy nunataków w rejonie Hornsundu (SW Spitsbergen)*. Polskie Wyprawy na Spitsbergen 1972 i 1973, Wrocław, 73-80.

BABIŃSKI Z., PĘKALA K., 1976: *Obserwacje nad wieloletnią zmarzliną w kotlinie Bajan-Nuurin Chotnor (Mongolia)*. Annales UMCS, sec. B, 30/31, Lublin, 1-17.

LOMBORINCHEN R., MORAWSKI J., PĘKALA K., 1976: *Charakterystyka piasków eolicznych z Doliny Jezior i południowego skłonu Changaju (Mongolia)*. Annales UMCS, sec. B, 30/31, Lublin, 19-35.

MORAWSKI J., PĘKALA K., 1977: *Piaski eoliczne z centralnej Mongolii w świetle badań granulometrycznych i mineralogicznych*. Folia Soc. Sci. Lublin, 19, Geogr., 2, 55-62.

KOWALKOWSKI A., PĘKALA K., STARKEL L., 1977: *The role of climate and man's interference in shaping the relief and soils of the southern slope of Khangai Mountains*. Folia Quaternaria, 49, 115-144.

PĘKALA K., ZIĘTARA T., 1977: *Concerning the yearly and monthly balance of recent morphogenetic processes in the Sant Valley*. Bull. Acad. Pol. Sci, Sc, ser. Sc. Terre, 25, 149-158.

PĘKALA K., 1978: *Terasy krioplanacyjne południowego Changaju (Mongolia)*. Annales UMCS, sec. B, 32/33, Lublin, 89-101.

PĘKALA K., 1979: *Mongolsko-Polska ekspedycja fizyczno-geograficzna "TRANSMONGOLIA 1978"*. Informator UMCS, 1, 3-4.

PĘKALA K., 1980: *Rzeźba, współczesne procesy morfogenetyczne i utwory pokrywowe na nunatakach w rejonie Hornsundu (SW Spitsbergen)*. Rozprawa habilitacyjna, UMCS, Lublin.

PĘKALA K., 1980: *Morphogenetic processes and cover deposits of nunataks in the Hornsund area (SW Spitsbergen)*. Polish Polar Research, 1, 9-44.

PĘKALA K., 1980: *Periglacial phenomena in the Baga-Khentei Mountain Range*. Bull. Acad. Pol. Sci., ser. Sc. Terre, 28, 131-138.
DŻUŁYŃSKI S., PĘKALA K., 1980: *Bog cirques and solifluction valleys in granitic rocks*. Zeitschrift für Geomorphologie, 24, 219-235.
MALARZ R., PĘKALA K., 1980: *Utwory pyłowe Kotliny Batsumber i doliny Sugnugurin-goł*. Prace Geograficzne WSP, Kraków, 8, 29-37.
PĘKALA K., ZIĘTARA T., 1980: *Present-day slope modelling in the Southern Khangai Mountains*. Prace IG PAN, 136, 52-64.
PĘKALA K., ZIĘTARA T., 1980: *Procesy mrozowe w dnach dolin dorzecza Sugnugurin-goł*. Prace Geograficzne WSP Kraków, 8, 83-94.
PĘKALA K., ZIĘTARA T., 1980: *Piętrowość współczesnych procesów geomorfologicznych w dorzeczu Sugnugurin-goł*. Prace Geograficzne WSP, Kraków, 8, 131-152.
BARANOWSKI S., PĘKALA K., 1982: *Nival-eolian processes in the tundra area and in the nunatak zone of the Hans and Werenskiold Glaciers (SW Spitsbergen)*. Acta Univ. Wratisl., 525, 11-27.
PĘKALA K., 1983: *Udział lubelskiego ośrodka naukowego w badaniach krajów polarnych*. X Sympozjum Polarne, Toruń, 59-60.
LINDNER L., MARKS L., PĘKALA K., 1983: *Quaternary glaciations of Southern Spitsbergen and their corellation with Scandinavian Glaciations of Poland*. Acta Geologica Polonica, 33, 169-182.
PĘKALA K., 1984: *Present morphogenetic processes in periglacial zone of Wedel Jarlsberg Land, South-Western Spitsbergen*. Annales UMCS, sec. B, 39, Lublin, 149-171.
LINDNER L., MARKS L., PĘKALA K.,1984: *Late Quaternary glacial episodes in the Hornsund Region of Spitsbergen*. Boreas, 13, Oslo, 35-47.
LINDNER L., MARKS L., OSTAFICZUK S., PĘKALA K., 1984: *Method of a photogeologic analysis of glacier forefields in South Spitsbergen, Norway*. Sympozjum "Spitsbergen'84", Dziekanów Leśny, 19-20.
Mapa "Hornsund-Spitsbergen Geomorphology" 1:75 000 - współudział w opracowaniu, [red.] M. Puliny, Uniwersytet Śląski, 1984.
PĘKALA K., LINDNER L., MARKS L., SZCZĘSNY R., 1985: *Evolution of the interlobal zone of the Torell Glacier (Torellbreen), Spitsbergen*. Annales UMCS, sec. B, 40, Lublin, 1-19.
LINDNER L., MARKS L., OSTAFICZUK S., PĘKALA K., SZCZĘSNY R., 1985: *Application of photogeological mapping to studies of glacial history of South Spitsbergen.* Earth Surface Processes and Landforms, 10, England, 427-436.
SZCZĘSNY R., LINDNER L., MARKS L., PĘKALA K., *Photogeological Map of the Interlobal Zone of Torellbreen (Spitsbergen)*, Sheet 4, Scale 1:10 000. Wyd. Geologiczne, Warszawa.
LINDNER L., MARKS L., PĘKALA K., 1986: *Outline of Quaternary chronostratigraphy of the Northern Areas*. Bull. Pol. Acad. of Sc., Earth Sciences, 34, 4 (INQUA-1987, Canada), 427-436.
MARKS L., PĘKALA K., 1986: *New datings of Quaternary sediments from Bogstranda and Treskelen, South Spitsbergen*. Bull. Pol. Acad. of Sc. Earth Sciences, 34, 4, (INQUA-1987, Canada), 419-425.
PĘKALA K., 1987: *Rzeźba i utwory czwartorzędowe przedpola lodowców Scotta i Renarda (Spitsbergen)*. XIV Sympozjum Polarne, Lublin, 84-87.
PĘKALA K., 1987: *Wyprawy geograficzne Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej na Spitsbergen w latach 1986-1988*. XIV Sympozjum Polarne, Lublin, 272-273.
PĘKALA K., 1987: *Report of investigations made during 87 summer season in the South Bellsund Area.* Svalbard Geological Field, Symposium 1987, Norsk Polar Institutt, Oslo.
LINDNER L., MARKS L., PĘKALA K., 1987: *Quaternary glaciations and interglacials of South Spitsbergen*. International Union of Quaternary Research, XII Congress Canada, 212-212.
LINDNER L., MARKS L., PĘKALA K., 1987: *Quaternary stratigraphy of South Spitsbergen*. Polar Research, 5, Oslo, 273-274.
PĘKALA K., WOJTANOWICZ J., 1987: *Współczesne procesy eoliczne w obszarach arktycznych i subarktycznych*. XIV Sympozjum Polarne, Lublin, 38-44.
REPELEWSKA-PĘKALOWA J., PĘKALA K., WOJCIECHOWSKI K., 1987: *Formy typu pingo w Chamberlindalen i na Hornsundneset (Spitsbergen)*. XIV Sympozjum Polarne, Lublin, 106-107.

SZCZĘSNY R., DZIERŻEK J., HARASIMIUK M., NITYCHORUK J. PĘKALA K., REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 1987: *Mapa rzeźby przedpola lodowców Scotta, Renarda, Blomli (NW Ziemia Wedela Jarlsberga, Spitsbergen) w skali 1:10 000*. Komentarz do posteru. XIV Sympozjum Polarne, Lublin, 277.

PĘKALA K.,1988: *II Wyprawa Geograficzna Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej na Spitsbergen w 1987 r*. XV Sympozjum Polarne, Wrocław, 383-386.

PĘKALA K., REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 1988: *Główne rysy rzeźby i osady czwartorzędowe doliny Chamberlin (Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 161-172.

PĘKALA K., REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 1988: W*spółczesne procesy morfogenetyczne w rejonie fiordu Recherche (Zachodni Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 149-160.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., GLUZA A., PĘKALA K., 1988: *Wpływ lokalnych czynników na miąższość i termikę czynnej warstwy zmarzliny na Calypsostrandzie (Rejon Bellsundu, Zachodni Spitsbergen)*. XV Sympozjum Polarne, Wrocław, 263-270.

PĘKALA K., 1989: *Utwory czwartorzędowe lodowca Hansa w Hornsundzie (Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 191-204.

PĘKALA K., REDER J., 1989: *Rzeźba i osady czwartorzędowe Dyrstaddalen i Lognedalen*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 159-161.

SZCZĘSNY R., DZIERŻEK J., HARASIMIUK M., NITYCHORUK J., PĘKALA K., REPELEWSKA-PĘKALOWA J.,1989: *Photogeological Map of the Renardbreen, Scottbreen and Blomlibreen forefield (Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen) 1:10 000*, Wyd. Geolog., Warszawa.

PĘKALA K., REPELEWSKA-PĘKALOWA 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.

REPELEWSKA-PĘKALOWA j., PĘKALA K., 1991: *Periglacial morphogenesis of the coastal plains of Recherche Fiord (Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 45-56.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., PĘKALA K., 1992: *Solifluction processes at Recherchefjorden region, Spitsbergen*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 73-79.

PĘKALA K., REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 1993: *Solifluction and related processes in the mountains of Central Asia (Mongolia)*. Paläoklimaforschung 11, Special Issue: ESF Project "European Paleoclimeta and Man", 6, Mainz, 87-101.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., PĘKALA K., 1993: *The influence of local factors on solifluction rates, Spitsbergen, Svalbard*. Paläoklimaforschung, 11, Special Issue: ESF Project "European Palaeoclimate and Man", 6, Mainz, 251-266.

PĘKALA K., 1994: *Development of relief affected by contemporary morphogenetic processes in the Dalnye Zelentsy region (Kola Peninsula)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 87-92.

JASINSKI M.E., PĘKALA K., 1994: *The Svarthameren archaeological site complex at Robert River, Recherchefjorden*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 21-26.

PĘKALA K., 1994: *XX Sympozjum Polarne „Środowisko polarne i jego zmiany pod wpływem antropopresji", Lublin 3-5 czerwca 1993*. Biuletyn Polarny, 2, 43-44.

PĘKALA K., 1995: *XXI Polar Symposium, Warsaw, September 1994*. Polish Polar Research, 16,1-2, 105-106.

PĘKALA K., 1995: *Sesja Polarna Instytutu Nauk o Ziemi UMCS „Problemy współczesnej i plejstoceńskiej strefy peryglacjalnej", Lublin grudzień 1995*. Biuletyn Polarny, 4, Kraków-Lublin, 38-39.

PĘKALA K., REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 1996: *Quaternary stratigraphy and paleogeography of Wedel Jarlsberg Land in the southern region of Bellsund (Spitsbergen, Svalbard)*. Materiały Sympozjum. „Rzeźba i osady czwartorzędowe obszarów współczesnego zlodowacenia półkuli północnej". UAM, Poznań.

PĘKALA K., HARASIMIUK M., 1996: *Zjawiska peryglacjalne w Chibinach (Półwysep Kola)*. Materiały Sesji Polarnej INoZ UMCS „Dynamika środowiska polarnego", Lublin, 33-34.

GOLISZEK M., PĘKALA K., 1996: *The development of contemporaneous slope processes in the Dalnye Zelentsy region (Kola Peninsula)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 147-152.

JASINSKI M.E., REPELEWSKA-PĘKALOWA J., PĘKALA K., 1996: *The role of archaeological localities in the estimation of geomorphological processes in Recherche Fjord coastal zone (Bellsund, Spitsbergen, Svalbard).* International Conference „Barents, Spitsbergen, Arctic", Barentsburg.

PĘKALA K., 1997: *Periglacial phenomena in the Khibiny Mts. (the Kola Peninsula).* Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 147-155.

PĘKALA K., 1997: *Lodowce kamieniste i moreny niwalne w Chibinach (Półwysep Kola).* Materiały Sesji Polarnej INoZ UMCS „Rzeźba, współczesne procesy morfogenetyczne i problemy zmian środowiska obszarów polarnych", Lublin, 64.

PĘKALA K., REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 1997: *Ten years of the Polish Expeditions of Maria Curie-Skłodowska University, Lublin.* Information and bibliography. Spitsbergen Geographical Expeditions, UMCS, Lublin, 9-32.

JASINSKI M.E., REPELEWSKA-PĘKALOWA J., PĘKALA K., 1997: *The role of archaeological localities in the estimation of geodynamic processes of Recherche Fjord coastal zone (Bellsund, Spitsbergen, Svalbard).* Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 101-106.

PĘKALA K., 1998: *Nival moraines and rock glaciers in the Khibiny Mts. (The Kola Peninsula).* Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 137-142.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., PĘKALA K. 1998: *Polish geomorphological researches on Spitsbergen.* IV Conference of Polish Geomorphologists „Relief, Quaternary palaeogeography ane changes of the Polar environment", Polar Session II, Spitsbergen Geographical Expeditions, UMCS, Lublin, 277-280.

PĘKALA K., STANKOWSKI W., 1999: *A brief history of the Polar Club of the Polish Geographical Society.* Polish Polar Studies, 26th International Polar Symposium, UMCS Lublin, 15-19.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., PĘKALA K., 1999: *Jak powstała baza lubelskich wypraw spitsbergeńskich.* Komisja Historii i Dokumentacji Badań Polarnych Komitetu Badań Polarnych PAN, Biuletyn Polarny, 7, 81-85.

PĘKALA K., 2000: *Polskie badania polarne w obszarach polarnych (stan i perspektywy).* V Zjazd Geomorfologów Polskich „Dorobek i pozycja polskiej geomorfologii u progu XXI wieku", UMK, Toruń, 98-100.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., PĘKALA K., 2003: *Spatial and temporal variation in active layer thickness, Calypsostranda, Spitsbergen.* Proceedings of VIII International Conference on Permafrost, Zurich, 2, 941-945.

PĘKALA K., REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 2004: *Formy typu pingo w rejonie Południowego Bellsundu (Spitsbergen).* XXX Międzynarodowe Sympozjum Polarne, Streszczenia wystąpień, Gdynia, 138-141.

PĘKALA K., REPELEWSKA-PĘKALOWA J. 2004: *Formy typu pingo w rejonie Południowego Bellsundu (Spitsbergen).* Polish Polar Studies, XXX Międzynarodowe Sympozjum Polarn, Gdynia, 293-305.

PĘKALA K., REPELEWSKA-PĘKALOWA J. 2004: *Procesy soliflukcji w strefie obrzeżenia fiordu Recherche (Spitsbergen).* XXX Międzynarodowe Sympozjum Polarne, streszczenia wystąpień, Gdynia, 142-144.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., PĘKALA K., 2004: *Procesy soliflukcji w strefie obrzeżenia fiordu Recherche (Spitsbergen).* Polish Polar Studies, XXX Międzynarodowe Sympozjum Polarn, Gdynia, 321-331.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., PĘKALA K., 2004: *Active layer dynamics at Calypsostranda CALM Site, Recherche Fiord Region, Spitsbergen.* Polar Geography, V.H.Winston & Son, Inc. USA, 28, 4, 326-340.

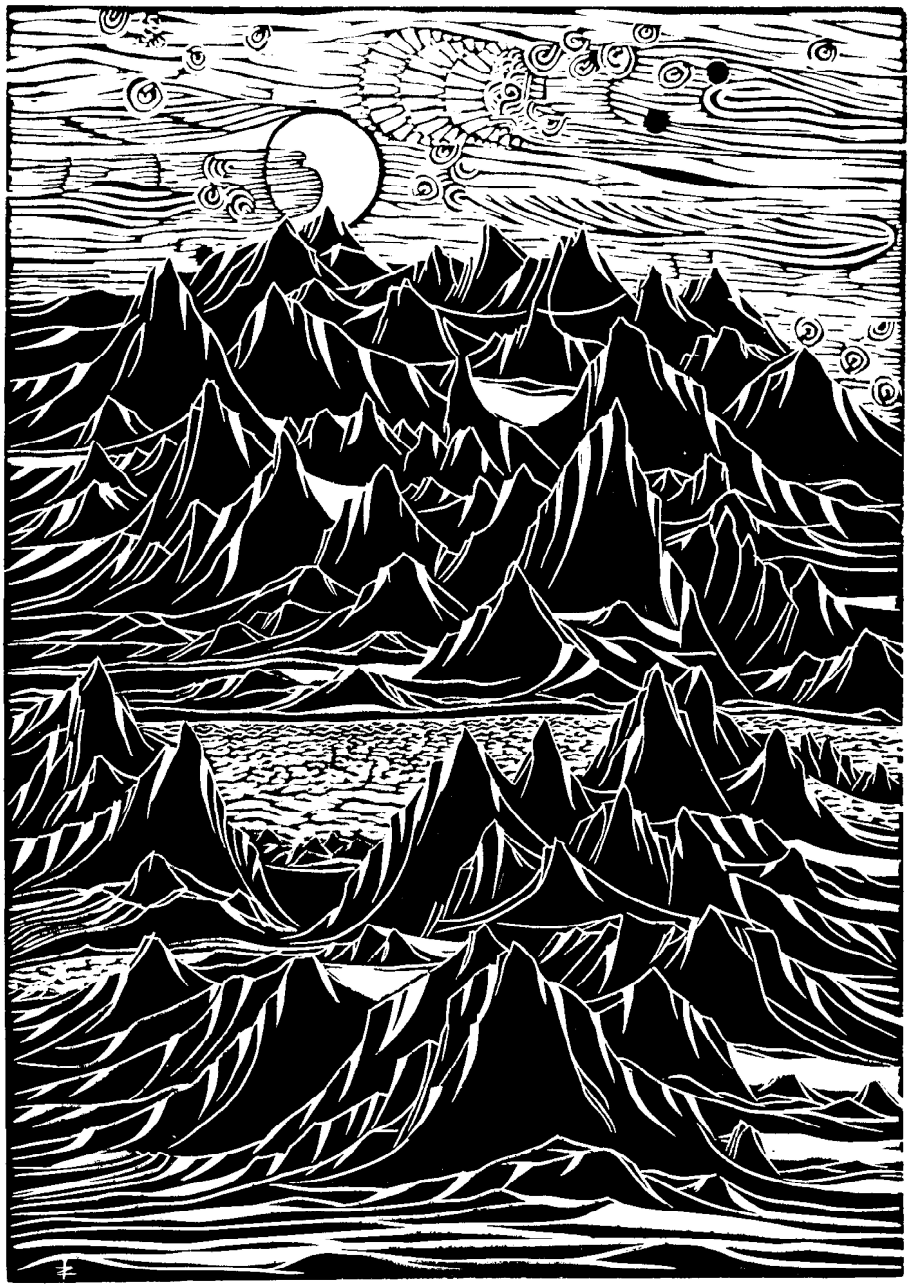
PĘKALA K., REPELEWSKA-PĘKALOWA J. 2005: *Pingos in the north-west part of Wedel Jarlsberg Land (Spitsbergen).* Terra Nostra. 2nd European Conference on Permafrost. June 12-June 16, 2005 Potsdam (Germany), Programme and Abstracts, [ed.]T.Kuhnke, 75.

W bazie w Calypso - 1995 (fot. J.Repelewska-Pękalowa)

Calypsostranda - 2005 (fot. J.Repelewska-Pękalowa)

Przed bazą w Calypso - 1986 (fot. A.Gluza)

Przed bazą w Calypso - 2005 (fot. P.Zagórski)



Zbigniew Jóźwik *Spitsbergen II*
linoryt 1989 [33 x 24]

Janina REPELEWSKA-PĘKALOWA
Stefan BARTOSZEWSKI

Dwadzieścia lat Wypraw Polarnych Uniwersytetu Marii Curie - Skłodowskiej na Spitsbergen

WSTĘP

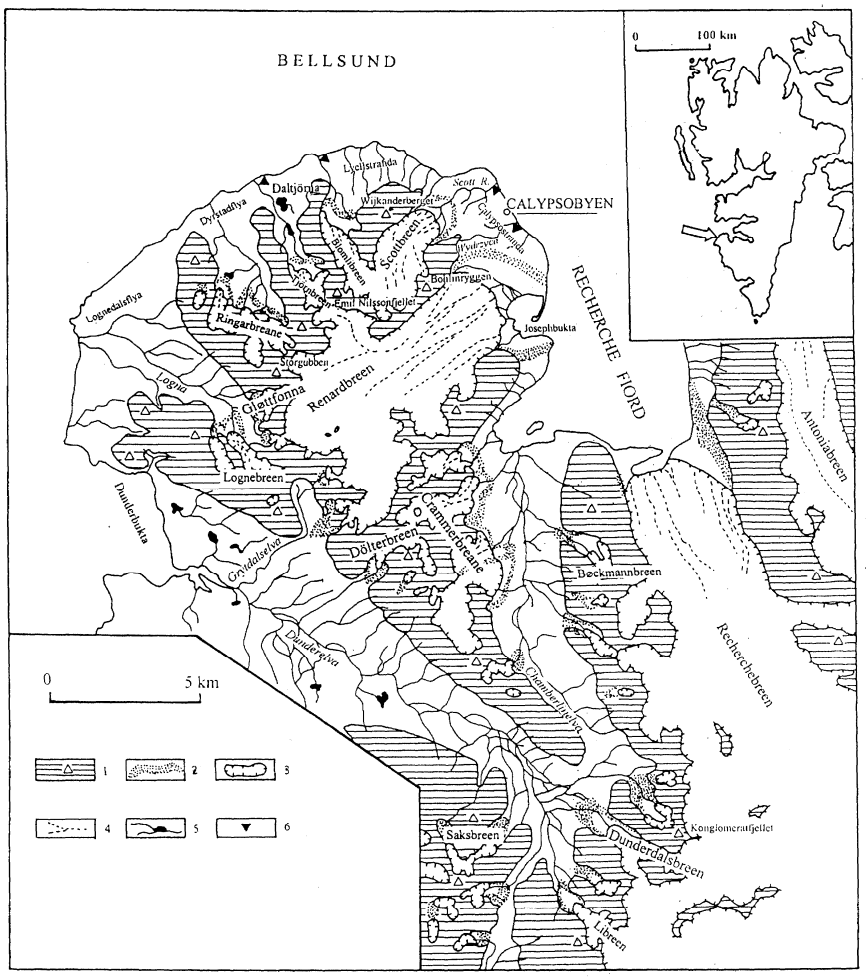
Badania Spitsbergenu, prowadzone przez polskie ekspedycje naukowe, trwają od ponad 70 lat. Po drugiej wojnie światowej, w związku z udziałem Polski w badaniach podjętych w ramach Międzynarodowego Roku Geofizycznego, nastąpiła zmiana charakteru badań z ekspedycyjnego na stacjonarny. Ich podstawą stały się stacje naukowe funkcjonujące stale lub sezonowo. Pierwsza i najważniejsza z nich powstała w południowej części wyspy w rejonie fiordu Hornsund. Jest ona własnością Polskiej Akademii Nauk. Stacja w Hornsundzie odegrała wyjątkową rolę w tworzeniu polskiego programu badań Arktyki i stała się kuźnią kadr naukowych w dziedzinie polarystyki. W roku 1973 badania geomorfologiczne nunataków w rejonie Hornsundu prowadził dr Kazimierz Pękala. Jego osobiste zaangażowanie, wyjątkowe talenty organizacyjne oraz doświadczenie badawcze sprawiły, że nasz Uniwersytet w 1986 roku dołączył do grona polskich ośrodków naukowych prowadzących badania na Spitsbergenie.

W bieżącym roku minęło dwadzieścia lat od pierwszej Wyprawy Polarnej Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, której inicjatorem i kierownikiem był prof. Kazimierz Pękala. Wyprawę tę zorganizowano przy współpracy z Instytutem Geologii Podstawowej Uniwersytetu Warszawskiego. W latach 1986-2006 odbyło się 18 wypraw, w których wzięło udział 51 osób z polskich i zagranicznych instytucji naukowych (zał. 1).

OBSZAR I PROBLEMATYKA BADAŃ

Obszarem badań lubelskich wypraw na Spitsbergen jest NW część Ziemi Wedela Jarlsberga, sięgająca na północy do Bellsundu, a na południu do doliny Dunder. Teren ten zajmuje około 300 km^2 powierzchni (ryc. 1). O wyborze tego obszaru zadecydowało szereg czynników, przede wszystkim stopień znajomości środowiska przyrodniczego, który był znacznie słabszy niż obszarów położonych na południu (rejon Hornsundu) i północy (Nordenskiöld Land). Ponadto, duże znaczenie miało również zróżnicowanie warunków naturalnych, zwłaszcza obecność różnej wielkości lodowców sta-

nowiących jeden z podstawowych obiektów badań naukowych, a także obszarów niezlodowaconych reprezentowanych przez grzbiety górskie, doliny różnej wielkości oraz równiny nadmorskie. Jedna z nich - Calypsostranda, o piaszczystej plaży i wybrzeżu bez szkierów, umożliwiała bezpieczny wyładunek ludzi i sprzętu. Również w przypadku wystąpienia złej pogody wyładunek był możliwy w osłoniętej i głębokiej zatoce Josephbukta. Na plażach Calypsostrandy występowały duże zasoby drewna dryftowego, co ułatwiało rozwiązanie problemów z opałem.



Ryc. 1. Północno-zachodnia część Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen): 1- masywy górskie, 2- moreny czołowe, 3- lodowce, 4- cieki supraglacjalne, 5- rzeki, 6- posterunki wodowskazowe, Calypsobyen - baza Wypraw UMCS.

W środkowej części Calypsostrandy, na wybrzeżu fiordu Recherche znajdowało się dawne osiedle górnicze londyńskiej firmy Northern Exploration z 1905 roku, składające się z kilku budynków. Miejsce to, za zgodą Gubernatora Svalbardu i w porozumieniu z Norweskim Instytutem Polar-

nym, stało się bazą kolejnych wypraw naukowych UMCS. Położenie określają współrzędne geograficzne: $\phi = 77° 33' 29{,}5''$ N, $\lambda = 14° 30' 46{,}6''$ E.

Głównym budynkiem stał się dawny barak mieszkalny, dogodnie zlokalizowany na plaży, u podnóża terasy o wysokości 20 m n.p.m. W sąsiedztwie znajdowało się niewielkie źródło zasilane wodami z tajania zmarzliny, funkcjonujące w okresie polarnego lata.

W 1986 roku zabudowania w Calypsobyen były silnie zdewastowane: dachy nie zapewniające ochrony przed deszczem, część okien bez szyb, dziury w ścianach i podłogach. Uczestnicy pierwszej wyprawy dokonali gruntownego remontu budynku mieszkalnego, a także zabezpieczyli przed niszczeniem pozostałe zabudowania osiedla. Prace remontowe kontynuowano w następnych latach, korzystając częściowo z pomocy udzielanej przez Urząd Gubernatora (Repelewska-Pękalowa, Pękala 1999).

Baza znajduje się obecnie w obrębie Parku Narodowego, co wymaga przestrzegania szeregu restrykcyjnych zarządzeń i ograniczeń dotyczących m.in. zakazu używania węgla, sposobów utylizacji odpadów, szczególnej ochrony miejsc lęgowych ptaków. Osiedle Calypsobyen ma status skansenu, a istniejące tam wartości kulturowe wymagają szczególnej ochrony.

Badania realizowane podczas poszczególnych wypraw miały charakter kompleksowy i interdyscyplinarny obejmując takie dziedziny nauki jak: geomorfologia, geologia, gleboznawstwo, hydrologia, klimatologia i meteorologia, ochrona środowiska, botanika oraz biochemia i radiochemia (Repelewska-Pękalowa, Pękala 1997).

Główne tematy badawcze dotyczyły paleogeografii i stratygrafii czwartorzędu, współczesnych procesów morfogenetycznych (glacjalnych, fluwialnych, morskich i peryglacjalnych), termiki i dynamiki czynnej warstwy zmarzliny, warunków pogodowych, topoklimatycznych, dynamiki odpływu rzecznego, rozwoju i cech fizyczno-chemicznych gleb arktycznych, składu florystycznego i aktywności biologicznej tundry, zanieczyszczeń antropogenicznych (pochodzenia organicznego i nieorganicznego oraz radiochemicznych), metali ciężkich. Odrębnym problemem badawczym były zagadnienia związane z działalnością człowieka w minionych wiekach. Rejon Bellsundu należy do tych obszarów, które odegrały znaczącą rolę w trwającym około 200 lat okresie intensywnego wielorybnictwa na wodach archipelagu Svalbard. Badania archeologiczne, związane z okresem XVII i XVIII stulecia, kontynuowano w kooperacji z Instytutem Archeologii Uniwersytetu w Trondheim oraz Instytutem Archeologii Rosyjskiej Akademii Nauk w Moskwie.

Czas realizacji badań terenowych w poszczególnych latach był limitowany przez warunki logistyczne związane z możliwościami dowozu ludzi i sprzętu. Wszystkie wyprawy odbywały się w ciepłej porze roku, obejmując okres od pierwszej dekady czerwca do trzeciej dekady października. Transport uczestników poszczególnych wypraw odbywał się drogą lotniczą na trasie Warszawa-Longyearbyen, początkowo przez Moskwę, a od roku 1991 przez Oslo. Ostatni odcinek podróży do Calypsobyen wymagał korzystania z helikopterów lub statków.

Zakres prac oraz szczegółowe zadania badawcze podczas kolejnych wypraw były związane z tematyką grantów promotorskich i zwykłych Komitetu Badań Naukowych oraz problematyką realizowanych prac magisterskich, doktorskich i habilitacyjnych. Finansowanie odbywało się głównie przez środki pochodzące z grantów oraz przy wsparciu UMCS.

Realizacja badań naukowych zaowocowała nawiązaniem kontaktów naukowych i współpracą ze znaczącymi ośrodkami badań polarnych. Wyrazem tego było między innymi zaproponowanie w 1997 roku przez *International Permafrost Association* (IPA) uczestnictwa w międzynarodowym monitoringu czynnej warstwy zmarzliny CALM (*Circumpolar Active Layer Monitoring)*, włączenie wyników do bazy danych (*Circumpolar Active-Layer Permafrost System, National Snow and Ice Data Center - CAPS)* w Boulder, Colorado oraz rozpowszechnienie w postaci CD ROM, przygotowanych na kongresy IPA w Kanadzie (Yellowknife - 1998) i Szwajcarii (Zurych - 2003).

Wyniki badań prowadzonych w okresie 1986-2005 na Spitsbergenie prezentowano na konferencjach krajowych i zagranicznych, między innymi na: V International Conference on Permafrost - Trondheim 1988, VI International Conference on Permafrost - Pekin 1993, „Barents-Spitsbergen-Arctika" - Norwegia 1996, „*Circumpolar Active Layer Monitoring*" - USA 2002 oraz VIII International Conference on Permafrost - Zurych 2003 i European Conference on Permafrost-Poczdam 2005. Pokłosie Wypraw Polarnych stanowi ponad 300 prac naukowych opublikowanych w renomowanych czasopismach krajowych i zagranicznych (Zagórski 1998, Bibliography of Polish Research). Wiele z nich znalazło się w tomach specjalnego wydawnictwa UMCS „Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen" ukazującego się od 1987 roku.

Na szczególną uwagę zasługuje udział lubelskich polarników w dorocznych Sympozjach Polarnych Klubu Polarnego PTG. Należy przypomnieć, że trzykrotnie odbyły się one w Lublinie (1987, 1993, 1999). Także wielokrotnie organizowane były w Lublinie Sesje Polarne.

Uczestnicy poszczególnych wypraw brali czynny udział w popularyzacji wiedzy o problemach strefy polarnej, prowadząc zajęcia kursowe, wygłaszając pogadanki, wykłady i referaty oraz udzielając wywiadów. Warta odnotowania jest działalność artystyczna członków Wypraw, inspirowana pięknem surowej, arktycznej przyrody. Ich prace (Zbigniew Jóźwik - grafika, Jan Magierski i Wojciech Zgłobicki - fotografia artystyczna) - były wielokrotnie prezentowane na wystawach (Repelewska -Pękalowa 1995).

LITERATURA

BARTOSZEWSKI S., 2002: *XV Wyprawa Geograficzna UMCS na Spitsbergen*. Biuletyn Polarny, 9-10, Kraków-Lublin, 12-15.

BARTOSZEWSKI S., 2003: *XVI Wyprawa Geograficzna Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej na Spitsbergen*. Biuletyn Polarny, 11, Kraków-Lublin, 40-42.

BARTOSZEWSKI S., 2006: *XVII Wyprawa Geograficzna UMCS na Spitsbergen*. Biuletyn Polarny, 12-13, Kraków, 46-49.

Bibliography of Polish Research in Spitsbergen Archipelago. Part I 1930-1996. S.M. Zalewski (ed.), Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences, M-23 (314), Warszawa, 2000.

BILIK A., 1995: *IX Wyprawa Polarna UMCS na Spitsbergen w 1994 roku*. Biuletyn Polarny, 3, Kraków-Lublin, 1995.

PĘKALA K., 1987: *II Wyprawa Geograficzna Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej na Spitsbergen w 1987 r*. XV Sympozjum Polarne, Wrocław**,** 382-385.

PĘKALA K., 1997: *Wyprawy geograficzne Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej na Spitsbergen w latach 1986-1988*. XIV Sympozjum Polarne, Lublin, 272-273.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J, 1992: *Scientific results of Polar Expedition of Maria Curie-Skłodowska University in Lublin, 1986-1991*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 197-208.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 1993: *V Wyprawa Geograficzna Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej na Spitsbergen w 1990 r*. Biuletyn Polarny, 1, Lublin-Kraków, 21- 22.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 1994a: *Wyprawy polarne Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w latach 1991-1992*. Biuletyn Polarny, 2, Kraków-Lublin, 30-33.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 1994b: V*III Wyprawa Polarna UMCS na Spitsbergen w 1993 roku*. Biuletyn Polarny, 2, Kraków-Lublin, 33-35.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 1995: *Wyprawy na Spitsbergen*. [w:] Księga Pamiątkowa Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Lublin, 474-475.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 1996: *X Wyprawa Polarna UMCS na Spitsbergen*. Biuletyn Polarny, 4, Kraków-Lublin, 6-8.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 1997: *XI Wyprawa UMCS na Spitsbergen*. Biuletyn Polarny, 5, 33-34.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 2000: *XIV Wyprawa Polarna UMCS na Spitsbergen*. Biuletyn Polarny, 8, 12-15.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 2004: *Wyprawy polarne UMCS*. [w:] Wydział Biologii i Nauk o Ziemi Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie w latach 1995-2004, Lublin, 331-332.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., PĘKALA K., 1997: *Ten Years of the Polar Expeditions of Maria Curie-Skłodowska University, Lublin, Information and Bibliography*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 9-32.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., PĘKALA K., 1999: *Jak powstała baza lubelskich wypraw spitsbergeńskich*. Biuletyn Polarny, 7, Kraków-Lublin, 81-85.

ZAGÓRSKI P., 1998: *Spitsbergen Bibliography: Geomorphology, Glaciology and Quaternary Geology*. IV Conference of Polish Geomorphologists, Spitsbergen Geographical Expeditions. Lublin, 281-314.

ZAGÓRSKI P., 1999: *XII Wyprawa polarna UMCS na Spitsbergen*. Biuletyn Polarny, 7, Kraków-Lublin, 23-24.

ZAGÓRSKI P., 2000: *XIII Wyprawa Polarna Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej na Spitsbergen*. Biuletyn Polarny, 8, Kraków-Lublin, 11-12.

Zał. 1. Uczestnicy lubelskich wypraw na Spitsbergen w latach 1986-2006.

I WYPRAWA: 24.06. - 13.09. 1986 r.
Kazimierz PĘKALA- kierownik, geomorfolog, UMCS
Stefan BARTOSZEWSKI- hydrolog, UMCS
Jan DZIERŻEK- geolog, Uniw. Warsz.
Krzysztof DĄBROWSKI- radiooperator
Andrzej GLUZA- meteorolog, UMCS
Marian HARASIMIUK- geomorfolog, UMCS
Zbigniew KLIMOWICZ- gleboznawca, UMCS
Jerzy NITYCHORUK- geolog, Uniw. Warsz.
Janina REPELEWSKA-PĘKALOWA- geomorfolog, UMCS
Jan RODZIK- geomorfolog, UMCS
Anna RZĘTKOWSKA- botanik, Uniw. Warsz.
Eugeniusz RYŻYK- meteorolog, UMCS
Ryszard SZCZĘSNY- geolog, Uniw. Warsz.
Stanisław UZIAK- gleboznawca, UMCS

II WYPRAWA: 7. 06. - 28.08. 1987 r.
Kazimierz PĘKALA- kierownik, geomorfolog, UMCS
Stefan BARTOSZEWSKI- hydrolog, UMCS
Krzysztof DĄBROWSKI- radiooperator
Andrzej GLUZA- meteorolog, UMCS
Waldemar JEZIERSKI- geomorfolog, UMCS
Zbigniew JÓŹWIK- biochemik, UMCS
Jerzy MELKE- gleboznawca, UMCS
Tadeusz MERTA- geolog, Uniw. Warsz.
Maria ŁANCZONT- geomorfolog, UMCS
Wojciech OZIMKOWSKI- geolog, Uniw. Warsz.
Jacek PIASECKI- klimatolog, Uniw. Wrocławski
Janina REPELEWSKA- PĘKALOWA- geomorfolog, UMCS
Jan RODZIK- geomorfolog, UMCS
Florian ŚWIĘS- botanik, UMCS

III WYPRAWA: 28.06. - 20.10. 1988 r.
Kazimierz PĘKALA- kierownik, geomorfolog, UMCS
Stefan BARTOSZEWSKI- hydrolog, UMCS
Roman CHLEBOWSKI- geolog, Uniw. Warsz.
Jacek CHODOROWSKI- gleboznawca, UMCS
Andrzej GLUZA- meteorolog, UMCS
Waldemar JEZIERSKI- geomorfolog, UMCS
Jacek KUBIAK- radiooperator
Jan MAGIERSKI- hydrochemik, AR Lublin
Jerzy MELKE- gleboznawca, UMCS
Jan REDER- archeolog, UMCS
Jan RODZIK- geomorfolog, UMCS
Florian ŚWIĘS, botanik, UMCS

IV WYPRAWA: 28.06. - 15.09. 1989 r.
Kazimierz PĘKALA- kierownik- geomorfolog, UMCS
Piotr CZABAN- meteorolog, UMCS
Zbigniew JÓŹWIK- biochemik, UMCS
Jan MAGIERSKI- hydrochemik, AR Lublin
Mariusz MARZEC- student geogr., Uniw. Gdański
Zdzisław MICHALCZYK- hydrolog,UMCS
Marek MIŚKIEWICZ- radiooperator
Jan REDER- archeolog, geomorfolog, UMCS
Janina REPELEWSKA-PĘKALOWA- geomorfolog, UMCS
Krzysztof SIWEK- klimatolog, UMCS
Józef WOJTANOWICZ- geomorfolog, UMCS

V WYPRAWA: 12.06. - 17.08. 1990 r.
Kazimierz PĘKALA- kierownik, geomorfolog UMCS
Stefan BARTOSZEWSKI- hydrolog, UMCS
Zbigniew KLIMOWICZ- gleboznawca, UMCS
Jan MAGIERSKI- hydrochemik, AR Lublin
Mariusz MARZEC- student geogr., Uniw. Gdański
Jerzy MELKE- gleboznawca, UMCS
Jan REDER- geomorfolog, UMCS
Marek RESZKA- radiochemik, UMCS
Krzysztof SIWEK- klimatolog, UMCS

VI WYPRAWA: 30.06. - 30.08 1991 r.
Kazimierz PĘKALA- kierownik, geomorfolog, UMCS
Waldemar JEZIERSKI- geomorfolog, UMCS
Marek E. JASINSKI- archeolog, Trømso Univ.
Zbigniew JÓŹWIK- biochemik, UMCS
Tadeusz KRÓL- geomorfolog, UMCS
Janina REPELEWSKA-PĘKALOWA- geomorfolog, UMCS
Wadim STARKOW- archeolog, RAN, Moskwa
Wladimir ZAWIAŁOW- archeolog, RAN, Moskwa
Eugenij ZIMIN- archeolog, RAN, Moskwa

VII WYPRAWA: 3.07. - 24.08. 1992 r.
Kazimierz PĘKALA- kierownik, geomorfolog- UMCS
Marian HARASIMIUK- geomorfolog, UMCS
Marek E.JASINSKI- archeolog, Trondheim Univ.
Waldemar JEZIERSKI- geomorfolog, UMCS
Tadeusz KRÓL-geomorfolog, UMCS
Jan REDER- geomorfolog, UMCS
Florian ŚWIĘS- botanik, UMCS
Wadim STARKOW- archeolog, RAN, Moskwa
Wladimir ZAWIAŁOW- archeolog, RAN, Moskwa
Eugenij ZIMIN- archeolog, RAN, Moskwa

VIII WYPRAWA: 1.07. - 30.08. 1993 r.
Kazimierz PĘKALA- kierownik, geomorfolog- UMCS
Stefan BARTOSZEWSKI- hydrolog, UMCS
Paweł CZUBLA- ochrona środowiska, UMCS
Leszek GAWRYSIAK- geomorfolog, UMCS
Marek E.JASINSKI- archeolog, Trondheim Univ.
Zbigniew JÓŹWIK- biochemik, UMCS
Zbigniew KLIMOWICZ- gleboznawca, UMCS
Janina REPELEWSKA-PĘKALOWA- geomorfolog, UMCS
Justyna WAROWNA- geolog, UMCS
Krzysztof ZYBAŁA- student geografii UMCS

IX WYPRAWA: 5.07. - 25.08. 1994 r.
Zbigniew KLIMOWICZ- kierownik, gleboznawca, UMCS
Jerzy BANAŚ- gleboznawca, UMCS
Anna BILIK- meteorolog, UMCS
Jan REDER- geomorfolog, UMCS
Wladimir ZAWIALOV- archeolog, RAN, Moskwa
Ewgenij ZIMIN- archeolog, RAN, Moskwa

X WYPRAWA: 28.06. - 23.08. 1995 r.
Kazimierz PĘKALA- kierownik, geomorfolog, UMCS
Wiktor DJERŻAWIN- archeolog, RAN, Moskwa
Marek E.JASINSKI- archeolog, Trondheim Univ.
Zbigniew JÓŹWIK- biochemik, UMCS
Janina REPELEWSKA-PĘKALOWA- geomorfolog, UMCS
Florian ŚWIĘS- botanik, UMCS
Piotr ZAGÓRSKI- geomorfolog, UMCS
Wladimir ZAWIAŁOW- archeolog, RAN, Moskwa

XI WYPRAWA: 30.06. - 10.08. 1996 r.
Kazimierz PĘKALA- kierownik, geomorfolog- UMCS
Marek E.JASINSKI- archeolog, Trondheim Univ.
Janina REPELEWSKA-PĘKALOWA- geomorfolog, UMCS
Wadim STARKOW- archeolog, RAN, Moskwa
Ewgenij ZIMIN- archeolog, RAN, Moskwa

XII WYPRAWA: 3.07. - 21.08. 1998 r.
Jerzy MELKE- kierownik, gleboznawca- UMCS
Piotr ZAGÓRSKI- geomorfolog, UMCS

XIII WYPRAWA: 1.07. - 27.08. 1999
Piotr ZAGÓRSKI- kierownik- geomorfolog, UMCS
Marcin KOZIEŁ- student geogr., UMCS
Jerzy MELKE- gleboznawca, UMCS
Krzysztof SIWEK- meteorolog, UMCS

XIV WYPRAWA: 27.06. - 24.08. 2000
Kazimierz PĘKALA- kierownik, geomorfolog- UMCS
Zbigniew JÓŹWIK- biochemik, UMCS
Janina REPELEWSKA-PĘKALOWA- geomorfolog, UMCS
Marcin SĘKOWSKI- geodeta- IGiK, Warszawa
Piotr ZAGÓRSKI- geomorfolog, UMCS

XV WYPRAWA: 22.06. - 1.09. 2001 r.
Stefan BARTOSZEWSKI- kierownik, hydrolog, UMCS
Andrzej GLUZA- meteorolog, UMCS
Jan MAGIERSKI- hydrochemik, AR, Lublin
Krzysztof SIWEK- meteorolog, UMCS

XVI WYPRAWA: 4.07. - 15.09. 2002 r.
Stefan BARTOSZEWSKI- kierownik, hydrolog, UMCS
Jacek CHODOROWSKI- gleboznawca, UMCS
Jerzy MELKE- gleboznawca, UMCS
Krzysztof SIWEK- meteorolog, UMCS

XVII WYPRAWA: 11.07. - 5.09. 2005 r.
Stefan BARTOSZEWSKI- kierownik, hydrolog, UMCS
Andrzej GLUZA- meteorolog, UMCS
Stanisław CHMIEL- hydrochemik, UMCS
Kazimierz PĘKALA- geomorfolog, UMCS
Janina REPELEWSKA-PĘKALOWA- geomorfolog, UMCS
Krzysztof SIWEK- meteorolog, UMCS
Piotr ZAGÓRSKI- geomorfolog, UMCS

XVIII WYPRAWA: 28.06. - 6.09.2006 r.
Józef SUPERSON- kierownik, geomorfolog, UMCS
Andrzej GLUZA- meteorolog, UMCS
Krzysztof SIWEK- meteorolog, UMCS
Piotr ZAGÓRSKI- geomorfolog, UMCS

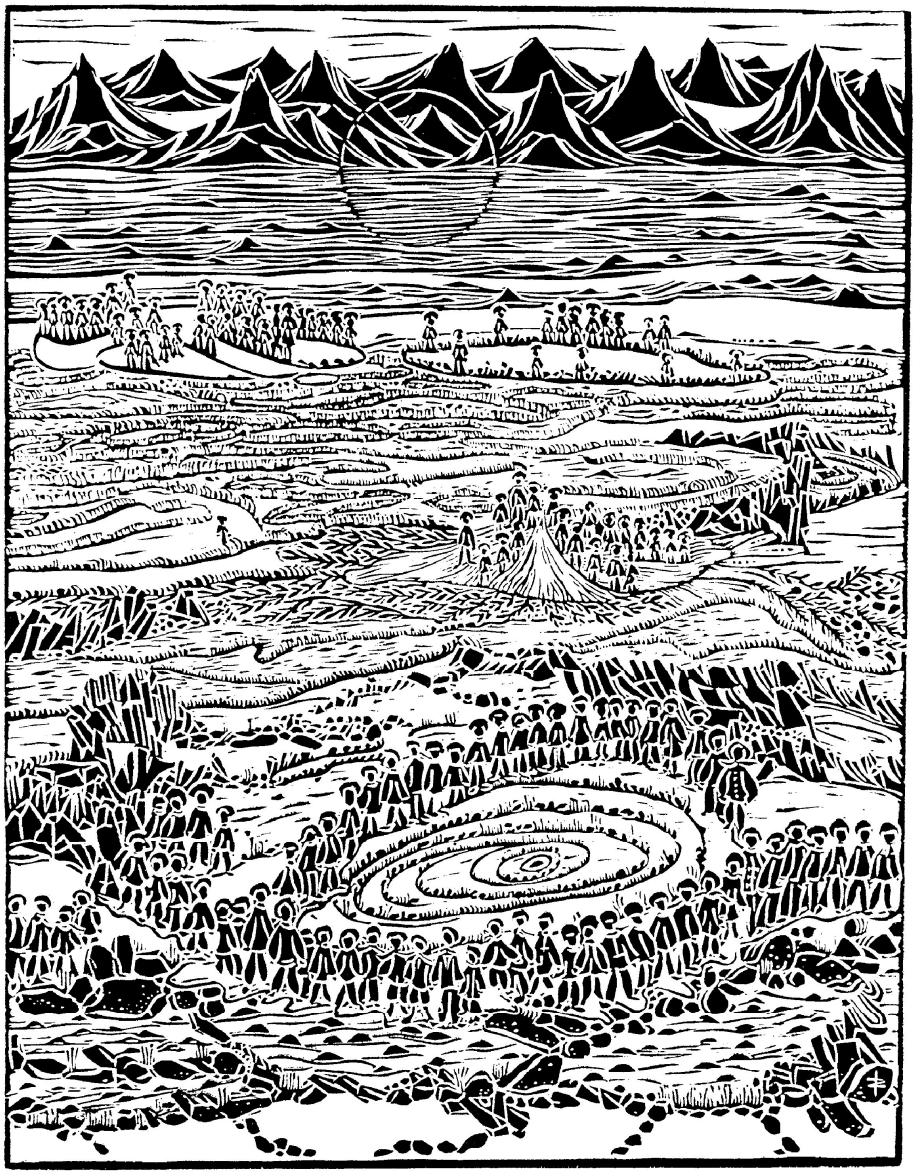
Uczestnictwo w Wyprawach (ilość wypraw):

1.	Kazimierz PĘKALA	1986, 1987, 1988, 1989, 1990, 1991, 1992, 1993, 1995, 1996, 2000, 2005	12
2.	Janina REPELEWSKA-PĘKALOWA	1986, 1987, 1989, 1991, 1993, 1995, 1996, 2000, 2005	9
3.	Stefan BARTOSZEWSKI	1986, 1987, 1988, 1990, 1993, 2001, 2002, 2005	8
4.	Krzysztof SIWEK	1989, 1990, 1999, 2001, 2002, 2005, 2006	7
5.	Andrzej GLUZA	1986, 1987, 1988, 2001, 2005, 2006	6
6.	Zbigniew JÓŹWIK	1987, 1989, 1991, 1993, 1995, 2000	6
7.	Jerzy MELKE	1987, 1988, 1990, 1998, 1999, 2002	6
8.	Piotr ZAGÓRSKI	1995, 1998, 1999, 2000, 2005, 2006	6
9.	Jan REDER	1988, 1989, 1990, 1992, 1994	5
10.	Waldemar JEZIERSKI	1987, 1988, 1991, 1992	4
11.	Zbigniew KLIMOWICZ	1986, 1990, 1993, 1994	4
12.	Jan MAGIERSKI	1988, 1989, 1990, 2001	4
13.	Florian ŚWIĘS	1987, 1988, 1992, 1995	4
14.	Jan RODZIK	1986, 1987, 1988	3
15.	Jacek CHODOROWSKI	1988, 2002	2
16.	Krzysztof DĄBROWSKI	1986, 1987	2
17.	Marian HARASIMIUK	1986, 1992	2
18.	Tadeusz KRÓL	1991, 1992	2
19.	Mariusz MARZEC	1988, 1989	2

20.	Jerzy BANAŚ	1994	1	34. Jerzy NITYCHORUK	1986	1
21.	Anna BILIK	1994	1	35. Wojciech OZIMKOWSKI	1987	1
22.	Roman CHLEBOWSKI	1988	1	36. Jacek PIASECKI	1987	1
23.	Stanisław CHMIEL	2005	1	37. Marek RESZKA	1990	1
24.	Piotr CZABAN	1989	1	38. Anna RZĘTKOWSKA	1986	1
25.	Paweł CZUBLA	1993	1	39. Eugeniusz RYŻYK	1986	1
26.	Leszek GAWRYSIAK	1993	1	40. Marcin SĘKOWSKI	2000	1
27.	Jan DZIERŻEK	1986	1	41. Józef SUPERSON	2006	1
28.	Marcin KOZIEŁ	1999	1	42. Ryszard SZCZĘSNY	1986	1
29.	Jacek KUBIAK	1988	1	43. Stanisław UZIAK	1986	1
30.	Maria ŁANCZONT	1987	1	44. Justyna WAROWNA	1993	1
31.	Tadeusz MERTA	1987	1	45. Józef WOJTANOWICZ	1989	1
32.	Zdzisław MICHALCZYK	1989	1	46. Krzysztof ZYBAŁA	1993	1
33.	Marek MIŚKIEWICZ	1989	1			

Uczestnicy zagraniczni:

47.	Marek E. JASINSKI (Norwegia)	1991, 1992, 1993, 1995, 1996	5
48.	Eugenij ZIMIN (Rosja)	1991, 1992, 1994, 1996	4
49.	Vadim STARKOW (Rosja)	1991, 1992, 1996	3
50.	Wladimir ZAWIALOW (Rosja)	1991, 1992, 1995	3
51.	Viktor DJERŻAWIN (Rosja)	1995	1



Zbigniew Jóźwik *Tundra*
linoryt 1992 [32 x 25]

Janina REPELEWSKA-PĘKALOWA
Kazimierz PĘKALA

Rzeźba peryglacjalna rejonu Bellsundu (Spitsbergen) w aspekcie badań Wypraw Polarnych UMCS

WSTĘP

Rozwój rzeźby peryglacjalnej to zagadnienie, któremu polscy badacze Spitsbergenu poświęcili wiele uwagi w ciągu całego, kilkudziesięcioletniego okresu eksploracji. Problematyka ta znalazła się również w programie interdyscyplinarnych badań środowiska przyrodniczego NW części Ziemi Wedela Jarlsberga na Spitsbergenie, realizowanych od 1986 roku w cyklu Wypraw Polarnych Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, w oparciu o stację zlokalizowaną w Calypsobyen w rejonie Bellsundu, na zachodnim wybrzeżu fiordu Recherche.

Badania geomorfologiczne prowadzone w latach 1986-2006 w ramach realizacji programu Wypraw Polarnych UMCS, zmierzały do oceny natężenia procesów morfogenetycznych i określenia tendencji rozwoju rzeźby w warunkach peryglacjalnych, w nawiązaniu do dynamiki czynnej warstwy zmarzliny.

OBSZAR I METODY BADAŃ

Obiektem eksploracji było południowe obramowanie Bellsundu: od doliny Dunder po fiord Recherche i jego otoczenie. Obszar ten ma bardzo zróżnicowaną budowę geologiczną. Występują tu zarówno stare skały metamorficzne prekambryjskiej formacji Hecla Hoek, lokalnie skały intruzyjne, jak i paleogeńskie piaskowce i mułowce z wkładkami węgla, przykryte zmiennej miąższości warstwami utworów plejstoceńskich, wykształconych w postaci osadów morskich, lodowcowych, wodnolo-dowcowych, fluwialnych i koluwialnych (Flood i in. 1971, Landvik i in. 1988, 1992, Chlebowski 1989, Pękala Reder 1989, Szczęsny i in. 1989, Pękala, Repelewska-Pękalowa 1990, Dallmann i in. 1990, Salvigsen i in. 1991, Birkenmajer 2003, 2004). Jest to obszar górski wielkości około 300 km^2, o powierzchni szczytowej położonej na wysokości 650-850 m n.p.m., charakteryzujący się dużymi deniwelacjami terenu. Różna odporność skał, silne spękanie i skomplikowany układ, wpłynęły na rozwój rzeźby o cechach strukturalnych (Pękala 1987). Świadczą o tym granie, grzędy, progi i stopnie w obrębie grzbietów, mode-

lowanych przez procesy wietrzenia i ruchy grawitacyjne, obniżenia i doliny nawiązujące do wychodni skał miękkich oraz różnej rangi rozcięcia erozyjne i korazyjne w strefach zluźnień tektonicznych. W obrębie dolin i grzbietów zachowały się poziomy strukturalno-denudacyjne o wysokości bezwzględnej: 400-500 m, 200-300 m i 100-150 m. Na wyższych poziomach znajdują się pola firnowe współczesnych lodowców politermalnych (Reder 1996). Niższy poziom tworzą listwy, spłaszczenia i ostańce denudacyjne na obrzeżeniu masywów górskich oraz w dolinach (Szczęsny 1987). Do tego poziomu nawiązuje rzeźba litoralna zarówno w dolnych odcinkach dolin, jak i na równinach nadmorskich (Marcinkiewicz 1960, Harasimiuk 1987, Harasimiuk, Jezierski 1988, Repelewska-Pękalowa, Pękala 1991, Zybała 1994, Zagórski 2002b, 2004ab).

Oprócz zachowanych elementów rzeźby strukturalno-denudacyjnej i morskiej występują formy ukształtowane przez lodowce, procesy niwalne, fluwialne oraz kriogeniczne, związane z obecnością wieloletniej zmarzliny. Są to doliny lodowcowe, cyrki i moreny niwalne, baseny jęzorów lodowcowych z systemem moren i wałów lodowo-morenowych na obrzeżu, stożki usypiskowo-niwalne, koryta rzeczne, rozcięcia erozyjne, sandry i stożki napływowe oraz lodowce kamieniste, pagóry pingo i palsa.

W celu stworzenia statycznego i dynamicznego obrazu rzeźby badanego obszaru, prowadzono kartowanie terenowe rzeźby oraz rejestrację charakteru i tempa procesów morfogenetycznych. Statyczny obraz rzeźby powstał na podstawie interpretacji zdjęć lotniczych, udostępnionych przez Norweski Instytut Polarny. Stosowana była metoda fotogrametrii naziemnej (Szczęsny i in. 1989, Merta i in. 1990) oraz pozycjonowania z zastosowaniem GPS (Zagórski, Sękowski 2000, Zagórski 2002a, 2005).

Istotnym zagadnieniem było określenie wielkości i tempa rozwoju warstwy czynnej, a także czynników determinujących ten proces. Miąższość czynnej warstwy zmarzliny określano głównie metodą sondowania, zmarzlinomierzem Danilina oraz na podstawie pomiaru temperatury gruntu i położenia izotermy 0°C.

CZYNNA WARSTWA ZMARZLINY

Spitsbergen znajduje się w strefie występowania w podłożu wieloletniej zmarzliny ciągłej, o miąższości wynoszącej od 232 do 450 m (Liestøl 1976, Landvik i in. 1988, Kristensen 1988). Fakt ten, oprócz zróżnicowania litologicznego i tektonicznego podłoża, znacznych deniwelacji i nachyleń, obecności luźnych pokryw i braku zwartej roślinności, jest przyczyną transformacji istniejących zespołów form oraz powstania nowej rzeźby peryglacjalnej. Rozmarzanie stropu wieloletniej zmarzliny i rozwój tzw. warstwy czynnej stanowi siłę motoryczną wielu procesów morfologicznych strefy peryglacjalnej, toteż problemowi temu poświęcono wiele uwagi.

Rozwój czynnej warstwy zmarzliny jest problemem dotyczącym ogromnych obszarów na kuli ziemskiej, a pomiary mają znaczenie zarówno poznawcze, jak i utylitarne. Z tych względów powstał międzynarodowy projekt monitoringu (CALM - *Circumpolar Active Layer Monitoring*), którego

celem jest koordynacja, gromadzenie oraz udostępnianie wyników pomiarów prowadzonych w ponad 100 obszarach na obu półkulach, przy współudziale kilkunastu państw, także Polski (Repelewska-Pękalowa 2002). Powstał on w związku z potrzebą tworzenia modeli funkcjonowania i reakcji wieloletniej zmarzliny na globalne i regionalne zmiany klimatu. Do programu tego zostały włączone wyniki pomiarów miąższości czynnej warstwy wieloletniej zmarzliny wykonywane podczas ekspedycji polarnych UMCS (Site P1-Calypsostranda), uznane z uwagi na długość serii pomiarowej, za reprezentatywne dla obszarów leżących w zasięgu wpływów północnego Atlantyku (Brown i in. 2000, Repelewska-Pękalowa, Pękala 2004a).

Pomiary miąższości czynnej warstwy zmarzliny prowadzono w obrębie równiny nadmorskiej Calypsostranda, położonej w sąsiedztwie przedpoli lodowców Scotta i Renarda, stanowiącej system podniesionych teras morskich (Repelewska-Pękalowa i in. 1988ab, Repelewska-Pękalowa, Magierski 1989, Repelewska-Pękalowa 2004, Repelewska-Pękalowa, Pękala 2003, 2004a). Punkty pomiarowe reprezentatywne dla środowiska tundry były usytuowane w miejscach różniących się stopniem mobilności wody w pokrywach, roślinnością, nachyleniem oraz ekspozycją. Maksymalne wielkości letniego rozmarzania wieloletniej zmarzliny były zróżnicowane i wahały się w granicach: od 40 cm do ponad 225 cm (Tab. 1).

Zróżnicowanie miąższości warstwy czynnej i tempa rozmarzania wiązało się z przebiegiem pogody w ciągu roku. Jakkolwiek nie stwierdzono wyraźnego trendu wskazującego na ocieplenie, a jedynie na regionalne krótkotrwale oscylacje (Brown i in. 2000, Christiansen i in. 2003, Repelewska-Pękalowa, Pękala 2003, 2004a, 2006), to jednak rejestrowano w ostatnich latach większe miąższości warstwy czynnej, co pociągnęło za sobą uaktywnienie procesów morfogenetycznych zarówno na stokach, jak i na równinie.

ZJAWISKA PERYGLACJALNE

Ocena aktywności procesów peryglacjalnych w rejonie Bellsundu dokonana w 1996 roku wskazała, że ich przebieg i wskaźniki były porównywalne z innymi rejonami Spitsbergenu i nie miały charakteru zdarzeń ekstremalnych (Pękala 1984, Repelewska-Pękalowa 1996). Wzrastającą aktywność procesów rzeźbotwórczych, pozostającą w silnym związku z oddziaływaniem klimatu zarejestrowano w latach następnych, głównie od roku 2000. Intensywne wietrzenie fizyczne i chemiczne przeobrażające warstwę powierzchniową, wzrost jej uwilgotnienia będący skutkiem sezonowego rozmarzania, konfiguracja terenu - generują ruchy poziome i pionowe, których ewidentnym objawem są procesy stokowe (soliflukcja, osuwanie i obrywy), kriogeniczne (pęcznienie i segregacja mrozowa, termoerozja i termokras), spłukiwanie, erozja oraz procesy eoliczne (deflacja). Problemy dotyczące rozwoju procesów i form znalazły odzwierciedlenie w licznych cytowanych tu publikacjach autorstwa uczestników Wypraw (Zagórski 1998).

Tabela 1. Maksymalna miąższość czynnej warstwy zmarzliny w okresie 1986-2005 (w cm).

Punkt / Rok	1	2	3	4	5	6	I	II	III	IV
1986	90	125	120	-	60	-	130	-	145	122
1987	111	175	175	175	68	124	124	150	165	130
1988	108	163	168	193	70	148	121	180	177	135
1989	145	165	157	180	83	155	135	160	186	139
1990	130	165	165	165	56	137	118	135	170	122
1991	127	148	163	170	75	155	141	150	121	165
1992	140	170	165	180	70	145	140	180	125	155
1993	112	180	180	196	70	165	130	180	140	180
1995	125	176	180	174	68	174	135	170	140	160
1996	125	154	178	168	65	151	132	160	128	151
1998	130	124	121	170	75	150	-	-	-	160
2000	108	175	155	130	45	145	126	135	150	160
2001	116	131	180	165	73	154	129	157	134	144
2002	130	155	170	154	81	150	139	160	150	-
2005	150	225	220	210	115	160	157	195	200	145

Płaska powierzchnia podniesionej terasy morskiej o wys. 20-30 m n.p.m.: 1- piaski ze żwirami, tundra krzewinkowa, 2- grunty strukturalne z ruchomą wodą, pokrywy piaszczysto-żwirowe, mchy na warstwie torfu, 3- grunty strukturalne, woda ruchoma w pokrywach, piaski ze żwirami, brak roślinności, 4- piaski ze żwirami, ruchoma woda w pokrywach, brak roślinności. 5- wysepka torfowa na wodzie stojącej, 6- plaża piaszczysta u podnóża martwego klifu, brak roślinności. Powierzchnie nachylone: I- zbocze dolinki peryglacjalnej o ekspozycji N, tundra mszysto-porostowa, II- zbocze dolinki peryglacjalnej o ekspozycji S, sucha tundra mszysto-porostowa, III- martwy klif, ekspozycja E, tundra mszysto-porostowa, IV- zbocze dolinki rozcinającej terasę o ekspozycji W, wilgotna tundra trawiasto-mszysta.

Istnienie rozmarzniętej warstwy gruntu na stokach i jej uwilgotnienie, było przyczyną różnych postaci ruchu: soliflukcji, spływów błotnych oraz osuwania. Tempo przemieszczania się pokryw soliflukcyjnych wynosiło od 0,4 do 40 cm/rok (Repelewska-Pękalowa 1996). Skutkiem morfologicznym tego zespołu procesów są cyrki i nisze soliflukcyjne oraz rynny z potokami i jęzorami błotnymi (Nitychoruk, Dzierżek 1988, Repelewska-Pękalowa, Pękala 1992, 1993). W okresie ostatniego dziesięciolecia powstało szereg takich form. Przeważnie modelowane były fragmenty stoków dość stabilnych i o nachyleniu do 10°. Soliflukcja rozwijająca się na stokach przybierała postać frontalnego ruchu pokryw w ich środkowych i dolnych częściach. W Calypsobyen stanowiło to nawet zagrożenie dla budynków stanowiących skansen budownictwa przemysłowego z początku ubiegłego wieku. W obrębie powierzchni płaskich stwierdzono większą aktywność segregacji mrozowej, wymarzanie bloków i rozwój wieńców kamienistych (Repelewska-Pękalowa 1996, Pękala 2004, Pękala, Repelewska-Pękalowa 2004b).

Spektakularnym zjawiskiem są lodowce kamieniste powstałe w wyniku nagromadzenia pokryw zwietrzelinowych na lodzie lub wskutek wypełnienia lodem gruntowym przestrzeni wewnątrz rumowiska. Topienie się i narastanie lodu w pokrywach powoduje ich powolne przemieszczanie oraz charakterystyczną deformację. Formy te w rejonie Bellsundu były

obiektem badań J.Dzierżka i J.Nitychoruka (1987abc), którzy dokonali inwentaryzacji oraz klasyfikacji genetycznej. Na obecnym etapie badań reakcja lodowców kamienistych i pokryw gruzowych na zmiany rozmarzania gruntu nie jest jeszcze w pełni poznana. Obserwuje się wzmożony ruch pokryw usypiskowych i deformację form niwalnych co być może jest wskaźnikiem zmian klimatycznych.

Z rozwojem zmarzliny w szczególnych warunkach geologicznych, morfologicznych i hydrologicznych związane jest powstawanie pagórów pingo (Liestøl 1977). Na badanym obszarze występowały formy pingo typu grenlandzkiego i Mackenzie delta, w dolinie Dunder oraz Chamberlin (Repelewska-Pękalowa i in. 1987, Pękala, Repelewska-Pękalowa 2004, 2005). Formy te, różniące się wielkością, reprezentują różne stadia rozwoju i współczesnej aktywności.

Procesy eoliczne i niveo-eoliczne związane są z przewiewaniem śniegu, zwłaszcza w terenach otwartych i w strefach przykrawędziowych klifów teras morskich, plaż nadmorskich oraz na sandrach i morenach lodowców. Powodują niszczenie roślinności, gleb i osadów, eksponując je na działanie wód ablacyjnych i opadowych. Procesy te związane są głównie z wiatrami wiejącymi z sektora NW i E (Gluza 1987, 1988). Wskaźniki ilościowe procesów korazji, deflacji i akumulacji są zróżnicowane, w zależności od morfologii, budowy pokryw podlegających wywiewaniu i odległości od stref alimentacyjnych (Pękala, Repelewska-Pękalowa 1988, Repelewska-Pękalowa 1996, Wojtanowicz 1990b). Cechy litologiczne osadów eolicznych były rozpatrywane w kontekście paleogeograficznego rozwoju pokryw pyłowych i piaszczystych plejstocenu (Wojtanowicz 1990a).

Podczas wiosennego tajania pokrywy śnieżnej i letnio-jesiennych opadów deszczu powierzchnie stoków i równin ze strukturami mrozowymi są modelowane przez procesy spłukiwania, erozji i termoerozji (Repelewska-Pękalowa 1987, Gawrysiak 1994ab). Powstają rozcięcia i dolinki różnej wielkości oraz stożki napływowe deponowane na stokach lub u ich podstawy (Dzierżek, Nitychoruk 1987b, Szczęsny 1987). W łączności ze spłukiwaniem i erozją wód proniwalnych działają też procesy termoerozji, nawiązujące do mrozowych szczelin kontrakcyjnych, żył lodu i hydrolakkolitów.

PODSUMOWANIE

W opracowaniu przedstawiono główne nurty badań procesów peryglacjalnych prowadzonych podczas Wypraw Polarnych UMCS oraz zaprezentowano bogatą literaturę tematyczną. Procesy peryglacjalne nadają swoisty charakter rzeźbie obszarów polarnych. Ich badania prowadzone są w całej strefie występowania wieloletniej zmarzliny na kuli ziemskiej, a także w wysokich górach i mają aspekt zarówno poznawczy jak i utylitarny. Zagadnienia te stanowią bardzo istotny wątek w poszukiwaniach symptomów globalnych zmian klimatu (Repelewska-Pękalowa, Pękala 2006).

O przywiązywaniu dużej wagi do tego problemu świadczą nie tylko istniejące programy międzynarodowe, ale przygotowywane nowe, koordynowane przez International Permafrost Association, do realizacji przez zin-

tegrowaną naukową społeczność w Międzynarodowym Roku Polarnym 2007/2009.

LITERATURA

BIRKENMAJER K., 2003: *The Kapp Lyell diamictite (Late Proterozoic), Bellsund, Spitsbergen: sedimental evidence for its non-glacial origin*. Bull. of the Polish Academy of Sci. Earth Sciences, 50, 2, 175-191.

BIRKENMAJER K., 2004: *Caledonian basement in NW Wedel Jarlsberg Land south of Bellsund, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 25, 1, 3-26.

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), 166-158.

CHLEBOWSKI R., 1989: *Charakterystyka petrograficzno-mineralogiczna skał formacji Hecla Hoek w rejonie południowego obramowania Bellsundu - Zachodni Spitsbergen*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 51-59.

CHRISTIANSEN H.H., ÅKERMAN J.H., REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 2003: *Active layer dynamics in Greenland, Svalbard and Sweden*. 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland. Extended Abstracts, Reporting Current Research and New Information, 19-20.

DALLMANN 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*. Norsk Polarinstitutt, Oslo, Temakart, 15.

DZIERŻEK J., NITYCHORUK J., 1987a: *Lodowce gruzowe okolic Bellsundu, Spitsbergen Zachodni*. XIV Sympozjum Polarne, Lublin, 95-98.

DZIERŻEK J., NITYCHORUK J., 1987b: *Stożki usypiskowe okolic Bellsundu, Spitsbergen Zachodni*. XIV Sympozjum Polarne, Lublin, 92-94.

DZIERŻEK J., NITYCHORUK J., 1987c: *Types of rock glaciers in northwestern Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 8, 3, 231-241.

FLOOD B., NAGY J., WINSNES T.S., 1971: *Geological Map of Svalbard 1:500 000, Sheet 10, Spitsbergen southern Part*. Norsk Polarinstitutt, Oslo.

GAWRYSIAK L., 1994a: *Geological i morphological conditions of erosion forms development in the region of south Bellsund (Spitsbergen)*. XXI Sympozjum Polarne, Warszawa, 93-106.

GAWRYSIAK L., 1994b: *Rozwój form erozyjnych w rejonie południowego Bellsundu*. Annales UMCS, sec. B, 49, 123-138.

GLUZA A.F., 1987: *Prędkość oraz kierunek wiatru w lipcu i sierpniu 1986 r*. XIV Sympozjum Polarne, Lublin, 181-186.

GLUZA A.F., 1988: *Prędkośc i kierunek wiatru w sezonie letnim 1987 w Calypsobyen (Zachodni Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 31-37.

HARASIMIUK M., 1987: *Współczesny rozwój wybrzeży południowego Bellsundu i fiordu Recherche (Zachodni Spitsbergen)*. XIV Sympozjum Polarne, Lublin, 99-102.

HARASIMIUK M., JEZIERSKI W., 1988: *Typy wybrzeży południowego Bellsundu*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 173-181.

KRISTENSEN M., 1988: *Climatic conditions and permafrost development in the Svalbard Archipelago*. Proceedings of 5th International Conference on Permafrost, Trondheim, Permafrost, 3, 9-17.

LANDVIK J.Y., MANGERUD J., SALVIGSEN O., 1988: *Glacial history and permafrost in the Svalbard area*. Proceedings of 5th International Conference on Permafrost, Trondheim. Permafrost, 1, 194-198.

LANDVIK J.Y., BOLSTAD M., LYCKE A.K., MANGERUD J., SEJRUP H.P., 1992: *Weichselian stratigraphy and paleoenvironments at Bellsund, western Svalbard*. Boreas, 21, 335-358.

LIESTØL O.1976: *Pingos, springs and permafrost in Spitsbergen*. Norsk Polarinstitutt Årbok, 1975, 7-29.

MARCINKIEWICZ A., 1960: *Podniesione terasy nadmorskie południowego wybrzeża Bellsundu i Fiordu Van Keulena między lodowcami Recherche i Hessa, Zachodni Spitsbergen*. Biul. Geol. Uniw. Warsz., 1, 1, 93-103.

MERTA T., OZIMKOWSKI W., OSUCH D., 1990: *Evaluation of changes at the forefield of the Scott Glacier based on the photogrammetric data*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 51-58.

NITYCHORUK J., DZIERŻEK J., 1988a: *Annual mass movement in northern Wedel Jarslberg Land, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 9, 4, 461-474.

PĘKALA K., 1984: *Morphogenetic processes in periglacial zone of Wedel Jarlsberg Land South-Western Spitsbergen*. Annales UMCS, sec. B, 39, 149-171.

PĘKALA K., 1987: *Rzeźba i utwory czwartorzędowe przedpola lodowców Scotta i Renarda (Spitsbergen)*. XIV Sympozjum Polarne, Lublin, 84-87.

PĘKALA K., 2004: *Rozwój procesów morfogenetycznych w strefie przedpola lodowców Scotta i Renarda w warunkach postępujących zmian klimatu (Bellsund, Spitsbergen)*. 53 Zjazd PTG „Badania geograficzne w poznawaniu środowiska" [red.] Z.Michalczyk, Wyd. UMCS, Lublin, 231-45.

PĘKALA K., REDER J., 1989: *Rzeźba i osady czwartorzędowe Dyrstaddalen i Lognedalen*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 159-161.

PĘKALA K., REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 2004: *Formy pingo w rejonie południowego Bellsundu (Spitsbergen)*. Polish Polar Studies, Gdynia, 293-305.

PĘKALA K., REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 2005: *Pingos in the north-western part of Wedel Jarlsberg Land (Spitsbergen)*. 2nd European Conference on Permafrost, Potsdam, Germany, Terra Nostra, 75.

REDER J., 1996: *Evolution of marginal zones during a continued glacial retreat in northern Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 17, 1-2, 61-84.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 1987: *Rozwój równiny nadmorskiej pod wpływem erozji (na przykładzie Calypsostrandy, rejon Bellsundu, Zachodni Spitsbergen)*. XIV Sympozjum Polarne, Lublin, 103-105.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 1996: *Development of relief affected by contemporary geomorphological processes in NW part of Wedel Jarslberg Land (Bellsund, Spitsbergen Svalbard)*. Biuletyn Peryglacjalny, 35, 153-181.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 2000: *Nordic Region. Calypsostranda, Svalbard*. [In]: Brown J., Hinkel K.M., Nelson F.E., 2000: The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) Program, Research design and initial results, Polar Geography, 24, 32-33.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 2002: *Międzynarodowy program monitoringu czynnej warstwy zmarzliny (CALM)*. Polish Polar Studies. Funkcjonowanie i monitoring geoekosystemów obszarów polarnych. Poznań, 255-265.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 2004: *Dynamika czynnej warstwy zmarzliny w różnych geoekosystemach (Spitsbergen)*. 53 Zjazd PTG „Badania geograficzne w poznawaniu środowiska" [red] Z.Michalczyk, Wyd. UMCS, Lublin, 239-245.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., PĘKALA K., WOJCIECHOWSKI K., 1987: *Formy typu pingo w Chamberlindalen i na Hornsundneset (Spitsbergen).* XIV Sympozjum Polarne, Lublin, 106-107.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., GLUZA A., DĄBROWSKI K., 1988a: *Dynamics of permafrost active layer - Spitsbergen*. V International Conference on Permafrost, Trondheim, Norway, Proceedings, 1, 448-453.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., GLUZA A., PĘKALA K., 1988b: *Wpływ lokalnych czynników na miąższość i termikę czynnej warstwy zmarzliny na Calypsostrandzie (Rejon Bellsundu, Zachodni Spitsbergen).* XV Sympozjum Polarne, Wrocław, 263-270.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., MAGIERSKI J., 1989: *Czynna warstwa zmarzliny: dynamika i właściwości chemiczne wód, Calypsostranda, sezon letnio-jesienny 1988*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 79-88.

PĘKALA K., REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 1990: *Relief and stratigraphy and Quaternary deposits in the region of Recherche Fiord and southern Bellsund (Western Spitsbergen).* Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 9-20.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., PĘKALA K., 1991: *Periglacial morphogenesis of the coastal plains of Recherche Fiord (Spitsbergen).* Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 45-56.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., PĘKALA K., 1992: *Solifluction processes in Recherchefjorden Region (Western Spitsbergen).* Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 73-79.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., PĘKALA K., 1993: *The influence of local factors on solifluction rates, Spitsbergen, Svalbard*. Palaeoclimate Research, 11, 251-266.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., PĘKALA K., 2003: *Spatial and temporal variation in active layer thickness, Calypsostranda, Spitsbergen*. Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, 2, 941-945.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., PĘKALA K., 2004a: *Active layer dynamics at the Calypsostranda CALM Site, Recherche Fiord Region, Spitsbergen*. Polar Geography, 59 (2), 326-343.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., PĘKALA K., 2004b: *Procesy soliflukcji w strefie obrzeżenia fiordu Recherche (Spitsbergen).* Polish Polar Studies, Gdynia, 321-331.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., PĘKALA K., 2006 (w druku): *Reakcja wieloletniej zmarzliny na zmiany klimatu*. [w:] Zmiany klimatyczne w Arktyce i Antarktyce w ostatnim pięćdziesięcioleciu i ich implikacje środowiskowe. Akademia Morska, Gdynia.

SALVIGSEN O., ELGERSMA A., LANDVIK J.Y., 1991: *Radiocarbon dated raised beaches in Northwestern Wedel Jarlsberg Land.* Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 9-16.

SZCZĘSNY R., 1987: *Late Quaternary evolution of the Tjørn Valley, Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*. Polish Polar Researche, 8, 3, 243-250.

SZCZĘSNY R., DZIERŻEK J., HARASIMIUK M., NITYCHORUK J., PĘKALA K., REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 1989: *Photogeological Map of Renardbreen, Scottbreen and Blomlibreen forefield (Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen) 1:10 000*. Wyd. Geolog., Warszawa.

WOJTANOWICZ J., 1990a: *Dusty deposits of Spitsbergen - Classification and Genesis*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 41-45.

WOJTANOWICZ J., 1990b: *Eolian processes and their intensity in the northern part of Wedel Jarlsberg Land*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 23-35.

ZAGÓRSKI P., 1998: *Spitsbergen Bibliography: Geomorphology, Glaciology and Quaternary Geology*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, IV Zjazd Geomorfologów Polskich, UMCS Lublin, 281-314.

ZAGÓRSKI P., 2002a: *Zastosowanie zdjęć lotniczych w opracowaniu ortofotomapy i cyfrowego modelu terenu dla NW Ziemi Wedela Jarlsberga*. XXVIII Międzynarodowe Sympozjum Polarne, Streszczenia, Poznań, 108-110.

ZAGÓRSKI P. 2002b: *Rozwój rzeźby litoralnej północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)*. Rozprawa doktorska, Zakład Geomorfologii, Instytut o Ziemi, UMCS.

ZAGÓRSKI P., 2004a: *Czynniki morfogenetyczne kształtujące strefę brzegową w okolicach Calypsobyen (Bellsund, Spitsbergen)*. Annales UMCS, sec. B, 59, 63-82.

ZAGÓRSKI P., 2004b: *Wpływ tektoniki i litologii podłoża na ukształtowanie podniesionych teras morskich NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)*. 53 Zjazd PTG „Badania geograficzne w poznawaniu środowiska" [red] Z.Michalczyk, Wyd. UMCS, Lublin, 248-252.

ZAGÓRSKI P., 2005: *NW part of Wedel Jarlsberg Land (Spitsbergen, Svalbard, Norway*. Orthophotomap 1:25 000, [ed.] K.Pękala. and H.F.Aas.

ZAGÓRSKI P., SĘKOWSKI M., 2000: *Using the GPS receivers in geographic research during XIV UMCS Arctic Expedition*. Polish Polar Studies, XXVII Sympozjum Polarne, Toruń, 383-384.

ZYBAŁA K., 1994: *Periglacial transformations of cliffs of raised marine terraces in the Calypsostranda area (Bellsund, Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 133-140.

Zbigniew Jóźwik

Czuwanie
linoryt, 1991 [30 x 21]

Piotr ZAGÓRSKI
Marian HARASIMIUK
Waldemar JEZIERSKI

Ewolucja i współczesne wykształcenie wybrzeża NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)

WSTĘP

Ewolucję strefy nadmorskiej obszarów polarnych, będącą efektem oddziaływania procesów litoralnych, glacjalnych, fluwioglacjalnych i fluwialnych, można rozpatrywać pod względem: morfometrycznym, stratygraficznym, litologicznym i morfodynamicznym. Taki właśnie charakter miały i mają badania wybrzeży NW części Ziemi Wedela Jarlsberga, które rozpoczęto podczas I Wyprawy Polarnej UMCS na Spitsbergen w 1986 roku. W czasie pierwszych Wypraw (koniec lat 80-tych, początek 90-tych) opracowano wykształcenie i typy wybrzeży południowego obramowania Bellsundu oraz zwrócono uwagę na ich współczesną dynamikę (Harasimiuk 1987, Harasimiuk, Jezierski 1988, 1992, Harasimiuk, Król 1992, Jezierski 1992). Do głównych zadań badawczych należały również prace z zakresu geomorfologii i paleogeografii równin nadmorskich (np. Pękala, Reder 1989, Pękala, Repelewska-Pękalowa 1988, 1990, Szczęsny 1987, Szczęsny i in. 1989). Problem współczesnego rozwoju rzeźby litoralnej ponownie podjęto w 1995 roku podczas X Wyprawy Polarnej UMCS. Zwrócono między innymi uwagę na znaczenie stanowisk archeologicznych w ocenie przemian strefy litoralnej w czasach historycznych oraz na zagadnienia tempa agradacji i degradacji strefy brzegowej pod wpływem czynników morskich (falowanie, prądy przybrzeżne) oraz lodu brzegowego i dryftowego (Jasinski, Zagórski 1996, Jasinski i in. 1997, Zagórski 1996). Począwszy od 2000 roku prowadzone są obserwacje i rejestracje zmiany linii brzegowej na odcinku od Skilviki po Josephbuktę przy użyciu odbiorników globalnego pozycjonowania GPS, natomiast dane przetwarzane są w oparciu o Systemy Informacji Geograficznej GIS (Zagórski, Sękowski 2000, Zagórski 2002ab, 2005).

WYKSZTAŁCENIE STREFY LITORALNEJ

Badaniami objęto wybrzeże o długości 66 km od doliny Dunder po wschodnie wybrzeże fiordu Recherche (Harasimiuk 1987, Harasimiuk, Jezierski 1988, 1991, Zagórski 2002a, 2004a). Charakteryzuje się ono prze-

miennym występowaniem odcinków abrazyjnych i akumulacyjnych (zał. 1). Ich przestrzenne rozmieszczenie i wykształcenie zależą głównie od budowy geologicznej podłoża oraz ekspozycji na falowanie.

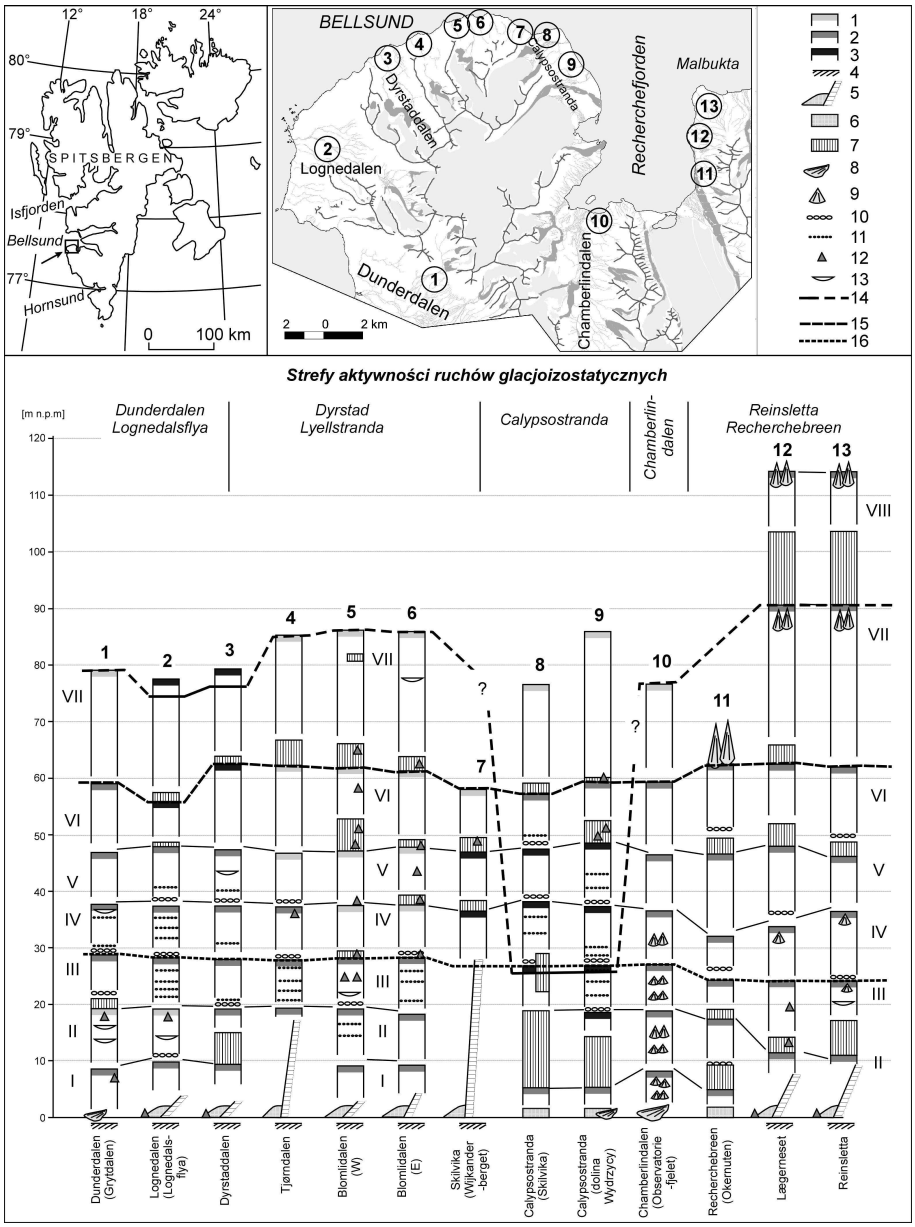
Badane wybrzeże na odcinku od Beisodden (zatoka Dunder) po Kvitfiskpynten i od Klokkeodden (dolina Logne) po Renardodden oraz od Lægerneset do Linenes (wschodnie wybrzeże fiordu Recherche), ma charakter abrazyjny. Klify, dochodzące nawet do 40 m wysokości, rozwinęły się w obrębie różnych formacji skalnego podłoża, jak również w rejonach występowania plejstoceńskich osadów akumulacyjnych budujących podniesione terasy morskie. Tak zwany „zębaty brzeg abrazyjny" tworzą na przemian występujące zatoki i przylądki na przedłużeniu, których występują bardzo często ostańce skalne - szkiery (Harasimiuk, Jezierski 1988). W rejonie zatok pojawiają się wąskie żwirowo-piaszczyste plaże w formie wału sztormowego. Prawie pionowe, urwiste krawędzie ulegają wietrzeniu oraz procesom ruchów masowych (obrywy, odpadanie). W rejonach, związanych z występowaniem klifów, rozwiniętych w utworach trzeciorzędowych i plejstoceńskich, zachodzą również intensywne procesy soliflukcyjne (np. klif zatoki Skilvika).

Obszary akumulacji deltowej występują w nielicznych miejscach (zał. 1). Są one związane z akumulacją materiału transportowanego przez wody rzek lodowcowych, proglacjalnych i proniwalnych. Silny wpływ falowania oraz prądy przybrzeżne uniemożliwiają jednak tworzenie się delt w pełni rozwiniętych. Jedynie w tej części fiordu Recherche, gdzie nie zaznacza się bezpośrednie oddziaływanie falowania morskiego, np. u wylotu doliny Chamberlin, dochodzi do intensywnej akumulacji deltowej i rozwoju rozległej równi pływowej (zał. 1).

Drugi rozpatrywany typ wybrzeży - akumulacyjny, występuje przede wszystkim w zachodniej części w pobliżu rozległych dolin Dunder i Logne, wzdłuż Calypsostrandy oraz w zachodniej i południowej części fiordu Recherche (Harasimiuk, Jezierski 1991, Zagórski 2002a, 2004a). Obecnie powstają tu wały sztormowe (nadbudowywane i przekształcane) nakładające się bardzo często na formy starsze, stanowiące część terasy najniższej (2-8 m n.p.m.).

Dominującym elementem rzeźby strefy litoralnej NW części Ziemi Wedela Jarlsberga są podniesione terasy morskie, wykształcone w postaci systemu plejstoceńskich i holoceńskich stopni abrazyjno-akumulacyjnych, nadbudowanych niekiedy miąższą serią osadów różnej genezy. Szerokość tej strefy jest zróżnicowana od kilku kilometrów w partiach osiowych dolin do kilkudziesięciu metrów na przedłużeniu grzbietów górskich dochodzących do morza. Wyróżniono następujące poziomy teras morskich (Zagórski 2002a, 2004b) (ryc. 1):

(1) **terasa I** - 2-8 m n.p.m. - głównie akumulacyjna, na pewnych odcinkach silnie zredukowana lub nadbudowana osadami innej genezy, można ją korelować z tzw. poziomem plażowym A (*beach level A*), występującym wzdłuż zachodniego wybrzeża Spitsbergenu (Landvik i in. 1998);



Ryc. 1. Zestawienie wysokości i profilów geologicznych podniesionych teras morskich południowego Bellsundu i fiordu Recherche (Zagórski 2002a, 2004b):
1- platforma abrazyjna, 2- platforma abrazyjno-akumulacyjna, 3- terasa akumulacyjna, 4- współczesna platforma abrazyjna, 5- współczesny klif morski z wałem sztormowym, 6- współczesny wał sztormowy, 7- krawędzie teras (klify morskie), 8- równie pływowe, delty, 9- stożki napływowe, 10- główne recesyjne wały sztormowe, 11- recesyjne wały sztormowe, 12- skałki ostańcowe (szkiery, paleoszkiery), 13- zagłębienia z jeziorkami, 14- przedvistuliański zalew morski, 15- poziom morza około 12 ka BP, 16- poziom morza około 10-9 ka BP.

(2) **terasa II** - 10-20 m n.p.m. (lokalnie 7-12 m) - wykazuje duże zróżnicowanie morfologiczne i przestrzenne, ma charakter głównie platformy abrazyjno-akumulacyjnej;
(3) **terasa III** - 22-30 m n.p.m. (lokalnie 17-25 m) - występuje niemal na całej długości wybrzeża południowego obramowania Bellsundu, ma charakter zarówno skalnej powierzchni abrazyjnej z cienką pokrywą osadową i paleoszkierami, jak też jest formą akumulacyjną;
(4) **terasa IV** - 30-40 m n.p.m. (lokalnie 27-35 m) - występuje wzdłuż całego wybrzeża przeważnie w formie powierzchni akumulacyjnej i abrazyjno-akumulacyjnej oraz na pewnych odcinkach jako platforma abrazyjna, w wielu rejonach ma ona charakter powierzchni poligenetycznej o zróżnicowanej budowie i wykształceniu litologicznym;
(5) **terasa V** - 40-50 m n.p.m. (lokalnie 37-50 m) - występuje niemal na całym obszarze badań, wykształcona jest przeważnie jako platforma abrazyjno-akumulacyjna i abrazyjna, można ją korelować z poziomem plażowym B (*beach level B*) opisanym w NW części Bellsundu (Landvik i in. 1998);
(6) **terasa VI** - 50-65 m n.p.m. (lokalnie 55-65 m) - występuje wzdłuż całego badanego wybrzeża wchodząc w obręb wszystkich dolin i bardzo często zamyka je wyraźny klif, jest zróżnicowana morfologicznie i litologicznie;
(7) **terasa VII -** 70-85 m n.p.m. (lokalnie do 95 m) - występuje wzdłuż całego badanego obszaru i tworzy obecnie współczesne dna większości dolin, generalnie jest powierzchnią abrazyjną wykazującą ślady przekształcania glacjalnego, ale występuje również jako abrazyjno-akumulacyjna z serią osadów różnej genezy;
(8) **terasa VIII** - 105-120 m n.p.m. - została wydzielona tylko w rejonie Reinsletty na wschodnim wybrzeżu fiordu Recherche i ma charakter platformy abrazyjno-akumulacyjnej. A.Marcinkiewicz (1961) zaliczył tę powierzchnię do terasy VI (90-130 m).

EWOLUCJA WYBRZEŻY W PÓŹNYM PLEJSTOCENIE I HOLOCENIE

Modelowanie wszelkich zmian w strefie kontaktu morze-ląd w istotny sposób odzwierciedla wewnętrzną dynamikę i sprzężenia zwrotne atmosfery, kriosfery i hydrosfery. Efektem pośrednim wynikającym z tzw. cykli glacjalno-interglacjalnych są długookresowe zmiany poziomu morza: eustatyczne i izostatyczne. Bezpośrednim ich efektem są podniesione terasy morskie. Na rozwój rzeźby wybrzeży Spitsbergenu miały również wpływ okresy awansów lodowców oraz rozwój lodów pokrywowych Morza Barentsa w późnym plejstocenie (Landvik i in. 1998, Mangerud i in. 1998).

Powstanie i wiek wyżej występujących obecnie poziomów abrazyjnych (terasy VII, VIII) jest trudne do określenia ze względu na brak lub szczątkowe występowanie na ich powierzchni osadów akumulacyjnych. Ich powierzchnie wykazują również ślady wyraźnego przemodelowania glacjalnego oraz peryglacjalnego, stąd wniosek o ich wieku przed vistuliańskim. Niższe poziomy teras (30-50 m n.p.m.) o charakterze abrazyjno-akumulacyjnym i akumulacyjnym, zbudowane są z osadów zróżnicowanych pod względem genetycznym i stratygraficznym (Troitsky i in. 1979, Pękala,

Reder 1989, Pękala, Repelewska-Pękalowa 1990, Landvik i in. 1992, Zagórski 2002a). Wskazuje to na wieloetapowość rozwoju tych powierzchni w późnym plejstocenie, kiedy to okresy zalewów morskich przeplatały się z awansami lodowców. Lodowce natomiast silnie przemodelowywały i przekształcały istniejący układ wybrzeża poprzez egzaracje oraz akumulację osadów morenowych (Landvik i in. 1992). Obecny obraz rzeźby NW części Ziemi Wedela Jarlsberga ukształtował się w głównej mierze w schyłkowej części vistulianu, kiedy to nastąpiły, wywołane impulsem izostatycznym (recesja lodowców), intensywne ruchy podnoszące, na które nałożyły się globalne zmiany eustatyczne. Relatywna krzywa zmian poziomu morza dla obszaru NW części Ziemi Wedela Jarlsberga, charakteryzująca się w późnym vistulianie dużą amplitudą wzrostu, w okresie holocenu nie wykazywała już tak drastycznych wahań (Salvigsen i in. 1991, Landvik i in 1998). Jakkolwiek, niewielkie zmiany poziomu morza, związane najprawdopodobniej z glaciizostazją, które nastąpiły w okresie Małej Epoki Lodowej, zaznaczyły się intensyfikacją procesów abrazyjnych. Pośrednio niszczeniu podlegały i obecnie podlegają występujące licznie na obrzeżeniu Bellsundu stanowiska archeologiczne, które, w powiązaniu z badaniami współczesnej dynamiki wybrzeża, umożliwiają odtworzenie rozwoju strefy brzegowej w czasach historycznych (Jasinski, Zagórski 1996).

WSPÓŁCZESNE PRZEKSZTAŁCANIE STREFY LITORALNEJ

Do najważniejszych czynników wpływających na przekształcanie strefy litoralnej należą procesy morskie (falowanie, pływy i prądy przybrzeżne). W obrębie strefy brzegowej często ich działanie jest potęgowane przez procesy fluwialne, glacjalne oraz ruchy masowe. Na Spitsbergenie do najbardziej efektywnych należy falowanie wiatrowe. Uzależnione jest ono od prędkości i czasu działania wiatru, a także od długości rozbiegu fali - układ i topografia fiordów (Marsz 1996).

Niszczący wpływ falowania szczególnie wyraźnie zaznacza się w przypadku brzegów klifowych, które stanowią aż 46,4 %. Przykładem jest rejon Skilviki, gdzie rozwój klifu jest dodatkowo predysponowany występowaniem węglonośnych utworów trzeciorzędowych, wypełniających rów tektoniczny (Birkenmajer 2004). Natomiast u podnóża klifu powstaje platforma abrazyjna, wyprzątana z osadów poprzez falowanie i w miarę cofania się klifu rozszerzająca się (Harasimiuk 1987, Zagórski 2004a).

Procesy morskie odgrywają również istotną rolę w tworzeniu wybrzeży akumulacyjnych, zajmujących jedynie około 16%. Zlokalizowane są one wzdłuż brzegów Calypsostrandy i fragmentarycznie w głębi fiordu Recherche w rejonie Snatcherpynten i Tomtodden oraz na przedpolach lodowców Renarda, Recherche i Antonia (Harasimiuk 1987, Harasimiuk, Jezierski, 1988, 1991, Zagórski 2002a) (zał. 1). Szczególnie silna depozycja materiału miała miejsce między ujściem rzeki lodowca Scotta a Renardodden, potęgowana przez lokalny układ prądów przybrzeżnych, przemieszczających materiał w postaci potoków rumowiskowych (zał. 1). Zwiększenie dostawy materiału w okresie Małej Epoki Lodowej przez rzekę lodowca Scotta oraz

występowanie w rejonie największego załamania wybrzeża (Renardodden), strefy zbieżności (konwergencji) prądów przybrzeżnych, spowodowało osłabienie tempa abrazji i przewagę akumulacji. Jednak głównym obecnie czynnikiem, powodującym przekształcanie tej części wybrzeża, jest falowanie sztormowe, które sprzyja redepozycji materiału i ścinaniu starych wałów sztormowych od strony północnej. Dodatkową przyczyną zmian w tej części wybrzeża Calypsostrandy może być również zmiana kąta podejścia fal do brzegu oraz zmiana geometrii Skilviki, wywołana cofaniem się klifów wzdłuż uskoku tektonicznego (Harasimiuk 1987).

Obszar wybrzeża akumulacyjnego, położony między rzeką Scotta i Pocockodden, uznany został za odcinek stosunkowo stabilny, gdzie wspominany wcześniej prąd przybrzeżny o kierunku północno-zachodnim ma charakter nasycony, a cała jego energia powoduje tylko przemieszczanie osadu wzdłuż brzegu (Harasimiuk 1987). Obserwacje i pomiary zmian linii brzegowej, wykonane przy użyciu odbiorników GPS w czasie wypraw polarnych w latach 2000, 2005 i 2006, przy spokojnych warunkach meteorologicznych, wskazują na powolne narastanie nowego żwirowego wału. Jednak, pojawiające się silne warunki sztormowe powodowały cofnięcie się wybrzeża o kilka metrów i powrót do stanu poprzedniego. Zestawienie i porównywanie wieloletnich obserwacji linii brzegowej, prowadzone w oparciu o punkty reperowe oraz pomiary GPS, wskazują na stopniową zmianę geometrii wybrzeża (Zagórski 2002a, 2004a). Istotne znaczenie, przyspieszające te zmiany, mają pojawiające się jesienno-zimowe sztormy o rozmiarach ekstremalnych (szczególnie 1992/1993) (Rodzik, Wiktorowicz 1996). W pobliżu stacji w Calypsobyen nastąpiło wówczas ponad dziesięciometrowe cofnięcie się linii brzegu oraz nadbudowanie powierzchni wału sztormowego pokrywami żwirowymi, żwirowo-piaszczystymi oraz roślinnymi (Zagórski 1996). W kolejnych latach nie obserwowano już tak gwałtownych zmian, natomiast następowało stopniowe odbudowywanie zniszczonej powierzchni. Ważnym elementem jest również występowanie lodu brzegowego (Jezierski 1992, Zagórski 2001, 2004a). Szybkie jego narastanie skutecznie chroni brzeg przed niszczącym działaniem falowania. Podobnie, jego długie występowanie w okresie wiosenno-letnim hamuje przekształcanie strefy brzegowej.

Istotny wpływ na współczesny kształt wybrzeża mają, współdziałające z morskimi, procesy fluwialne i fluwioglacjalne. Ich rola wiąże się przede wszystkim z dostarczaniem do strefy litoralnej materiału terygenicznego (Harasimiuk, Król 1992). Przewaga dostawy materiału nad możliwościami usuwania przez falowanie i przemieszczania wzdłuż brzegowego, prowadzi do postępującej agradacji wybrzeża. Taka sytuacja miała miejsce między innymi w przypadku rozległych stożków sandrowych po dystalnej stronie wałów morenowych lodowca Renarda. Powstała lekko pochylona powierzchnia o półkolistym zarysie. Obecnie, w wyniku recesji lodowca Renarda i zaniku zasilania fluwioglacjalnego stały się formami martwymi. Zanik dostawy materiału lądowego spowodował wzrost aktywności procesów morskich, które w efekcie spowodowały utworzenie żwirowego wału,

który znacznie zahamował niszczenie stożka (Harasiuniuk 1987, Zagórski 2004a).

Geometria Bellsundu i uchodzącego do niego fiordu Recherche wpływają na występowanie lokalnych prądów przybrzeżnych. Dla przykładu, w rejonie Pocockoden wyróżnia się dwa prądy przybrzeżne, z których jeden płynie ku północo-zachodowi, a drugi na południe (Harasimiuk, Jezierski 1988, 1991). Ten drugi, zasilany w materiał z niszczenia stożków fluwioglacjalnych lodowca Renarda, wpływa na powstanie i przekształcanie mierzei rozwijającej się w cieniu występu brzegu - wału morenowego lodowca Renarda (zał. 1). Potok rumowiskowy, napotykający na tego typu załamanie wybrzeża, zmniejsza swoją prędkość. Następująca refrakcja fal znacznie osłabia zdolność transportową i ułatwia akumulację i narastanie mierzei. Jej rozwój był również predysponowany występowaniem osadów glacjalnych strefy marginalnej lodowca Renarda.

LITERATURA

BIRKENMAJER K., 2004: *Caledonian basement in NW Wedel Jarlsberg Land south of Bellsund, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 25, 1, 3-26.

HARASIMIUK M., 1987: *Współczesny rozwój wybrzeży południowego Bellsundu i fiordu Recherche (Zachodni Spitsbergen)*. XIV Sympozjum Polarne, Lublin, 99-102.

HARASIMIUK M., JEZIERSKI W., 1988: *Typy wybrzeży południowego Bellsundu*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, Lublin, 173-181.

HARASIMIUK M., JEZIERSKI W., 1991: *Types of coasts of south Bellsund (West Spitsbergen) and tendency of their evolution*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 17-22.

HARASIMIUK M., KRÓL T., 1992: *The dynamics of morphogenetic and sedimentary processes in the estuary segments of river valleys in the Recherche Fiord (Western Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, Lublin, 59-66.

JASINSKI M.E., ZAGÓRSKI P., 1996: *Significance of archaeological sites for estimating coastal plain development in the Renardodden area, Bellsund, Spitsbergen*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 35-41.

JASINSKI M.E., REPELEWSKA-PĘKALOWA J., PĘKALA K., 1997: *The role of archaeological localities in the estimation of geodynamic processes of Recherche Fjord coastal zone (Bellsund, Spitsbergen-Svalbard)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 101-106.

JEZIERSKI W., 1992: *Spatial changeability of dynamics of marine sediment processes in Calypsostranda region (Recherche Fjord, Western Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, Lublin, 67-72.

KRAWCZYK A., REDER J., 1989: *Pozostałości osadnictwa sezonowego w północnozachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 131-146.

LANDVIK J.Y, BOLSTAD M., LYCKE A.K., MANGERUD J., SEJRUP H.P., 1992: *Weichselian stratigraphy and paleoenvironments at Bellsund, western Svalbard*. Boreas, 21, 335-358.

LANDVIK J.Y., BONDEVIK S., ELVERHØI A., FJELDSKAAR W., MANGERUD J., SALVIGSEN O., SIEGERT M.J., SVENDSEN J-I., VORREN T.O., 1998: *The last glacial maximum of Svalbard and the Barents Sea area: ice sheet extent and configuration*. Quaternary Science Reviews, 17, 43-75.

MANGERUD J., DOKKEN T., HEBBELN D., HEGGEN B., INGÓLFSSON Ó., LANDVIK J.Y., MEJDAHL V., SVENDSEN J.I., VORREN T.O., 1998: *Fluctuations of the Svalbard-Barents Sea ice sheet during the last 150 000 years*. Quaternary Science Reviews, 17, 11-42.

MARCINKIEWICZ A., 1961: *Podniesione terasy nadmorskie południowego wybrzeża Bellsundu i fiordu Van Keulena między lodowcami Recherche i Hessa (Zachodni Spitsbergen)*. Biuletyn Geologiczny UW, 1, 1, 93-103.

PĘKALA K., REDER J., 1989: *Rzeźba i osady czwartorzędowe Dyrstaddalen i Lognedalen (Zachodni Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 159-169.

PĘKALA K., REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 1988: *Główne rysy rzeźby i osady czwartorzędowe doliny Chamberlin (Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 161-172.

PĘKALA K., REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 1990: *Relief and stratigraphy of Quaternary deposits in the region of Recherche Fjord and southern Bellsund (Western Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 9-20.

RODZIK J., WIKTOROWICZ S., 1996: *Shore ice of Hornsund Fiord in the area of the Polish Polar Station in Spitsbergen during the 1992/1993 winter*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, Lublin, 191-195.

SALVIGSEN O., ELGERSMA A., LANDVIK J.Y., 1991: *Radiocarbon dated raised beaches in northwestern Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen, Svalbard*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 9-16.

SZCZĘSNY R., 1987: *Late Quaternary evolution of the Tjørn Valley, Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 8, 3, 243-250.

SZCZĘSNY R., DZIERŻEK J., HARASIMIUK H., NITYCHORUK J., PĘKALA K., REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 1989: *Photogeological map of the Renardbreen, Scottbreen and Blomlibreen forefield (Wedel Jarlsberg Land, Spitsnergen), scale 1: 10 000*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

TROITSKY L.S., PUNNING J.-M., HÜTT G., RAJAMÄE R., 1979: *Pleistocene glaciation chronology of Spitsbergen*. Boreas, 8, 4, 401-407.

ZAGÓRSKI P., 1996: *Effect of sea activity and the role of snow banks in the development of Calypsostranda coastal zone (Bellsund, Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, Lublin, 201-211.

ZAGÓRSKI P., 2002a: *Rozwój rzeźby litoralnej północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)*. Rozprawa doktorska, Zakład Geomorfologii, Instytut Nauk o Ziemi UMCS, Lublin.

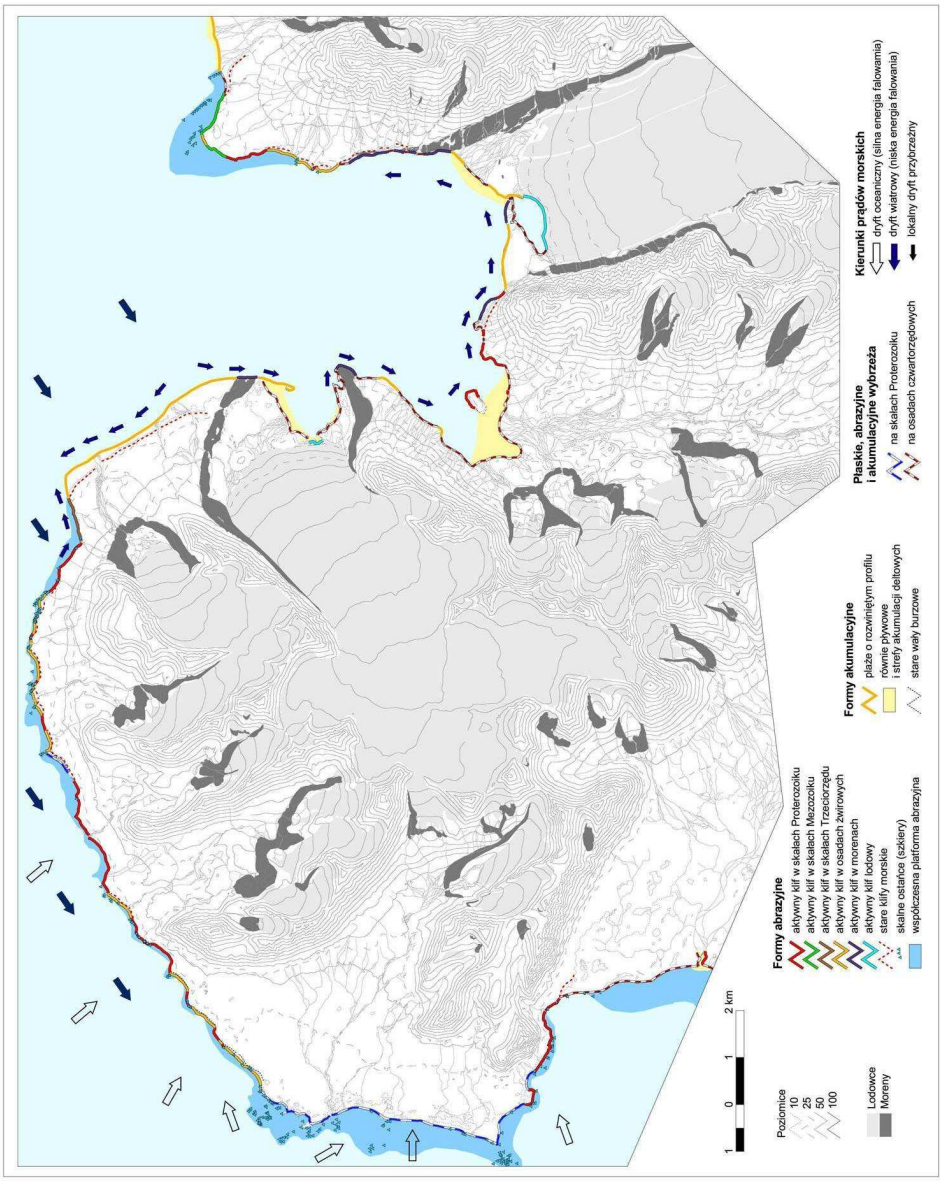
ZAGÓRSKI P., 2002b: *Zastosowanie zdjęć lotniczych w opracowaniu ortofotomapy i cyfrowego modelu terenu dla NW Ziemi Wedela-Jarlsberga*. XXVIII Międzynarodowe Sympozjum Polarne, Streszczenia, Poznań, 108-110.

ZAGÓRSKI P., 2004a: *Czynniki morfogenetyczne kształtujące strefę brzegową w okolicach Calypsobyen (Bellsund, Spitsbergen)*. Annales UMCS, sec. B, 59, 63-82.

ZAGÓRSKI P., 2004b: *Wpływ tektoniki i litologii podłoża na ukształtowanie podniesionych teras morskich NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)*. 53 Zjazd PTG „Badania geograficzne w poznaniu środowiska", 24-27 czerwca, Lublin, 248-252.

ZAGÓRSKI P. 2005: *NW part of Wedel Jarlsberg Land (Spitsbergen, Svalbard, Nowary)*. Orthophotomap 1:25 000, [ed.] K.Pękala. and H.F.Aas.

ZAGÓRSKI P., SĘKOWSKI M., 2000: *Using the GPS receivers in geographic researches during XIV UMCS Arctic Expedition*. Polish Polar Study, XXVII Sympozjum Polarne, Toruń, 383-384.



Zał. 1. Typy wybrzeży NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Harasimiuk, Jezierski 1988, 1991, uzupełnione - Zagórski 2002a)

Zbigniew Jóźwik *Na przedpolu lodowca. Oz*
linoryt 2004 [18 x 18]

Jan REDER

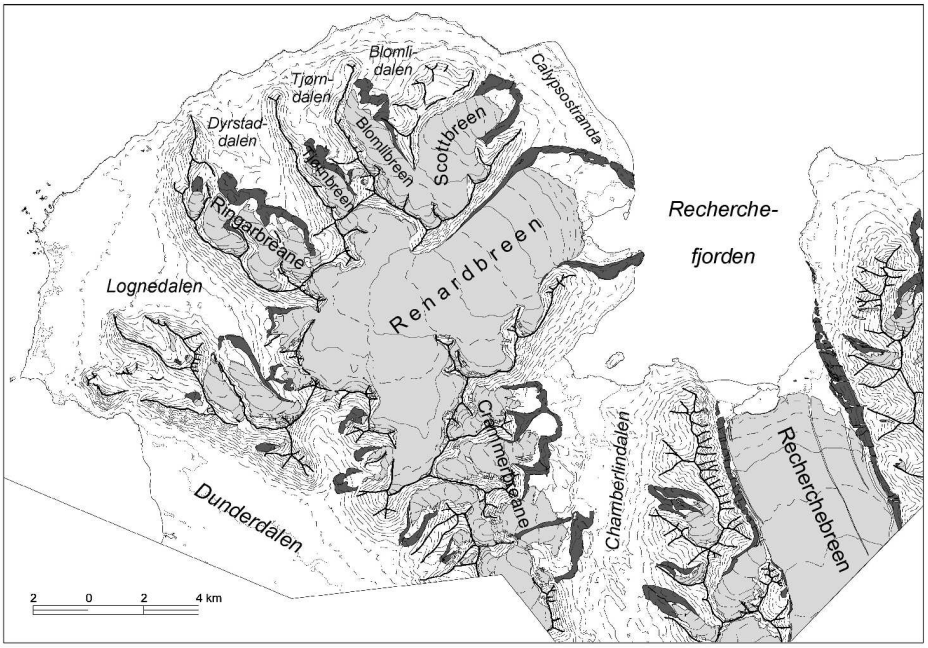
Ewolucja stref marginalnych lodowców NW części Ziemi Wedela Jarlsberga

Zlodowacenie Ziemi Wedela Jarlsberga, podobnie jak każdego innego lądu, jest silnie uzależnione od warunków klimatycznych oraz ukształtowania starszej rzeźby, stanowiącej podłoże, na którym tworzą się i funkcjonują lodowce. Położenie NW części tego obszaru w środkowej partii zachodniego wybrzeża Spitsbergenu, nad mocno wcinającym się w ląd, szerokim fiordem Bellsund, jest odpowiedzialne za ukształtowanie się tutaj szczególnych warunków klimatycznych. Dzięki ocieplającemu wpływowi odnogi Prądu Północnoatlantyckiego, który płynie wzdłuż zachodnich wybrzeży środkowego Spitsbergenu, panują tu warunki klimatyczne znacznie łagodniejsze niż w części północnej i południowej archipelagu. Skutkiem tego rozmiary i charakter zlodowacenia są tu także szczególne. Podczas gdy na Spitsbergenie dominują rozległe lodowce półpokrywowe, zajmujące większość terytorium, stopień zlodowacenia NW części Ziemi Wedela Jarlsberga wynosi tylko około 20% i jest lokalnie bardzo zmienny. Szczególną cechą obszaru jest to, że sąsiadują tu ze sobą doliny całkowicie zlodowacone (Recherche) oraz takie, w których współcześnie lodowców nie ma lub zajmują minimalne powierzchnie (Chamberlin, Dunder) (ryc. 1).

O stopniu zlodowacenia poszczególnych dolin decyduje tu przede wszystkim rozległość i pojemność pól alimentacyjnych, rozwiniętych na dawnych poziomach denudacyjno-strukturalnych. Powszechnie występują dwa poziomy, na wysokości 250-300 oraz 450-500 m n.p.m., i na nich rozwinęły się pola akumulacyjne lodowców. Dominują tu lodowce dolinne, zasilane z jednego lub kilku amfiteatralnie położonych pól firnowych, o powierzchniach od kilku do blisko 30 km^2. Jedynym wyjątkiem jest lodowiec Recherche, zasilany z rozległego plateau i wypełniający założoną na uskoku tektonicznym dolinę, będącą przedłużeniem fiordu o tej samej nazwie. Lodowiec ten jako jedyny należy do grupy lodowców kończących się w morzu, co decyduje o odmiennym charakterze jego strefy marginalnej. Pozostałe lodowce mają strefy marginalne ukształtowane na lądzie, na powierzchni podniesionych teras morskich lub na poziomach strukturalnych i wyniesieniach starszego podłoża (ryc. 1).

Strefa marginalna jest obszarem, na którym zachodzą procesy oraz występują osady i formy rzeźby związane z czołem lodowca i jego bezpośrednim przedpolem. W jej obrębie lokalizuje się trzy grupy form i osadów:

przedpola, krawędzi lodowej i jej zaplecza. Hipsometrycznie dominują zwykle formy krawędzi lodowej - moreny czołowe, na ich przedpolu znajdują się sandry ekstramarginalne, a strefa zaplecza jest najbardziej zróżnicowana i składa się z zestawionych w różnych wariantach sandrów wewnętrznych, moren dennych i ablacyjnych oraz form szczelinowych. Wszystkie formy i odpowiadające im osady są rezultatem działania powiązanych ze sobą procesów i zjawisk stanowiących jeden cykl glacjalny. W ramach typowego, pojedynczego cyklu glacjalnego wyróżnić należy związaną z ochłodzeniem klimatu fazę wstępującą - transgresję lodowca oraz korelowaną z ociepleniem fazę zstępującą - recesję. Maksymalny zasięg transgresji dokumentują moreny czołowe i zakorzenione u wylotów bram (przełomów) w morenach stożki sandrów zewnętrznych. W fazie recesji kształtuje się rzeźba wewnętrznej części strefy marginalnej. Typowe (modelowe) ukształtowanie strefy marginalnej w praktyce jednak nie występuje. Jest to związane ze znacznym zróżnicowaniem morfologicznym lodowców, ich położeniem w różnych piętrach hipsometrycznych oraz specyficznymi cechami tychże lodowców, zwłaszcza strukturą termiczną lodu i jego dynamiką (Reder 1988).



Ryc. 1. Lodowce NW części Ziemi Wedela Jarlsberga.

Lodowce NW części Ziemi Wedela Jarlsberga funkcjonują w warunkach współczesnego ocieplenia klimatu, które notuje się od zakończenia Małej Epoki Lodowej, czyli od przełomu XIX i XX wieku. Ich bilans masy jest ujemny, a linie równowagi przebiegają na znacznych wysokościach, zwykle w najwyższych partiach pól firnowych. Ocieplenie klimatu ma także

wpływ na strukturę termiczną lodowców oraz ilość i sposób krążenia wody w basenie lodowcowym. Czynniki te z kolei decydują o dynamice lodowców, określają warunki ruchu deformacyjnego i ślizgu dennego. Często przemiany te prowadziły do zjawisk typu szarży, notowanych na lodowcach Recherche, Renard, Scotta i Antonii. Ich efektami były transgresje jezorów lodowcowych, a morfologicznym skutkiem występujące na przedpolach wały moren spiętrzonych (Reder 1998).

Reakcją na ocieplenie są zmiany w profilach podłużnych lodowców oraz obserwowana współcześnie recesja i spłaszczanie jezorów lodowcowych (Reder 1998, Zagórski, Bartoszewski 2004). Analiza archiwalnych materiałów kartograficznych, zdjęć lotniczych oraz wykonywane od kilku lat pomiary GPS pozwalają prześledzić zmiany geometrii lodowców. Tempo recesji jest zmienne w czasie i wszystkie lodowce reagują indywidualnie na bodźce klimatyczne. Prowadzi to do wniosku, że obok fluktuacji klimatycznych na tempo recesji wpływają czynniki dodatkowe. Najważniejsze z nich to: wysokość n.p.m. jezora lodowcowego, topografia podłoża, ekspozycja oraz lokalne wzrosty temperatury powodowane zjawiskami typu fenowego. Dodatkowo przyspieszoną recesję obserwuje się zawsze po fazie szarży. Pomimo tego można zaobserwować pewne prawidłowości.

Szybka recesja charakteryzuje lodowce, których jezory położone są w strefie podniesionych teras morskich, czyli w najniższym piętrze hipsometrycznym. Jezory lodowców, położone na wysokościach powyżej 200 m n.p.m., reagują znacznie wolniej. Dla pierwszej grupy charakterystyczne jest tempo recesji rzędu 20 m/rok (w niektórych przypadkach więcej), dla drugiej - rzędu kilku, przeciętnie 5 m/rok (Reder 1991, 1993).

W ostatnim stuleciu największe tempo ablacji i recesji jezorów lodowcowych miało miejsce w latach 30. i 40. oraz 80. i 90, przy czym w ostatnich latach wyraźnie wzrasło. Najlepiej rozpoznany pod tym względem jest lodowiec Scotta. Nie można określić dynamiki jego czoła w pierwszej połowie XX wieku, gdyż na początku lat 60. przeszedł awans typu szarży. Jego czoło w latach 60. i 70. cofało się w tempie 12,2 m/rok, w latach 80. 23,3 m/rok, w latach 90. 37,0 m/rok (Merta i in. 1990, Zagórski, Bartoszewski 2004). Pomiary wykonane w latach 2000-2002 wskazują na spadek tempa recesji do 10 m/rok, ale może być to związane ze zmianą położenia jezora, który wycofał się do wyższego poziomu hipsometrycznego. Podobna zmienność charakteryzuje sąsiadujące z omawianym lodowce Blomli i Renard.

W związku z postępującą recesją, strefy marginalne lodowców dolinnych NW części Ziemi Wedela Jarlsberga charakteryzuje duża dynamika zmian. Podstawową ich cechą jest szybki rozwój części wewnętrznej, położonej pomiędzy wałami moren czołowych a cofającymi się jezorami lodowcowymi. Części te stanowią mniej lub bardziej regularne, amfiteatralne zagłębienia, zamknięte łukiem moren czołowych, przechodzących na boki w ciągi moren bocznych. Wypełniają je osady glacjalne i glacifluwialne, tworzące pokrywy morenowe, poziomy sandrowe oraz pojedyncze formy szczelinowe (Pękala 1987, Szczęsny i in. 1989).

Podstawowym czynnikiem, kształtującym obecnie rzeźbę tych obszarów, są wody ablacyjne. Nisko położone, duże lodowce (Antonii, Recher-

che, Renard, Scott) charakteryzują się rozwiniętym drenażem subglacjalnym z lodami typu naledzi funkcjonującymi na przedpolach. Na przedpolach małych lodowców dolinnych (Blomli, Tjørn, Ringar) naledzi nie stwierdzono, a drenaż subglacjalny jest niewielki. Rzeki należące do systemu supra- i subglacjalnego, opuszczając powierzchnię lodowców, łączą się przy ich krawędzi w potężne rzeki marginalne o skoncentrowanym przepływie. Znaczny spadek terenu decyduje o dużych możliwościach transportowych i erozyjnych tych rzek. W bezpośrednim sąsiedztwie czoła lodowca nie obserwuje się obecnie procesów akumulacji, wyraźnie dominuje erozja, która jest procesem niezwykle efektywnym na obszarze słabo skonsolidowanej moreny dennej oraz starszych osadów sandrowych. Przedpole lodowca zatraca jednorodny charakter i przyjmuje postać "*bad landu*" o niezwykle gęstej sieci starych koryt oraz zagłębień i zapadlisk typu termokrasowego. Lokalnie tylko obserwuje się niewielkie pakiety młodego materiału fluwioglacjalnego, zdeponowanego w postaci bocznych odsypów w czasie większych przepływów wód ablacyjnych. Rzeki te w górnym i środkowym biegu charakteryzuje spływ skoncentrowany oraz duże spadki w strefach przełomowych pomiędzy wychodniami skał podłoża. Natomiast w biegu dolnym wody ablacyjne kształtują współczesny, najniższy poziom sandrowy. Jest to aktywnie formowany wąski stożek z wyraźnym systemem koryt roztokowych (Łanczont 1988a). Na zewnątrz od współczesnego sandru obserwuje się pojedyncze płaty moreny dennej oraz liczne formy akumulacji fluwioglacjalnej. Na przedpolu Renardbreen stwierdzono występowanie co najmniej trzech poziomów sandrowych, terasy kemowej oraz wałów ozów (Pękala 1987, Łanczont 1988ab, Szczęsny i in. 1989). Osady sandrowe dwóch wyższych poziomów tworzą formy typu terasowego przylegające do wewnętrznej strefy wałów lodowo-morenowych. Nachylenie przedpola lodowca w kierunku współczesnego czoła powoduje w miarę postępującej recesji tworzenie się coraz niższych poziomów sandru wewnętrznego, równolegle do przebiegu krawędzi lodowca. Morena denna w tej części przedpola stanowi kilkudziesięciocentymetrowej miąższości pokrywę starszej serii sandrowej. Pokrywa ta, pierwotnie jednolita, wskutek porozcinania systemem koryt wód proglacjalnych i proniwalnych, obecnie występuje w niewielkich, izolowanych płatach (Szczęsny i in. 1989, Reder 1998).

Na przedpolach lodowców Renard, Blomli i Scotta, pomiędzy strefą sandrową a czołem lodowca, odsłaniają się zmutonowane rygle skalne. Stoki proksymalne rygli są łagodne i pokryte świeżą moreną żłobkową. Według koncepcji T.Merty (1988b, 1989) jest ona kształtowana przez wody supraglacjalne. Grzbiety moreny żłobkowej mają stanowić odlew reliefu powierzchni czoła lodowca a ich rozciągłość wyznaczać kierunek wycofywania się czoła lodowca. Grzbiety wykształcone za dużymi głazami zinterpretowano jako efekt zahamowania rozwoju rynny ablacyjnej.

Po dystalnej stronie mutonów lodowca Renard zachowały się dwa większe wały ozów oraz kilka pojedynczych kopczyków będących zapewne pozostałościami po trzecim, rozmytym przez wody proglacjalne. Ozy te mają długość kilkudziesięciu metrów i wysokość 2-3, maksymalnie 5 metrów. Zbudowane są z materiału przede wszystkim piaszczystego, w mniejszym

stopniu żwirowego, poziomo warstwowanego. Ozy te nawiązują do powierzchni drugiej serii sandrowej. Ich genezę można wiązać z wypełnianiem tunelu subglacjalnego, postępującym w górę rynny subglacjalnej. Inwentarz form glacifluwialnych w strefie marginalnej lodowca Renard uzupełnia terasa kemowa, przylegająca do wału lodowo-morenowego (Szczęsny i in. 1989).

Elementem dominującym w morfologii stref marginalnych są moreny czołowe, wykształcone w postaci wałów lodowo-morenowych. Na przedpolach większości lodowców stanowią one nadbudowę zmutonowanych rygli skalnych (poziomów strukturalnych), jedynie na przedpolach lodowców Renard i Antonii morena nałożona jest na strefę podniesionych teras morskich. Wszystkie wały morenowe mają wysokość od 20 do 60 m i zbudowane są z pokrywy morenowej miąższości kilku metrów oraz jądra lodowego (Szczęsny i in. 1989). Na powierzchni przeważają bardzo słabo obtoczone bloki i gruz skalny, a w głąb profilu wzrasta udział utworów gliniastych i ilastych, zawierających dużą domieszkę żwirów i głazów. Jądra lodowe stanowią większą część objętości wałów. Żywa rzeźba, ostre, piramidalne wierzchołki oraz liczne jeziorka świadczą o żywych procesach termokrasowych.

Wały lodowo-morenowe od strony proksymalnej stopniowo przechodzą w morenę denną. Strefa przejściowa nosi ślady przepływów w postaci marginalnych rynien erozyjnych o kierunku równoległym do osi wału czołowo-morenowego i dawnej krawędzi jęzora lodowcowego lub charakteryzuje się występowaniem ciągów morenek recesyjnych, wyznaczających dawne zasięgi czoła lodowcowego.

Wśród moren czołowych na szczególną uwagę zasługuje morena lodowca Renard. Jest ona formą dwudzielną, składającą się z wałów lodowo-morenowych oraz moreny spiętrzonej, pomiędzy którymi rozpoznano osady organiczne i zabytki archeologiczne pochodzące ze zniszczonej osady wielorybniczej. Górna partia osadów (datowania metodą C^{14}) uzyskała wiek 660 ± 80, partia dolna 1130 ± 80 lat BP (Dzierżek i in. 1990a). Odpowiadają one zatem okresowi średniowiecznego ocieplenia (tzw. „okres wikingowski") i jednocześnie dokumentują co najmniej dwukrotną transgresję lodowca na jego przedpole. W pewnym stopniu pozwalają też wnioskować o skali ocieplenia, które musiało być na tyle znaczne, że umożliwiało penetrację gospodarczą i posadowienie osady w strefie blisko sąsiadującej z lodowcem (Dzierżek i in. 1990b, Jasinski 1994).

Na podstrefę ekstramarginalną lodowców składają się poziomy sandrowe wcięte w powierzchnię podniesionych teras morskich. Na przedpolach dużych lodowców występują 2 lub 3 różnowiekowe poziomy sandrów. Występowanie kilku poziomów jest skutkiem szybkiego wytapiania się jezorów i szybkiego porzucania poziomów sandrowych przez wody ablacyjne. Wraz z wytapianiem i wycofywaniem się lodowców zmienia się wysokość wylotów tuneli in- i subglacjalnych, a zatem także wysokości zakorzenienia stożków sandrowych (Reder 1995). Rzeźba starych poziomów wykazuje cechy stabilizacji, ich słabo nachylone powierzchnie są płaskie, urozmaicone korytami dawnych potoków proglacjalnych. Najmłodszy poziom sandrowy,

zakorzeniony u wylotu czynnego tunelu inglacjalnego (lodowiec Recherche) lub bramy w wale lodowo-morenowym (lodowce Antonii, Scotta), jest współcześnie kształtowany przez roztokowy system rzeczny o zmiennej konfiguracji koryt. System ten jest niezwykle efektywny morfologicznie. Transportuje ogromne ilości materiału mineralnego, który w swej frakcji grubszej jest osadzany w poziomie sandru, a frakcja drobniejsza odprowadzana jest do wód fiordu. Od kilkudziesięciu lat obserwuje się dynamiczny rozwój najmłodszych stożków sandrowych. Wzrost długości sandru ekstramarginalnego lodowca Antonii w latach 1960-1990 wyniósł około 125 metrów, a lodowca Recherche ponad 200 m (Reder 1996, Warowna 1994). Na przedpolach niewielkich lodowców kończących się na lądzie (Scotta, Blomli, Ringar) strefy sandrów zewnętrznych mają małe rozmiary i są silnie uzależnione od topografii den dolinnych.

Intensywność i stopień współczesnego przemodelowania stref marginalnych lodowców zależy od tempa recesji oraz ilości odprowadzanych wód ablacyjnych. Małe, wysoko położone lodowce (Blomli, Tjørn, Dyrstad) są źródłem niewielkiej ilości wód roztopowych, które odpływają w pokrywach, ewentualnie w szczelinach termokrasowych (Pękala, Reder 1989, Szczęsny 1987). Nie tworzą się tu wewnętrzne stożki sandrowe, stopień przeobrażenia przedpola jest niewielki, a zmiany rzeźby ograniczają się do powolnej degradacji wałów lodowo-morenowych, czego efektem są częste zmiany ich morfologii, pojawianie się spękań i efemerycznych jeziorek termokrasowych (Pękala, Reder 1989).

Szybko topiące się duże lodowce (Recherche, Renard, Antonia, Scott) dostarczają ogromnych ilości wód ablacyjnych. Ich przedpola są kształtowane przez rzeki marginalne, pokrywy naledzi i zbiorniki zastoiskowe o zmiennej konfiguracji (Merta 1988a, 1988c, Reder 1996). Generalnie obserwuje się obecnie dominację procesów akumulacji i erozji fluwioglacjalnej. Dominującym elementem rzeźby przedpoli są obecnie obszary sandrowe oraz porzucone koryta rzek marginalnych (Reder 1995, 1996, Warowna 1994). Formy akumulacyjne obserwuje się częściej na powierzchniach wypłaszczających się jęzorów lodowcowych bądź na martwym lodzie przedpola niż na podłożu skalnym. Intensywna erozja wód ablacyjnych prowadzi obecnie do rozcinania nawet stosunkowo młodych pokryw sandrowych i osadów moreny dennej. Zachowane fragmenty są zazwyczaj silnie przemyte i wzbogacone we frakcje grubsze materiału.

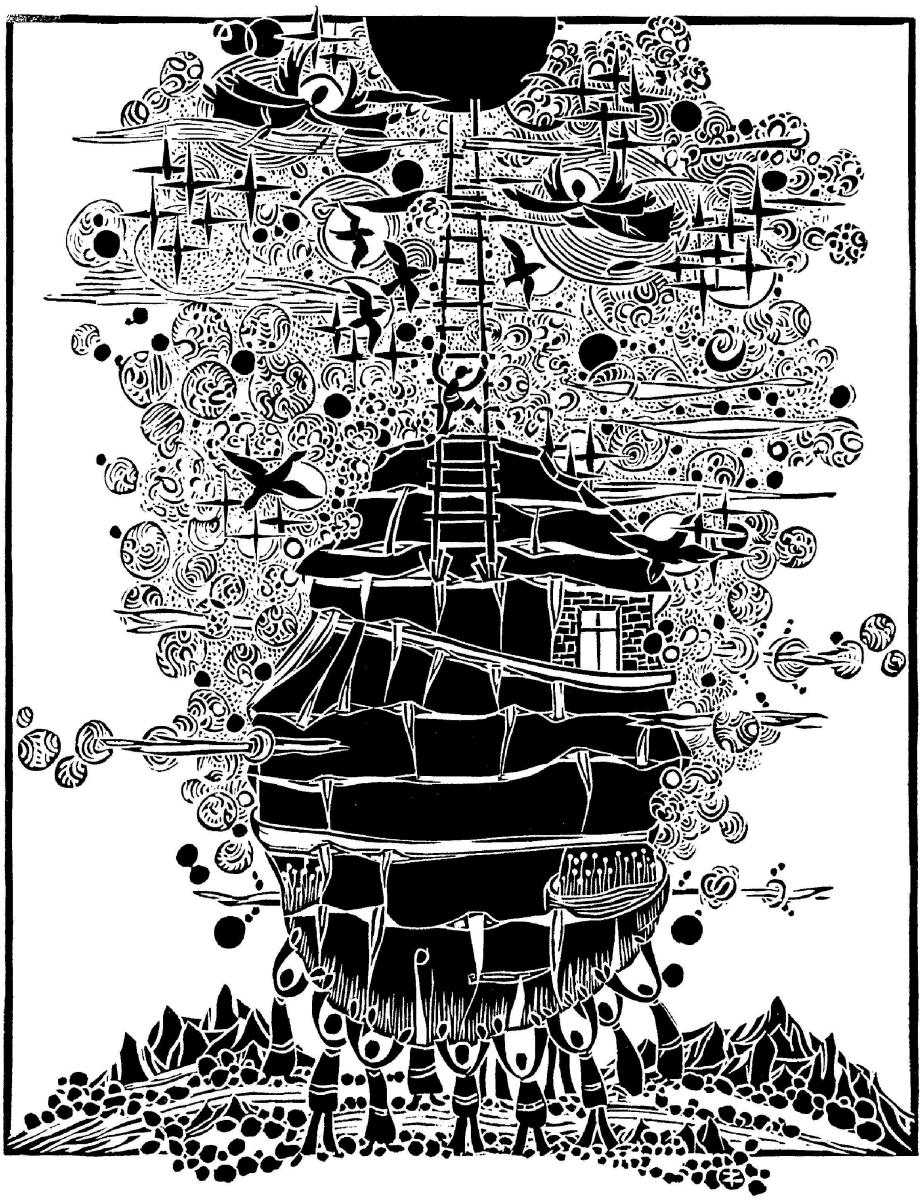
LITERATURA

DZIERŻEK J., NITYCHORUK J., RZĘTKOWSKA A., 1990a: *Geological-geomorphological analisis and C^{14} dating of submorarine organogenic deposits within the Renardbreen outer margin, Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*. Polar Research, 8, 275-281.

DZIERŻEK J., NITYCHORUK J., RZĘTKOWSKA A., 1990b: *Remnants of the earliest human invasion at Bellsund, Svalbard*. Polar Research, 8, 299-302.

JASINSKI M.E., 1994: *Archaeological studies of the Renard Glacier site 1, Spitsbergen, recapitulation*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 9-19.

ŁANCZONT M., 1988a: *Osady sukcesji sandrowej lodowca Renarda, Spitsbergen Zachodni*. XV Sympozjum Polarne, Wrocław, 82-87.
ŁANCZONT M., 1988b: *Osady sandrowe strefy marginalnej lodowca Renarda w świetle analizy granulometrycznej*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 197-208.
MERTA T., 1988a: *Dynamika sedymentacji w proglacjalnym rozlewisku na przedpolu lodowca Scotta (Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 183-189.
MERTA T., 1988b: *Elementy kierunkowe w morenie typu "fluted" na przedpolu lodowca Renarda (Spitsbergen)*. XV Sympozjum Polarne, Wrocław, 76-81.
MERTA T., 1988c: *Cykliczność sedymentacji w rozlewisku u czoła lodowca Blomli*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 191-196.
MERTA T., 1989: *Sedimentation of fluted moraine in forefield of glaciers in Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 10 (1), 3-29.
MERTA T., OZIMKOWSKI W., OSUCH D., 1990: *Evaluation of changes at the forefield of the Scott Glacier based on the photogrammetric data.* Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 51-58.
PĘKALA K., 1987: *Rzeźba i utwory czwartorzędowe przedpola lodowców Scotta i Renarda (Spitsbergen)*. XIV Sympozjum Polarne, Lublin, 84-87.
PĘKALA K., REDER J., 1989: *Rzeźba i osady czwartorzędowe Dyrstaddalen i Lognedalen (Zachodni Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 159-169.
REDER J., 1991: *Contemporary recession of the glaciers in NW part of Wedel Jarlsberg Land (Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 37-43.
REDER J., 1993: *Contemporary deglaciation of the Recherche and Renard Glaciers in the Bellsund region (Western Spitsbergen).* XX Polar Symposium, Lublin, 421-427.
REDER J., 1995: *The role of subglacial drainage and proglacial outflows in the formation of relief in the marginal zone of Antonia Glacier (Bellsund, Spitsbergen).* Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 179-189.
REDER J., 1996: *Evolution of marginal zones during a continued glacial retreat in northwestern Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 17 (1-2), 61-84.
REDER J., 1998: *Holoceńska morfogeneza stref marginalnych lodowców NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)*. Rozprawa doktorska. Zakład Geomorfologii INoZ, UMCS.
SZCZĘSNY R., 1987: *Late Quaternary evolution of the Tjørn Valley, Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 8 (3), 243-250.
SZCZĘSNY R., DZIERŻEK J., HARASIMIUK M., NITYCHORUK J., PĘKALA K., REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 1989: *Photogeological map of the Renardbreen, Scottbreen and Blomlibreen forefield (Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen, 1:10 000)*. Wyd. Geol., Warszawa.
WAROWNA J., 1994: *Conditions of sandour plain formation in the glacier forelands in the Recherchefjorden Region (West Spitsbergen).* Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 117-126.
ZAGÓRSKI P., BARTOSZEWSKI S., 2004: *Próba oceny recesji lodowca Scotta w oparciu o materiały archiwalne i pomiary GPS*. Polish Polar Studies. XXX Międzynarodowe Sympozjum Polarne, Gdynia, 415-424.



Zbigniew Jóźwik *Po szczęście*
linoryt 1990 [31 x 24]

Stefan BARTOSZEWSKI
Andrzej GLUZA
Krzysztof SIWEK

Wybrane problemy kształtowania się warunków meteorologicznych i hydrologicznych NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)

Podstawowe cechy klimatu południowego obrzeżenia Bellsundu kształtowane są przez procesy związane z cyrkulacją atmosferyczną (typy cyrkulacji, charakter adwekcji, masy powietrza) oraz współoddziaływanie środowisk: morskiego (sąsiedztwo rozległego systemu wód fiordu Bellsund), lodowcowego (lodowce: Scotta i Renarda), lądowego - wolnego od trwałej pokrywy śnieżno-lodowej oraz masywów górskich (Bohlinryggen i Wijkanderberget). Bogate urzeźbienie terenu powoduje nasilenie lokalnych zakłóceń w przepływie mas powietrza, przez co wpływa modyfikująco na ogólne cechy cyrkulacji atmosferycznej (Gluza, Piasecki 1989). Efektem splotu działań tych czynników jest wykształcenie specyfiki przestrzennej zmienności elementów meteorologicznych zarówno w skali dużych jednostek geograficznych, jak i mniejszych np. wpływ na formowanie się mało jeszcze rozpoznanych systemów anemo-orograficznych. Dla klimatu i topoklimatu południowego obrzeżenia Bellsundu istotną rolę odgrywają trzy główne systemy: (1) fiordów Van Keulen - Bellsund (dla wschodnich form cyrkulacji), (2) fiordu Recherche (wraz z lodowcem Recherche i doliną Chamberlin, dla południowych form cyrkulacji), (3) dolin zachodniego wybrzeża Południowego Bellsundu (doliny: Logne, Dyrstad, Tjørn, dla zachodnich i wschodnich form cyrkulacji atmosferycznej) (Piasecki, Gluza 1988). Oddziaływanie tych systemów anemo-orograficznych było nietrwałe w czasie i jednoznacznie wiązało się z typem cyrkulacji atmosferycznej, a także było zmienne w przestrzeni np. poziomy teras na Calypsostrandzie (Siwek, Paczos 1990). Występowanie tych systemów wywoływało lub podkreślało lokalne różnice w przebiegu zjawisk meteorologicznych oraz decydowało o wielkości przestrzennego zróżnicowania topoklimatycznego.

Ważnym elementem warunkującym cechy klimatyczne Svalbardu są czynniki astronomiczne, które warunkują dopływ światła i ciepła słonecznego do powierzchni Ziemi podczas dnia polarnego. Inne uwarunkowania wynikają ze stopnia zachmurzenia i rodzaju chmur.

W bilansie promieniowania Arktyki ważną rolę odgrywają, ogólnie biorąc, trzy rodzaje powierzchni czynnych: ląd, lód i woda. Uwidoczniają się

one szczególnie w porze letniej: albedo wody wynosi wtedy średnio 10%, tundry 15 - 25%, tającego lodu 55 - 65% (Głowicki 1985, Gluza, Siwek 2005, Gurgul i in. 2003, Siwek i in. 2004). Duże znaczenie ma także pionowa wymiana ciepła w glebie i środowisku wodnym, a także turbulencyjna i konwekcyjna wymiana powietrza związana z procesami nagrzewania i wychładzania podłoża.

Obszar Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen) od 20 lat jest terenem badań lubelskich meteorologów i klimatologów. Głównym celem ich badań było poznanie warunków klimatycznych, w różnych skalach, południowego obrzeża Bellsundu. W badaniach klimatycznych, w ramach Wypraw Geograficznych UMCS na Spitsbergen, brali udział następujący pracownicy Zakładu Meteorologii i Obserwatorium Meteorologicznego, Zakładu Klimatologii oraz Zakładu Meteorologii i Klimatologii (Anna Bilik, Piotr Czaban, Andrzej Gluza, Eugeniusz Ryżyk, Krzysztof Siwek). Ponadto, w pomiarach topo- i mikroklimatycznych uczestniczyli, w ramach Wyprawy, pracownicy innych Zakładów: Jan Rodzik i Maria Łanczont z Zakładu Geografii Fizycznej UMCS oraz Jacek Piasecki z Zakładu Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu Wrocławskiego.

Głównym celem badań było poznanie warunków pogodowych, topoklimatu, mikroklimatu i bioklimatu okolic południowego obrzeża Bellsundu. W czasie pierwszej Wyprawy w 1986 roku założono stację meteorologiczną, na której prowadzono całodobowe pomiary. Została ona zlokalizowana na płaskiej terasie morskiej na wysokości 23 m. n.p.m., w odległości około 200 m od brzegu fiordu Recherche. Roślinność (tundra plamista) była dość uboga gatunkowo i składała się z kępek mchów, porostów, skalnic i wierzby polarnej o wysokości kilku centymetrów. Pokrywała ona około 60% powierzchni. Obserwacje były prowadzone co trzy godziny (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21) w czasie UTC. Mierzono następujące elementy meteorologiczne: ciśnienie atmosferyczne, temperaturę powietrza (aktualną, maksymalną, minimalną) i wilgotność względną na wysokościach 5 cm i 200 cm, wysokość opadów atmosferycznych, parowanie potencjalne (ewaporometr Wilda), kierunek i prędkość wiatru, chwilowe natężenie promieniowania całkowitego i odbitego, usłonecznienie, temperaturę gruntu (na różnych głębokościach 2, 5, 10, 20, 50 cm) oraz określano stopień zachmurzenia i rodzaj chmur. Ponadto zainstalowano samopisy (dobowe i tygodniowe) do ciągłej rejestracji ciśnienia atmosferycznego, temperatury powietrza i wilgotności względnej. W celu poznania warunków bioklimatycznych określano wielkość ochładzającą powietrza za pomocą katatermometru typu Hilla (Gluza 1988).

Oprócz stacji bazowej założono sieć stałych punktów pomiarowych w wybranych formach terenu, gdzie funkcjonował samopisy do rejestracji temperatury i wilgotności względnej powietrza. Zainstalowano również w wybranych środowiskach roślinno-glebowych (o różnym stopniu uwilgocenia) stanowiska do pomiaru temperatury gruntu i temperatur ekstremalnych na wysokości 5 cm nad powierzchnią gruntu. W ramach prac nad termiką i dynamiką czynnej warstwy zmarzliny dokonywano pomiarów temperatury gruntu (na różnych głębokościach 50, 100, 150 i 200 cm) i głęboko-

ści zalegania zmarzliny (w wybranych profilach). W latach 1989 i 1990 kontynuowano badania oraz rozpoczęto pomiary topoklimatyczne wzdłuż wybranych transektów na Calypsostrandzie.

Badania topoklimatyczne prowadzone były w czasie trwania XV i XVI Wyprawy UMCS na Spitsbergen. Objęto nimi obszar Calypsostrandy, plażę oraz przedpole Lodowca Scotta. Była to kontynuacja badań prowadzonych na tym terenie w latach 1987-1990 oraz 1999 (Gluza, Piasecki 1989, Piasecki, Rodzik 1988, Ryżyk 1987, Rodzik 1989, Łanczont 1988, Siwek, Paczos 1990).

W latach 1986-1988 obserwacje prowadzono co trzy godziny w czasie UTC, a od 1989 roku w czterech terminach tj. co sześć godzin. W roku 1999 rozpoczęto pomiary meteorologiczne wykonywane za pomocą stacji automatycznych. Zastosowanie tej stacji umożliwiło wykonywanie pomiarów z krokiem czasowym 10 minut - czyli 144 razy na dobę.

W trakcie kolejnych Wypraw obserwacje meteorologiczne zaczynały się i kończyły w różnych terminach z tego powodu długość okresu obserwacji była różna i zależała od czasu jej trwania. Najdłuższy okres pomiarowy był w 1988 roku i wynosił 92 dni. Najwcześniej pomiary rozpoczęto 14 czerwca 1987 roku, a najpóźniej zakończono prowadzenie obserwacji 30 września 1988 roku.

W celu określenia warunków klimatycznych Bellsundu w sezonie letnim (średnich za lata 1986-2006) porównano dane z tego samego okresu, wspólnego dla największej liczby wypraw (11 wypraw) tj. 04.VII-24.VIII. Wartości średnie dobowe przeliczono dla 4 terminów, po uwzględnieniu uwag zawartych w opracowaniach metodycznych (Gluza, Siwek 2002).

Analizując warunki pogodowe podczas wszystkich Wypraw (za cały okres pomiarowy) można zauważyć, że miał na to wpływ czas ich trwania. Średnia temperatura ze wszystkich sezonów wyniosła +5,0°C. Najcieplejszy był sezon letni w 1998 roku ze średnią +6,2°C, a najchłodniejszy w 1987 - średnia +3,0°C. Wtedy to też zanotowano najniższą średnią dobową temperaturę powietrza - -7,9°C. Najwyższą średnią dobową zanotowano w roku 2002 - +10,2°C.

Średnie zachmurzenie ogólne nieba (za cały okres) wyniosło 6,6 (w skali oktantowej). Najbardziej pochmurne były sezony 1994 i 2005 (7,4), a najniższe zachmurzenie zanotowano w sezonie 1992 (6,0). Średnia prędkość wiatru wyniosła 4,0 m/s. Najwyższe prędkości wiatru zanotowano w 1993 roku - 5,8 m/s, a najniższe (2,5 m/s) w sezonie1996. W roku 1993 zanotowano również najwyższą średnią dobową prędkość wiatru - 21,0 m/s, a w 1996 - najniższą (0,0 m/s).

Suma opadów jest tym elementem, który cechuje się największą zmiennością. Zakres zmienności wynosi 71,7 mm. Najwyższą sumę opadu (75,2 mm) zanotowano w sezonie 1994, najniższą, tylko 3,5 mm w 1998. Najwyższa wartość sumy dobowej w wieloleciu wystąpiła w 1993 roku i wynosiła 36,3 mm. Średnia, dla wszystkich wypraw, suma opadu atmosferycznego wyniosła 38,4 mm.

Dla wspólnego okresu z wielolecia 1986-2006, średnia temperatura powietrza w Calypsobyen wynosiła +5,6°C. Najcieplejszym był sezon 1990,

kiedy to zanotowano +6,6°C, a najchłodniejszy 2005 ze średnią +4,9°C. Najniższa średnia dobowa temperatura wynosząca +1,2°C wystąpiła w 2000 roku, a najwyższa (+10,2°C) 13 lipca 2002 roku.

Średnie zachmurzenie ogólne nieba, dla okresu wspólnego, wynosiło 6,6 (w skali 0-8). Przebieg średnich wartości zachmurzenia w całym okresie 1986-2002 jest bardzo wyrównany. Wartości jego zmieniają się tylko o 1,8 stopnia (skali 0-8). Najbardziej „pogodny" był sezon 1991 (5,6), a najwyższym średnim zachmurzeniem cechował się sezon 1994 i 2005 (7,4). Na zachmurzenie ogólne nieba główny wpływ miało zachmurzenie przez chmury piętra niskiego (*Stratus* i *Stratocumulus*).

Stosunki anemometryczne w dużej mierze są uzależnione od warunków cyrkulacyjnych oraz od orografii terenu. Na tym obszarze duże znaczenie mają również wiatry fenowe i efekt tunelowy wzdłuż długiej osi fiordu (Gluza, Piasecki 1989). Średnia wieloletnia prędkość wiatru w Calypsobyen wynosiła 3,8 m/s. Najwyższą średnią zanotowano w 1988 roku - 5,9 m/s, a najniższą w sezonie 1995 - 2,0 m/s. Najwyższa średnia dobowa prędkość wiatru - 14,2 m/s wystąpiła w sezonie 1987 - miało to związek z występowaniem cyrkulacji sprzyjającej powstawaniu wiatrów typu fenowego.

Największą zmiennością, spośród analizowanych elementów, w badanym wieloleciu cechują się opady atmosferyczne. Najwyższą sumę opadu (55,4 mm) zanotowano w sezonie 1994, najniższą (dla wspólnego okresu) - 0,0 mm w 1993 i 1998. Najwyższa wartość sumy dobowej w wieloleciu wystąpiła w sezonie 1993 i wynosiła 36,3 mm. Średnia, dla wielolecia, suma opadu atmosferycznego wyniosła 17,5 mm. Wprawdzie 18-letnia seria pomiarów dotyczy tylko sezonów letnich i jest za krótka, żeby stwierdzić ewentualne zmiany klimatu, ale doskonale pozwala na porównywanie poszczególnych sezonów na tle wielolecia oraz umożliwia porównywanie danych z różnych stacji na Spitsbergenie (Kejna i in. 2000, Brazdil i in. 1991). Na podkreślenie zasługuje fakt wystąpienia, w analizowanym okresie, dwukrotnie mniejszej sumy opadu atmosferycznego w Calypsobyen niż na Stacji PAN w Hornsundzie. Różnica ta spowodowana jest głównie lokalizacją stacji Calypsobyen, która jest osłonięta od bezpośredniego oddziaływania Oceanu Atlantyckiego. Przebiegi pozostałych elementów meteorologicznych pomiędzy obu stacjami są zazwyczaj zbliżone do siebie. Istnieją jednak dni, w których różnice pomiędzy obydwoma stacjami są znaczne, ma to głównie związek z cyrkulacją atmosferyczną oraz czynnikami orograficznymi (Gluza i in. 2004).

Geograficzne położenie archipelagu Svalbard oraz warunki mezo- i topoklimatyczne w decydujący sposób wpływają na warunki występowania i krążenia wody. Warunki hydrograficzne omawianego obszaru są kształtowane przez oddziaływanie różnych komponentów środowiska przyrodniczego. Niewątpliwie, szczególnie duże znaczenie należy przypisać uwarunkowaniom klimatycznym. Decydują one o formie występowania wody (stan skupienia), wielkości zasilania atmosferycznego i wielkości strat wody.

Wody występujące w zlewniach polarnych pochodzą z różnych źródeł zasilania. Kryterium genetyczne pozwala na wyróżnienie wód proglacjal-

nych, proniwalnych oraz zmarzlinowych i deszczowych. Uwzględniając dominującą składową odpływu można wyróżnić zlewnie zlodowacone i niezlodowacone. Istotne znaczenie dla warunków hydrograficznych ma obecność wieloletniej zmarzliny, która na omawianym obszarze ma miąższość rzędu 200-500 m (Hisdal 1998). Pierwsza grupa obejmuje zlewnie częściowo zlodowacone, w których ablacja lodowcowa stanowi dominującą składową odpływu osiągając 70-80 % całości. Druga grupa ma złożone zasilanie śnieżno-deszczowo-zmarzlinowe. Opady deszczu mogą powodować okresowe wezbrania i intensyfikować topnienie pokrywy śnieżnej. W skali całego roku mają one drugorzędne znaczenie w porównaniu z wodami proniwalnymi. Te ostatnie pochodzą z wiosennego topnienia zimowej pokrywy śnieżnej. W zlewniach Spitsbergenu stały odpływ rzeczny ma miejsce w okresie od czerwca do września, a tylko lokalnie obserwuje się odpływ wody ze źródeł lub wypływy na czole niektórych lodowców w pozostałej części roku (Killingtveit i in. 2003).

Celem badań hydrograficznych, zainicjowanych w 1986 roku, było poznanie wybranych zagadnień związanych z obiegiem wody w zlewniach północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga. Podstawowe badania dotyczyły oceny warunków akumulacji i ablacji pokrywy śnieżnej na obszarach zlodowaconych oraz kształtowania się warunków wodnych w czynnej warstwie zmarzliny. Szczególną uwagę zwrócono na proces odpływu w zlewniach o zróżnicowanych źródłach alimentacji, przede wszystkim na jego pochodzenie, dynamikę, i związek z innymi komponentami środowiska geograficznego. Badaniami hydrograficznymi objęto obszar ograniczony od północy fiordem Bellsund, od wschodu doliną Chamberlin, od południa doliną Dunder i od zachodu Morzem Grenlandzkim. Na obszarze badań wykonano przeglądowe kartowanie hydrograficzne, którego celem było zidentyfikowanie sposobów zasilania rzek, określenia zasięgu lodowców oraz ocena wielkości chwilowego odpływu.

Podstawowymi obiektami badawczymi były glacjalna zlewnia Scotta, gdzie lodowiec zajmuje 50% powierzchni i niezlodowacona zlewnia rzeki Wydrzycy. Badania hydrograficzne prowadzono tam w latach 1986-1990, 1993, 2001-2002 oraz 2005-2006. Krótsze serie obserwacyjne mają częściowo zlodowacone zlewnie Blomli i Tjørn oraz niewielkie cieki tundrowe na obszarze Calypsostrandy (Michalczyk 1990). Problemy akumulacji i ablacji pokrywy śnieżnej na obszarach zlodowaconych były przedmiotem badań rozpoczętych w 1987 roku i kontynuowanych w latach późniejszych (Piasecki 1988, Bartoszewski 1991, 1998, 2002, Bartoszewski i in. 2003, 2004a, 2004b, 2005, Zagórski, Bartoszewski 2005).

W zlewniach Blomli i Tjørn lodowce zajmują średnio kilkanaście procent ogólnej powierzchni. Czoła lodowców dochodzą do wysokich wałów morenowych nadbudowujących zmutonizowane progi skalne. Lodowce znajdują się w stadium szybkiej recesji, zarówno arealnej jak i frontalnej. Wody ablacyjne pojawiające się na przedpolu lodowców pochodzą prawie w całości z odpływu supraglacjalnego. Gromadzą się one w niewielkich zastoiskach pomiędzy czołami lodowców i wałami moreny czołowej. Charakterystyczną cechą jest brak bezpośredniego odpływu powierzchniowego ze zlodowaconej

części zlewni. Wody ablacyjne infiltrują w podłoże i pojawiają się poniżej wałów morenowych w postaci wywierzysk (Bartoszewski 1998).

Zlewnia rzeki Scotta zajmuje powierzchnię 10,1 km^2. Najwyższe partie lodowca sięgają prawie 600 m n.p.m., czoło w 2002 roku schodziło do 80 m n.p.m. Długość lodowca wynosi 4 km, szerokość 1,1 - 1,8 km, a średni spadek 8°. Lodowiec wypełnia dolinę górską ograniczoną masywami Bohlinryggen i Wijkanderberget. System drenażu lodowcowego jest dobrze rozwinięty. Powierzchniową składową odpływu tworzą cieki supraglacjalne, wcięte od około 0,5 m w części górnej do 3-4 m w pobliżu czoła. Ich sieć (podobnie jak system drenażu wewnętrznego) najsilniej jest rozwinięta w południowo-wschodniej (prawej) części lodowca. Tu znajduje się brama lodowcowa, z której odpływ stanowi około 50% całego odpływu lodowcowego. Prowadzone od 1986 roku badania wskazują na stopniowe przesuwanie się głównego wypływu subglacjalnego z kierunku NW na SE. Wody proglacjalne gromadzone są w płytkim zbiorniku zastoiskowym na przedpolu lodowca, skąd rzeka Scotta poprzez przełom w wale moren czołowych, wyprowadza je na obszar terasowej równiny nadmorskiej. Lodowiec znajduje się w stadium recesji. W latach 1960-87 cofnął się o 530 m, a miąższość lodu w strefie czoła zmalała o 75 m. Od 1987 roku cofnął się o ponad 300 m, co daje około 20 m recesji rocznie. Największą redukcję stwierdzono w okresie 1990-2000, gdy recesja roczna osiągnęła 37 m (Zagórski, Bartoszewski 2004). Średni odpływ ze zlewni rzeki Scotta oceniany jest na około 900 mm rocznie. Przeprowadzone badania wskazują na ujemny bilans masy, będący następstwem przewagi ablacji nad akumulacją.

Największym lodowcem na omawianym obszarze jest Renardbreen. Zlewnia Renarda ma powierzchnię 39 km^2. Lodowiec zajmuje 28 km^2. Jego długość sięga 8 km, a szerokość zawiera się w przedziale od 2,6 do 6 km. Najwyższe partie lodowca sięgają do 720 m n.p.m., a czoło schodzi prawie do poziomu morza. Obecnie lodowiec nie osiąga linii brzegowej, ale jeszcze w 1986 roku obserwowano zjawisko „cielenia się" lodowca. Badania prowadzone na lodowcu Renarda wskazują na istnienie skomplikowanego systemu drenażu wewnętrznego związanego z politermalnym charakterem lodowca. Główny wypływ subglacjalny ma postać bramy lodowcowej położonej w centralnej części czoła. Jej wymiary są zmienne w poszczególnych latach, ale zwykle dochodzą do szerokości 8 m i wysokości 3-5 m. Charakterystyczną cechą omawianego lodowca jest występowanie tzw. efektu Stenborga. Zwykle jeszcze w pierwszej dekadzie lipca główna brama lodowca Renarda jest „zatkana" korkiem śnieżno-lodowym. Część wód z drenażu wewnętrznego pojawia się wówczas kilkadziesiąt metrów od czoła lodowca w postaci dużego wywierzyska. Wody lodowcowe odpływają do fiordu Recherche kilkoma ramionami. W środku sezonu letniego łączny odpływ z lodowca osiąga około 5 m^3/s. Lodowiec jest aktywny hydrologicznie także w okresie zimowym, świadczą o tym rozległe pokrywy naledzi na jego przedpolu, utrzymujące się przez całe lato. Deglacjacja lodowca Renarda, którego czoło leży na poziomie morza, jest szybsza niż typowych lodowców górskich. W okresie 1960-90 lodowiec Renarda cofał się z prędkością dochodzącą do 50 m/rok, czyli dwukrotnie szybciej niż lodowiec Scotta.

Zlewnia rzeki Wydrzycy jest typowym obiektem w grupie zlewni niezlodowaconych rejonu Bellsundu. Jej większa część leży na nizinie nadbrzeżnej (Calypsostranda), a najwyższe partie sięgają zboczy górskich. W strukturze rocznego odpływu dominują wody proniwalne. Podczas wezbrania wiosennego odpływa zwykle ¾ całego odpływu w czynnym okresie hydrologicznym. Badania prowadzone od 1986 roku wskazują, że średni odpływ jest rzędu 400 mm (Bartoszewski 1998). Po zaniku zimowej pokrywy śnieżnej rzeka jest zasilana wodami pochodzącymi z tajania wieloletniej zmarzliny oraz z opadów deszczu. Przy niskim zasilaniu deszczowym zasoby wody zretencjonowanej w czynnej warstwie zmarzliny stopniowo się wyczerpują, krzywa przepływów ma charakter krzywej wysychania. W sytuacji, gdy wystąpią obfite opady przepływ cieków tundrowych gwałtownie rośnie, co jest następstwem niewielkiej pojemności wodnej warstwy saturacji.

LITERATURA

BARTOSZEWSKI S., 1991: *Ablation of Scott Glacier and its role in river flow formation*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 107-121.

BARTOSZEWSKI S., 1998: *Reżim odpływu rzek Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)*. Wydział Biologii i Nauk o Ziemi UMCS. Rozprawy habilitacyjne, LX, Lublin, 1-167.

BARTOSZEWSKI S., 2002: *Odpływ ze zlewni lodowca Scotta (Spitsbergen) w sezonie letnim 2001 r*. Polish Polar Studies, Poznań, 65-72.

BARTOSZEWSKI S., GLUZA A., SIWEK K., 2003: *Meteorological conditions of the Scott Glacier's ablation in the summer of 2001. Meteorologiczne uwarunkowania ablacji lodowca Scotta w sezonie letnim 2001*. XXIX International Polar Symposium, Kraków, 143-147.

BARTOSZEWSKI S., GLUZA A., SIWEK K., 2004a: *Ablacja i odpływ rzeczny z lodowca Scotta na tle warunków meteorologicznych*. XXX Międzynarodowe Sympozjum Polarne, Streszczenia wystąpień, Gdynia, 15-18.

BARTOSZEWSKI S., GLUZA A., SIWEK K., 2004b: *Ablacja lodowcowa i odpływ rzeki Scotta (Spitsbergen) w sezonie letnim 2001*. Polish Polar Studies, XXX Międzynarodowe Sympozjum Polarne, Gdynia, 29-38.

BARTOSZEWSKI S., GLUZA A., SIWEK K., 2005: *Ablacja lodowcowa i odpływ rzeki Scotta w sezonie letnim 2001*. Polish Polar Studies, Gdynia 2004, 29-38.

BRAZDIL R., PROSEK P., PACZOS S., SIWEK., 1991: *Comparison of meteorological conditions in Calypsobyen and Reindalen in summer 1990*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 57-76.

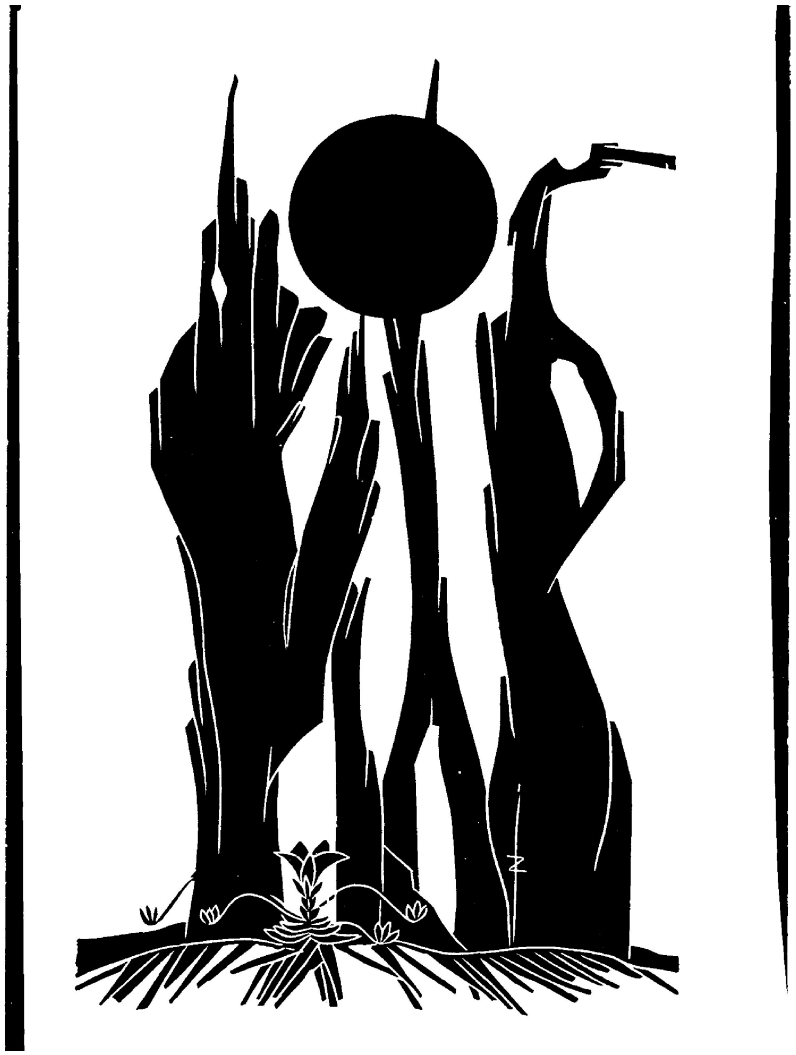
GŁOWICKI B., 1985: *Radiation conditions in the Hornsund area (Spitsbergen)*. Polish Polar Research, 6, 3, 301-318.

GLUZA A., 1988: *Wyniki pomiarów ochładzania katatermometrycznego w lipcu i sierpniu 1986 r. w Calypsobyen (Zachodni Spitsbergen)*. Materiały XV Sympozjum Polarnego, Wrocław, 207-211.

GLUZA A., PIASECKI J., 1989: *Rola cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu cech klimatu południowego Bellsundu na przykładzie sezonu wiosenno-letniego 1987 r*. Sesja Polarna, INoZ UMCS, Lublin, 9-28.

GLUZA A., SIŁUCH M., SIWEK K., 2004: *Porównanie wybranych elementów meteorologicznych w sezonie letnim między stacjami Hornsund i Calypsobyen (Spitsbergen)*. Problemy Klimatologii Polarnej, 14, 183-188.

GLUZA A., SIWEK K., 2002: *Wyznaczanie średniej dobowej temperatury powietrza w warunkach polarnych*. Polish Polar Studies „Funkcjonowanie i monitoring geoekosystemów obszarów polarnych", Poznań, 105-111.
GLUZA A., SIWEK K., 2005: *Zróżnicowanie albedo Calypsostrandy (Zachodni Spitsbergen) w sezonie letnim 2001*. Problemy Klimatologii Polarnej, 15, 113-117.
GURGUL H., STAROŃ W., MIELNIK J., STOCHMAL W., 2003: *Albedo of water, snow and ice*. Polish Polar Studies, 29th Intemational Polar Symposium, Kraków, 181-190.
HISDAL V., 1998: *Geography of Svalbard*. Norsk Polarinstitutt, Oslo.
KEJNA M., ARAŹNY A., SIWEK K., 2000: *Spatial differentiation of weather conditions on Spitsbergen in summer 1999*. Polish Polar Studies 27th International Polar Symposium, Toruń, 191-203.
KILLINGTVEIT A., PETTERSSON L.E. SAND K., 2003: *Water balance investigations in Svalbard*. Polar Research, 22 (2), 161-174.
ŁANCZONT M., 1988: *Mikroklimat wybranych siedlisk tundry w rejonie Calypsostrandy (Zachodni Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 53-63.
MICHALCZYK Z., 1990: *Hydrological characteristics of Calypsostranda*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen. UMCS, Lublin, 75-91.
PIASECKI J., 1988: *Przebieg ablacji i strefy glacjalne lodowców Scotta i Renarda (Zachodni Spitsbergen) w sezonie ablacyjnym 1987*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen. UMCS, Lublin, 77-91.
PIASECKI J., GLUZA A., 1988: *Wybrane cechy topoklimatu Płd. Bellsundu w sezonie wiosenno-letnim 1987 r. (SW Spitsbergen)*. Materiały XV Sympozjum Polarnego, Wrocław, 217-225.
PIASECKI J., RODZIK J., 1988: *Topoklimatyczne zróżnicowanie regionu południowego Bellsundu na tle ogólnych cech cyrkulacji atmosferycznej w sezonie wiosenno-letnim 1987 r. (Zachodni Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 3-20.
RODZIK J., 1989: *Termiczno-opadowe zróżnicowanie południowego wybrzeża Bellsundu w sezonie letnio-jesiennym 1988 r*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 1989, 29-41.
RODZIK J., RYŻYK E., 1987: *Zróżnicowanie przestrzenne warunków termiczno-wilgotnościowych południowego obrzeżenia Bellsundu w sierpniu 1986 roku*. Materiały XIV Sympozjum Polarnego, Lublin, 195-199.
SIWEK K., GLUZA A., BARTOSZEWSKI S., 2004: *Zróżnicowanie albedo lodowca Scotta (Zachodni Spitsbergen)*. Problemy Klimatologii Polarnej, 14, 127-132.
SIWEK K., PACZOS S., 1990: *Differentiation of Calypsostranda thermal and humidity conditions in the summer 1989 (Western Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 123-136.
ZAGÓRSKI P., BARTOSZEWSKI S., 2005: *Próba oceny regresji lodowca Scotta (Spitsbergen) w oparciu o materiały archiwalne i pomiary GPS*. Polish Polar Studies, Gdynia 2004, 415-424.



Zbigniew Jóźwik

W krainie naledzi
linoryt 1987 [24 x 16]

Jan RODZIK

Pokrywa śnieżna południowego obrzeżenia Bellsundu (Spitsbergen)

STAN BADAŃ I MATERIAŁY

Podczas wypraw naukowych na Spitsbergen, organizowanych przez Instytut Nauk o Ziemi Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, podobnie jak na innych wyprawach „letnich", badania pokrywy śnieżnej prowadzono sporadycznie. Dla większości takich ekspedycji, miesiącami pobytu w Arktyce są lipiec i sierpień, gdy na tundrze pozostają tylko wytapiające się stopniowo płaty śnieżne. Tymczasem na zachodnim wybrzeżu Spitsbergenu pokrywa śnieżna zalega przez większą część roku i chroni podłoże przed bezpośrednim wpływem czynników atmosferycznych (Pereyma 1981, Rodzik 1985). Jest ona ważnym składnikiem bilansu glacjalnego, a także bilansu wodnego potoków peryglacjalnych (Bartoszewski 1998). Określenie jej roli na podstawie badań prowadzonych w okresie niepełnego sezonu ablacyjnego stanowi poważny problem badawczy (Leszkiewicz 1987).

Rozpoznanie pokrywy śnieżnej w rejonie Bellsundu opiera się głównie na badaniach prowadzonych podczas nieco opóźnionego, jednego pełnego sezonu ablacyjnego w 1987 roku. Wyprawa UMCS dotarła do Calypsobyen już 13 czerwca i od następnego dnia rozpoczęto badania rozmieszczenia i struktury oraz pomiary miąższości, gęstości i tempa ablacji pokrywy śnieżnej. Systematycznie, praktycznie do końca sezonu ablacyjnego, prowadzono je zarówno na równinie Calypsostranda i stokach pobliskich grzbietów górskich: Bohlinryggen i Wijkanderberget (Rodzik 1988), jak również na okolicznych lodowcach: Scotta i Renarda (Piasecki 1988b). Dodatkowo wykonano patrolowe badania na innych pobliskich lodowcach: Blomli, Gløttfonna oraz na Varderygfonna w strefie akumulacyjnej lodowca Recherche (Piasecki 1998).

Obserwacje pokrywy śnieżnej prowadzono ponadto na początku wyjątkowo wczesnej zimy sezonu 1988/89 (Rodzik 1989), gdy pokrywa śnieżna w Hornsundzie zaczęła tworzyć się już 14 września (Kwaczyński 2006). Poza tym, w drugiej połowie maja w latach: 1993 i 1995, wykonano patrolowe pomiary podczas rekonesansowych wypadów z Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie. Z konieczności, do charakterystyki pokrywy śnieżnej w Bellsundzie, posłużono się wieloletnimi danymi ze stacji w Hornsundzie (Rodzik 1985, Kwaczyński 2006). Jest ona odległa tylko około 70 km w linii

prostej; na podstawie porównania pokrywy śnieżnej z zimy 1986/87 można sądzić, że warunki akumulacji śniegu w tych obszarach nie różnią się znacznie (Migała 1988, Rodzik 1988).

WARUNKI AKUMULACJI I ROZMIESZCZENIE

Opady atmosferyczne w postaci śniegu zdarzają się na Spitsbergenie nawet latem, szczególnie w górach. Ciągła pokrywa śnieżna na równinach nadmorskich może występować od połowy września do czerwca (wyjątkowo do pierwszych dni lipca), a zaczyna tworzyć się zwykle około 10 października (Kwaczyński 2006). Formuje się ona pod wpływem wiatru, osiągającego często prędkości 15-25 m/s, a w porywach przekraczającego 40 m/s. Powoduje to nierównomierne rozmieszczenie pokrywy śnieżnej. Podnoszona wówczas zamieć wysoka może transportować śnieg na odległość kilkuset metrów, a nawet kilku kilometrów. Wiatr o takiej prędkości zbija obtoczone kryształy śniegu w tzw. gips lub beton, poza tym niszczy nawet ustabilizowaną pokrywę śnieżną, tworząc zastrugi (Rodzik 1985).

W Hornsundzie zimą dominują wiatry wschodnie z dużym udziałem kierunku NE. Na południowym obrzeżu Bellsundu również przeważa kierunek wschodni, jednak układ fiordów i dużych dolin warunkuje znaczny udział kierunku SE. Wskazuje na to rozmieszczenie pokrywy śnieżnej zarówno na lodowcach, jak i na terenie niezlodowaconym. Na lodowcach Renarda i Scotta przewiewanie śniegu z SE na NW powoduje widoczną w przekrojach poprzecznych asymetrię ich powierzchni. Ta ogólna tendencja modyfikowana jest dodatkowo wskutek lokalnej deflacji i akumulacji na nierównych powierzchniach lodowców uwarunkowanych rzeźbą podłoża. Generalnie jednak miąższość pokrywy śnieżnej na lodowcach południowego obrzeża Bellsundu pod koniec okresu akumulacji wzrasta od prawie 100 cm w strefach ablacji do ponad 200 cm w strefach akumulacji (Piasecki 1988).

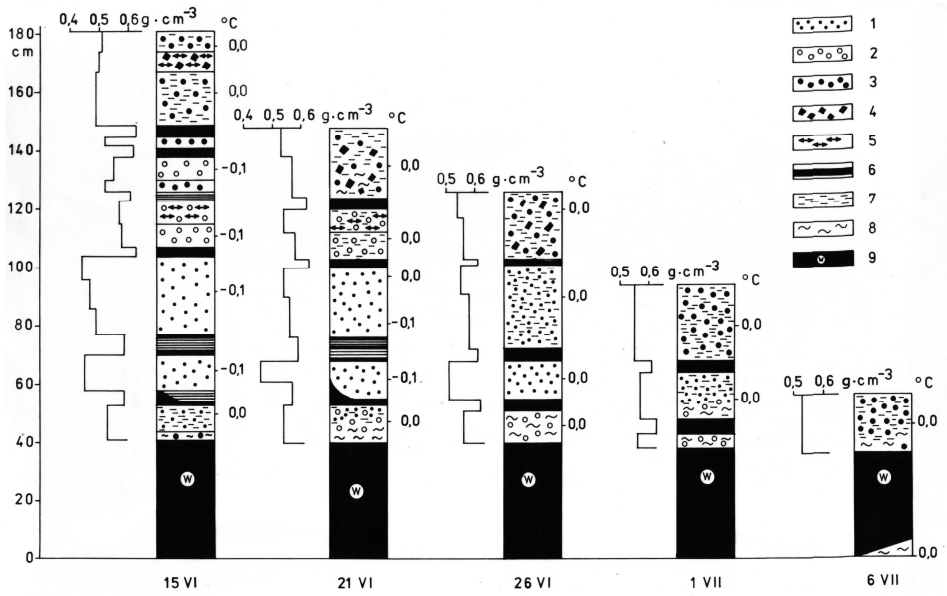
Przewiewanie śniegu ma również miejsce na równinach nadmorskich, jednak o nierównomiernym rozmieszczeniu pokrywy śnieżnej decyduje tu lokalne urzeźbienie. Śnieg przechwytywany jest przez rozcięcia erozyjne, skałki oraz dolne załomy krawędzi podniesionych teras morskich. Zwykle pozbawione śniegu są wypukłe elementy rzeźby, jak: grzbiety skałek, starych wałów burzowych i górne załomy dowietrznych krawędzi. Akumulacja zachodzi natomiast przed i za skałkami, u podnóża krawędzi oraz w rozcięciach (Rodzik 1985). Małe rozcięcia o kilkumetrowej szerokości, przeważające w rzeźbie Calypsostrandy, zasypywane są całkowicie. Z kolei dolinki potoków proglacjalnych, jak: Blomlibekken, Tjørnbekken i Dyrstadelva, o charakterze kanionów, zasypywane są częściowo wskutek nadbudowy ich zawietrznych krawędzi. „Przyklejone" do nich zaspy, urozmaicone zwykle nawisami śnieżnymi, mają zwykle miąższość kilku metrów.

Przechwytywanie śniegu przez formy dolinne i skałki sprawia, że miąższość pokrywy śnieżnej na równinach Lyellstranda i Dyrstadflya nie przekracza z reguły 20 cm. Poza tym ich położenie przypomina usytuowanie wyjątkowo ubogiej w szatę śnieżną równiny Kwartsitsletta w rejonie Hornsundu, z której śnieg wywiewany jest do morza lub ulega sublimacji pod-

czas często występujących wiatrów fenowych (Pereyma 1981, Rodzik 1985). Z kolei w obrębie rozleglejszej równiny, jaką jest Calypsostranda, średnia miąższość pokrywy śnieżnej wzrasta od około 20-50 cm do około 50-100 cm wraz z wysokością n.p.m. (Rodzik 1988). O takim rozmieszczeniu nie decyduje raczej niewielki (około 100 m) gradient hipsometryczny, ale przewiewanie śniegu z obszaru nadmorskiego w kierunku grzbietu Bohlinryggen.

CECHY FIZYCZNE I TRANSFORMACJA

W rejonie Hornsundu pokrywa śnieżna zalega średnio 245 dni, z wartościami skrajnymi 203 i 275 dni. Nawet w środku zimy, z wyjątkiem marca i kwietnia, zdarzają się dni bez ciągłej pokrywy śnieżnej (Kwaczyński 2006). Jest to skutkiem niszczenia jej przez wiatr oraz zimowe odwilże z opadami deszczu i mżawki (Pereyma 1981, Rodzik 1985, 1988, Migała 1988). W zależności od grubości i rodzaju śniegu, a także przebiegu pogody, woda zamarza przy powierzchni pokrywy, tworząc warstwy szreni i lodoszreni lub bezpośrednio na gruncie, powodując jego zlodzenie (ryc. 1).



Ryc. 1. Stratyfikacja, struktura, gęstość i temperatura zanikającej pokrywy śnieżnej podczas sezonu ablacyjnego w 1987 roku, wypełniającej rozcięcie martwego klifu w Calypsobyen (Rodzik 1988): 1- śnieg średnioziarnisty, 2- śnieg gruboziarnisty, 3- firn, 4- konglomeraty, 5- liczne warstwy szreni, 6- lodoszreń, 7- śnieg mokry, 8- śnieg przesiąknięty wodą, 9- lód wstęgowy.

Struktura pokrywy śnieżnej jest wiernym zapisem przebiegu warunków pogodowych w okresie jej akumulacji. Pod tym względem można na Spitsbergenie wyróżnić dwa typy zim: z pokrywą stosunkowo grubą od początku i nieznacznie przyrastającą w przebiegu zimy oraz z pokrywą formującą się w środku zimy i przyrastająca dość szybko do końca okresu

akumulacji. W typie pierwszym, obfite opady śniegu występują już w pierwszych tygodniach, mroźnej zwykle, zimy. Przewiany śnieg zatrzymuje wodę podczas zimowych odwilży i ulega nieznacznemu zlodzeniu, osiągając stosunkowo niedużą, jak na warunki spitsbergeńskie, gęstość około 0,4 g/cm^3. W spągu pokrywy zalega wówczas dość luźna warstwa śniegu, silnie przeobrażonego przez szron wgłębny (Pereyma 1981, Rodzik 1985). Jako przykład może służyć wspomniana zima 1988/89.

Częściej jednak, szczególnie w ostatnich latach, występuje typ drugi, gdy w pierwszych miesiącach zimy przeważają opady ciekłe, których zamarzanie powoduje silne zlodzenie gruntu (Kwaczyński 2006). Pokrywa śnieżna zaczyna wówczas tworzyć się praktycznie dopiero w styczniu lub w lutym, zwykle na warstwie lodu wstęgowego. Dodatkowo liczne odwilże powodują jej znaczne zlodzenie podnoszące jej gęstość, która może przekraczać 0,5 g/cm^3 (Pereyma 1981, Rodzik 1985). W taki sposób utworzyła się, badana w Bellsundzie, pokrywa śnieżna podczas zimy 1986/87 (Migała 1988), której zlodzenie można określić jako skrajne. Po uwzględnieniu zalegającego w spągu lodu wstęgowego o gęstości około 0,75 g/cm^3, średnia gęstość pokrywy śnieżno-lodowej przekraczała 0,6 g/cm^3, a udział lodu w ekwiwalencie wodnym określono na około 40% (Rodzik 1988). Gęstość ta nie uległa prawie zwiększeniu podczas ablacji, mimo nasycenia śniegu wodą (ryc. 1).

PODSUMOWANIE

Pokrywa śnieżna na południowym obrzeżu Bellsundu nie różni się zasadniczo od pokrywy śnieżnej w rejonie Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie. Ciągła pokrywa zalega zwykle nieco ponad 8 miesięcy w roku, od drugiej dekady października, do połowy czerwca, przy czym największy przyrost ma miejsce zwykle w styczniu i lutym. Pod koniec okresu akumulacji jej średnia grubość wynosi od 0,2-0,5 m na równinach nadmorskich, 0,5-1,0 m u podnóża grzbietów górskich oraz 1,0-2,0 m na lodowcach.

Formowanie pokrywy śnieżnej odbywa się przy decydującym udziale wiatru, co różnicuje znacznie jej miąższość w terenie o urozmaiconej rzeźbie. Obok pozbawionych śniegu wypukłych elementów rzeźby, jak: grzbiety skałek, wałów burzowych i morenowych, górne załomy krawędzi, występują kilkumetrowe zaspy w obrębie form wklęsłych. Wzmożona akumulacja ma miejsce szczególnie przed i za przeszkodami oraz w rozcięciach.

Nawet utrwalona pokrywa śnieżna jest modyfikowana przez procesy deflacji i korazji niveo-eolicznej. Poza tym w jej strukturze wyróżniają się liczne warstwy szreni i lodoszreni, utworzone podczas śródzimowych odwilży z opadami ciekłymi. Często powodują one zlodzenie gruntu pod pokrywą śnieżną. Procesy eoliczne oraz zlodzenie wpływają na jej dużą gęstość, osiągającą, a nawet przekraczającą 0,5 g/cm^3.

LITERATURA

BARTOSZEWSKI S., 1998: *Reżim odpływu rzek Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)*. Wydział Biologii i Nauk o Ziemi UMCS. Rozprawy habilitacyjne, LX, Lublin, 1-167.

KWACZYŃSKI J., 2006: *Wybrane charakterystyki klimatu Hornsundu 1983-2002*. Maszynopis w Zakładzie Meteorologii i Klimatologii UMCS.

LESZKIEWICZ J., 1987: *Charakterystyczne cechy zlewni polarnych oraz próba modelowania statystycznego topnienia śniegu i odpływu ablacyjnego w zachodniej części Spitsbergenu*. Prace Naukowe UŚ, 920, Katowice, 1-84.

MIGAŁA K., 1988: *Wpływ pokrywy śnieżnej na warstwę zmarzliny w rejonie Hornsundu (SW Spitsbergen)*. XV Sympozjum Polarne, Wrocław, 230-239.

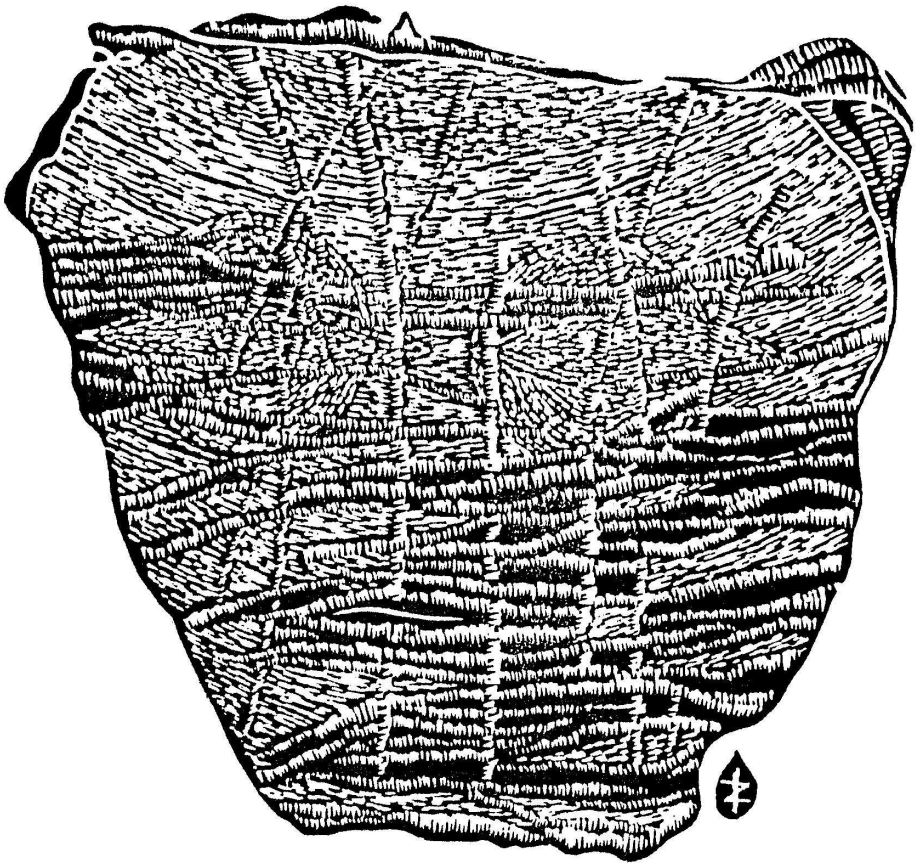
PEREYMA J., 1981: *Pokrywa śnieżna w rejonie Fiordu Hornsund na Spitsbergenie*. VII Sympozjum Polarne, Sosnowiec, 7-20.

PIASECKI J., 1988: *Problemy akumulacji pokrywy śnieżnej na lodowcach południowego Bellsundu (Zachodni Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 65-76.

RODZIK J., 1985: *Morfogenetyczna rola pokrywy śnieżnej w strefie peryglacjalnej Hornsundu (SW Spitsbergen)*. Maszynopis w Zakładzie Geografii Fizycznej UMCS.

RODZIK J., 1988: *Rozmieszczenie i struktura pokrywy śnieżnej w sezonie ablacyjnym 1987 w rejonie Calypsostrandy*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 93-102.

RODZIK J., 1989: *Termiczno-opadowe zróżnicowanie południowego wybrzeża Bellsundu w sezonie letnio-jesiennym 1988 r*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 29-41.



Zbigniew Jóźwik

Twarze ziemi
linoryt 1993 [13 x 13]

Zbigniew KLIMOWICZ
Jerzy MELKE

Badania polarne Zakładu Gleboznawstwa Instytutu Nauk o Ziemi UMCS w Lublinie

WSTĘP

Jeszcze przed pierwszą Wyprawą Polarną UMCS, w roku 1986, otrzymaliśmy zaproszenie od jej kierownika Kazimierza Pękali do udziału w badaniach środowiska glebowego Spitsbergenu. Tak to się zaczęło. W kolejnych latach w badania gleb strefy tundry arktycznej, w tym gleb torfowych a także górskich, włączył się praktycznie cały Zakład Gleboznawstwa. I tak, trzymając się chronologii, w pierwszej wyprawie polarnej (1986) wzięło udział dwóch pracowników Zakładu - Zbigniew Klimowicz i Stanisław Uziak. Pierwszy z wymienionych autorów wyjeżdżał na Spitsbergen jeszcze 3-krotnie, tj. w latach 1990, 1993 i 1994, w roku 1994 - jako kierownik wyprawy.

Uczestnikiem największej liczby wypraw polarnych był Jerzy Melke, (1987, 1988, 1990, 1998, 1999 i 2002), w roku 1998 w charakterze kierownika. Jacek Chodorowski udawał się na Spitsbergen dwa razy (1988, 2002), a Jerzy Banaś raz, w roku 1994. Warto dodać, że są to pierwsze badania gleboznawcze w rejonie Ziemi Wedela Jarlsberga. Fundusze na badania pochodziły w znacznym stopniu z 3-letnich grantów KBN (Nr 6 P202 001 04 - S. Uziak Z., Klimowicz; Nr 6 P04E 011 21 - Jerzy Melke). W okresie najbliższych lat będzie możliwe kontynuowanie badań dzięki przyznanemu na lata 2006-2009 grantowi Nr N305 118 31/3955), w całości przeznaczonemu na badania gleb strefy polarnej.

Badania gleboznawcze strefy polarnej mają duże znaczenie dla obszarów objętych w przeszłości kilkakrotnymi zlodowaceniami, a więc i dla obszaru Polski. Ze skał macierzystych, powstałych z osadów plejstoceńskich wykształciła się większość gleb naszego kraju. Badanie współczesnych procesów glebowych, jakie zachodzą w strefie polarnej, pozwala zatem na lepsze zrozumienie kształtowania pokrywy glebowej w warunkach peryglacjalnych, które u schyłku plejstocenu panowały również na obszarze Polski.

STAN BADAŃ ŚRODOWISKA GLEBOWEGO

Badaniami objęto wszystkie ważniejsze regiony fizjograficzne południowego pobrzeża Bellsundu, a więc począwszy od rozległej doliny Dunder na południowym zachodzie, poprzez dolinę Logne i Lognedalsflya, dolinę Dyrstad i Dyrstadflya, dolinę Tjørn, Lyellstranda, dolinę Blomli, rejon Skilvika, Calypsostranda, podnóże Activecammen i dolinę Chamberlin aż po Reinslettę w rejonie Malbukta, w części północno-wschodniej omawianego obszaru.

W badaniach uwzględniono podstawowe formy geomorfologiczne, do których zalicza się, duże powierzchniowo, podniesione terasy morskie. Profile glebowe wykonywano na różnych wysokościach, tj. niemalże od poziomu morza po rejon grzbietów górskich. Badaniom poddano także formy mikroreliefu, jak: wieńce kamieniste, wylewy gliniaste, formy komórkowe, formy pasowe, a także duże wieloboki, zwane poligonami tundrowymi. Uwzględniono przy tym litologię podłoża, rzeźbę terenu, stosunki wilgotnościowe, charakter roślinności, miejsca gniazdowania dużych kolonii ptasich i inne.

Jedną z metod, szerzej wykorzystanych w badaniach terenowych, była metoda prostopadłych i krzyżujących się przekrojów niwelacyjno-glebowych wyznaczających stosunkowo niewielkie powierzchnie (po około 5 tys. m^2 każda). Wykonano ponadto kilka kilkusetmetrowych transektów niwelacyjno-glebowych oraz jeden dłuższy (około 2,5 km) prowadzony w poprzek całego systemu teras, od najniższej po grzbiet górski. Materiał do analiz podstawowych właściwości fizycznych i chemicznych gleb pobierano z odkrywek wzdłuż wspomnianych przekrojów. Podstawowy materiał do opracowań tematycznych uzyskano z odkrywek obejmujących wszystkie reprezentatywne pod względem fizjograficznym miejsca omawianego obszaru.

Dynamikę właściwości glebowych (makro-, i mikropierwiastków), w tym potencjału redoks (Eh) i wydatku dyfuzji tlenu (ODR), badano stacjonarnie w 5-7 dniowych interwałach, na dwóch glebach: z piasku gliniastego lekkiego pylastego (gleba brunatna - *Gelic Cambisol*) i gliny średniej pylastej (gleba glejowa - *Gelic Gleysol*). Pomiary potencjału redoks i wydatku dyfuzji tlenu wykonano na głębokości 5, 10, 15 i 20 cm.

W materiale glebowym oznaczono podstawowe właściwości fizyczne i chemiczne gleb, w tym kationy wymienne oraz łatwo przyswajalne formy fosforu i potasu. Wykonano ponadto analizy mineralogiczne, tj. badania mikroskopowe na próbach piaszczystych i pyłowych oraz rentgenograficzne na frakcji ilastej <0,002 mm, wydzielonej metodą sedymentacyjną. Oznaczono ogólną zawartość żelaza, glinu i manganu w częściach ziemistych i frakcji koloidalnej, a także różne ich formy w wyciągach 0,1 M pirofosforanu sodu, szczawianowym oraz cytrynianowym. Skład związków próchnicznych oznaczono metodą analizy frakcyjnej. Mikropierwiastki przyswajalne oznaczono w wyciągu DTPA-TEA, a w glebach organicznych makro- i mikropierwiastki - wykonano po spaleniu próbek i rozpuszczeniu mieszaniną kwasu HF i $HClO_4$. Formy rozpuszczalne Ca, Mg, K, Na i P oznaczono w 0,03 M CH_3COOH. Związki żelaza (Fe^{2+} i Fe^{3+}) oznaczono metodą Koza-

rinowej-Okniny w modyfikacji Koptiewej (1958). W materiale roślinnym (części nadziemne roślin w fazie generatywnej), roztwarzanym w stężonym kwasie azotowym i nadchlorowym, oznaczono te same metale ciężkie, co w glebach. Analizowane pierwiastki oznaczono techniką ASA przy użyciu aparatu Perkin-Elmer 3300, fosfor oraz Fe^{2+} i Fe^{3+} - kolorymetrycznie.

Badania gleboznawcze na Spitsbergenie rozpoczęto od analizy, odmiennych od istniejących aktualnie w Polsce, warunków i procesów kształtujących gleby polarne oraz ich genezy. W oparciu o zebrany bogaty materiał glebowy zbadano podstawowe właściwości fizyczne i chemiczne gleb. Podjęto próbę ich systematyki i kartografii. Niejako równolegle prześledzono stan polskich badań gleb i gruntów na Spitsbergenie, analizując ważniejsze kierunki współczesnego gleboznawstwa.

Część naszych opracowań dotyczyła związku właściwości fizyczno-chemicznych gleb i ich przynależności typologicznej z rzeźbą i litologią, a także z różnymi formami mikroreliefu. W głównych typach i rodzajach gleb oznaczono skład mineralogiczny. Szczególną uwagę zwrócono na gleby brunatne, poddając je szczegółowej analizie chemicznej, która pozwoliłaby na określenie wpływu specyficznych warunków bioklimatycznych obszaru polarnego na genezę i właściwości tych gleb.

W wybranych glebach oznaczono skład frakcjonarny próchnicy oraz zawartość makro- i mikroelementów w układzie gleba - roślina. Na typowych dla obszaru tundry arktycznej powierzchniach Calypsostrandy prowadzono czasochłonne oznaczenia dynamiki właściwości glebowych oraz nowatorskie badania potencjału oksydoredukcyjnego (Eh) i wydatku dyfuzji tlenu (ODR).

Wiele czasu i wysiłku wymagały badania gleb obszarów górskich, wytworzonych ze skał masywnych. Analizowano przy tym wpływ ekspozycji na właściwości gleb. Odkryto i zbadano utwory i gleby torfowe ze wskazaniem warunków sprzyjających ich powstawaniu.

Badaniami objęto ponadto gleby towarzyszące charakterystycznym dla południowego pobrzeża Bellsundu miejscom, jak: małe doliny, jeziorka, wieńce kamieniste, wychodnie skałek, czy najniższe terasy morskie. W oparciu o uzyskane wyniki badań glebowych NW części Ziemi Wedela Jarlsberga, podjęto próbę charakterystyki przestrzennego zróżnicowania właściwości glebowych wzdłuż całego południowego pobrzeża Bellsundu.

Podsumowując, głównymi procesami kształtującymi gleby na omawianym obszarze są: procesy początkowego stadium rozwoju, brunatnienia, procesy glejowe oraz akumulacji próchnicy i torfotwórcze. Nakładają się na nie intensywnie przebiegające w tej strefie klimatycznej procesy kriogeniczne. W ich wyniku wytworzyły się następujące jednostki glebowe: 1- gleby inicjalne i słabo wykształcone ze skał masywnych (*Lithic Leptosols*) oraz miejscami rędziny inicjalne (*Lithic-Rendzic Leptosols*) występujące w obrębie górskich utworów skalistych, 2- regosole (*Gelic Regosols*) związane z luźnymi i nieskonsolidowanymi utworami, 3- gleby brunatne, przeważnie z poligonami na powierzchni, lokalnie skaliste, wytworzone głównie z piasków gliniastych, glin lekkich oraz pyłów (*Gelic Cambisols*), 4- gleby glejowe ze strukturami pasowymi i poligonami spękań mrozowych na powierzchni,

wytworzone przeważnie z glin i iłów (*Gelic Gleysols* faza *gelundic*), 5- gleby torfowe (*Gelic Histosols*) i mineralno-organiczne.

Wyniki badań publikowano zarówno w serii tomów poświęconych uniwersyteckim wyprawom geograficznym na Spitsbergen, jak też w specjalistycznych wydawnictwach ciągłych - Polish Polar Research, Polish Journal of Soil Science, Polish Polar Studies, Geographia Polonica, Catena. Zdecydowaną większość prac wydrukowano w j. angielskim. Część z nich została opublikowana w czasopismach z tzw. Listy Filadelfijskiej.

Problematyka związana ze środowiskiem glebowym Spitsbergenu prezentowana była na licznych konferencjach i sympozjach krajowych, ale też i zagranicznych, na Międzynarodowej Konferencji Permafrostu w Pekinie (1993) oraz na 15 Światowym Kongresie Gleboznawczym w Acapulco w roku 1994.

LITERATURA
(wybrane publikacje własne)

KLIMOWICZ Z., UZIAK S., 1988: *Soil-forming processes and soil properties in Calypsostranda, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 9, 1, 67-71.

KLIMOWICZ Z., MELKE J., UZIAK S., 1993: *The influence of relief and lithology on soil formation in West Spitsbergen*. Proceed. of the 6th International Conference on Permafrost, Beijing, China, 350-355.

KLIMOWICZ Z., UZIAK S., 1994: *Preliminary evaluation of exposure effect on the soil cover studied on the slopes in Dyrstad and Tjørn valleys (West Spitsbergen) as the example*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 61-69.

KLIMOWICZ Z., UZIAK S., 1995: *Arctic soil formation in the area of lakes occurrence (West Spitsbergen)*. Polish Journal of Soil Science, 28, 2, 139-148.

KLIMOWICZ Z., MELKE J., UZIAK S., 1996: *Mountain soils derived from massive rocks in the northwestern Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 17 (1-2), 83-90.

KLIMOWICZ Z., UZIAK S., 1996: *Soils and vegetation conditions in small valleys at southern coast of Bellsund, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 17 (1-2), 91-104.

KLIMOWICZ Z., UZIAK S., 1996: *Arctic soil properties associated with micro-relief forms in the Bellsund region (Spitsbergen)*. Catena, 28, 135-149.

KLIMOWICZ Z., UZIAK S., 1996: *Organic compounds in soil of the north-west part of the Wedel-Jarlsberg land (Spitsbergen)*. Polish Journal of Soil Science, 29, 2, 121-130.

KLIMOWICZ Z., MELKE J., UZIAK S., 1997: *Peat soils in the Bellsund Region, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 18 (1), 25-39.

KLIMOWICZ Z., 1997: *Soils associated with different types of sorted circles (West Spitsbergen)*. Polish Polar Studies, 24, 159-163.

KLIMOWICZ Z., MELKE J., UZIAK S., CHODOROWSKI J., 1999: *Pokrywa glebowa południowego pobrzeża Bellsundu (Spitsbergen Zachodni)*. Annales UMCS, sec. B, 54, 185 - 200.

KLIMOWICZ Z., UZIAK S., 2003: *Spatial differentiation of soil properties along the southern coast of Bellsund, Spitsbergen*. Polish Journal of Soil Science, 36, 1, 31-39.

MELKE J., UZIAK S., 1989: *Dynamics of moisture, redox potential and oxygen diffusion rate of some soils from Calypsostranda, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 10 (1), 91-104.

MELKE J., CHODOROWSKI J., UZIAK S., 1990: *Soil formation and soil properties in the areas of Lyellstranda, Dyrstad and Logne in the region of Bellsund (West Spitsbergen)*. Polish Journal of Soil Science, 23 (2), 213-222.
MELKE J., UZIAK S., 1992: *Dynamics of some physicochemical properties of the soils from Calypsostranda (Spitsbergen)*. Introduction. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 107-115.
MELKE J., 1997: *Niektóre prawidłowości w składzie chemicznym gleb brunatnych różnych regionów geograficznych*. Rozprawa habilitacyjna, Wydawnictwo UMCS, Lublin, 1-121.
MELKE J., CHODOROWSKI J., 2006: *Formation of Arctic Soils in Chamberlindalen, Bellsund, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 27 (2), 119-132.
MELKE J., 2006: *The contents of selected trace elements in the soils of Bellsund, Spitsbergen*. Polish Journal of Soil Science, 39 (1), 21-32.
MELKE J., 2006: *Heavy Metals in Soils and Vascular Plants of the Bellsund area (Spitsbergen)*. Polish Journal of Soil Science, 39 (2), in press.
UZIAK S., 1992. *Polish pedological studies on Spitsbergen*. A review. Geographia Polonica, 60, 67-78.
UZIAK S., WILGAT M., KLIMOWICZ Z., 1999: *Mineral composition of arctic soils in the Bellsund region, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 20 (1), 33-41.

Zbigniew Jóźwik

Duch tundry
linoryt 1991 [16 x 15]

Zbigniew JÓŹWIK

Metale ciężkie w roślinach i bakterie glebowe w rejonie Bellsundu (Spitsbergen)

WSTĘP

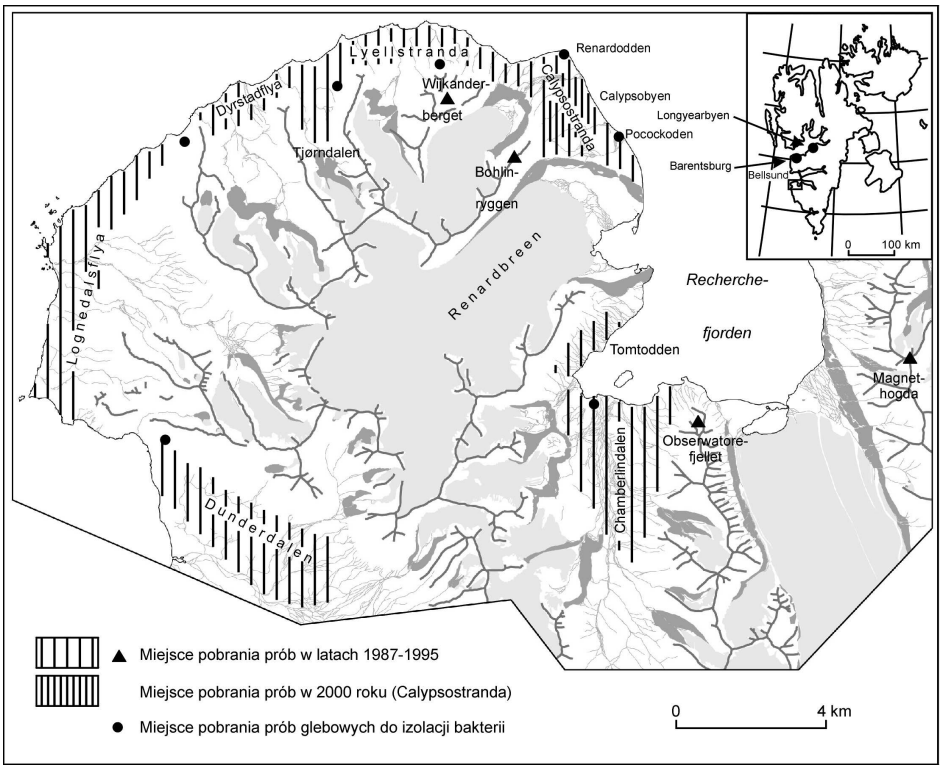
W latach 1987-1995 prowadzono badania nad zawartością miedzi (Cu), manganu (Mn), cynku (Zn), ołowiu (Pb) i kadmu (Cd) w roślinach i glebie w rejonie Bellsundu (Spitsbergen). Do badań wybrano dominujące gatunki roślin naczyniowych, mszaków i porostów, zebrane w latach: 1987, 1989, 1991, 1993 i 1995 z równin nadmorskich: Calypsostranda, Lyellstranda, Dyrstadflya, Lognedalsflya i Tomtodden; dolin: Chamberlin, Tjørn, Blomli i Dunder oraz stoków i szczytów górskich: Wijkanderberget, Bohlinryggen, Observatoriefjellet i Magnethogda (ryc. 1). W roku 2000 kontynuowano badania nad zawartością tych pierwiastków w roślinach i glebie, wzdłuż wytypowanego przekroju poprzecznego równiny Calypso, na 9 wytypowanych geoekosystemach (ryc. 1). Z miejsc, z których zbierano rośliny, pobierano także próbki glebowe celem izolacji bakterii glebowych.

Uzyskane wyniki publikowane były zarówno w czasopismach specjalistycznych, jak też i w opracowaniach zbiorowych (Jóźwik 1988, 1989, 1990a, 1990b, 1991, 1992a, 1992b, 1993, 1994a, 1994b, 1996, 1998, 2000, Janowiec i in. 1993, Jóźwik, Magierski 1991, 1992, 1993, 1994, 1995).

Niniejsze opracowanie jest podsumowaniem dotychczasowych badań nad zawartością metali w roślinach i izolacją bakterii glebowych Spitsbergenu. Badania w ramach przedstawionych tematów zostały wykonane podczas wypraw naukowych zorganizowanych przez Instytut Nauk o Ziemi UMCS w Lublinie.

MATERIAŁ

Badaniami objęto 22 gatunki roślin naczyniowych, 25 gatunków mszaków i 13 gatunków porostów. Zbierano od kilku do kilkunastu okazów każdego gatunku z poszczególnych płatów roślinnych tundry na różnych stanowiskach. Materiał roślinny suszono, rozdrabniano w moździerzach agatowych, ujednolicano przez wymieszanie i oznaczano suchą masę. Rośliny zbierano w lipcu i sierpniu podczas kolejnych wypraw. W przypadku izolacji bakterii pobierano sterylnie próbki glebowe z różnych miejsc na tundrze, a także z Longyearbyen i Barentsburga (ryc. 1).



Ryc. 1. Lokalizacja poboru prób do badań.

METODY

Zawartość Cu, Mn, Zn, Pb, i Cd oznaczano w próbkach roślinnych na spektrofotometrze absorpcji atomowej, w aparacie Pye Unicam SP9. Materiał roślinny spalano w mieszaninie kwasów: azotowego i nadchlorowego w stosunku 7:1 /v/v/.

Bakterie izolowano według standardowych metod na wybranych podłożach: Bunta i Rovixy, podłożu uniwersalnym, podłożu dla promieniowców, agarze odżywczym i podłożu Burka.

WYNIKI BADAŃ

Metale

W oparciu o uzyskane wyniki można stwierdzić, że niektóre z badanych roślin wykazują dużą tolerancję na badane metale, gromadząc je. Należą tu Pb, Zn, i Cd. Występowanie tych pierwiastków ponad przeciętne w przypadku Pb lub ponad fizjologiczne stężenia w przypadku Zn, może stanowić o zagrożeniu tymi metalami naturalnego środowiska na badanym terenie. W przypadku Cu, mamy do czynienia z niedoborem tego metalu zarówno wśród roślin naczyniowych, jak też u mszaków i porostów.

Powodem takiego stanu rzeczy może być niska zawartość Cu w badanych glebach, co stwierdzono w przeprowadzonych analizach (Jóźwik, Magierski 1993). Możliwe jest także zmniejszone zapotrzebowanie na miedź u badanych gatunków lub też brak zdolności do akumulacji Cu przez badane rośliny.

Miedź (Cu)

Przeciętna zawartość Cu w roślinach waha się w granicach 5-20 ppm. W przypadku analizowanych roślin, u niektórych z nich stwierdza się niedobór tego pierwiastka. Z grupy roślin naczyniowych są to: *Cochlearia officinalis* - 3,7ppm, *Luzula arctica* - 4,8 ppm, *Oxyria digina* - 4,8 ppm, *Polygonum viviparum* - 2,7 ppm, *Salix reticulata* - 4,9 ppm, *Saxifraga aizoides* - 3,5 ppm, *S. cernua* - 4,1 ppm, *S. flagellaris* - 4,1 ppm, *S. oppositifolia* - 4,0 ppm i *Silene acaulis* - 4,5 ppm. W grupie mszaków niedobór Cu stwierdzono u: *Dicranum elongatum* - 4,2 ppm, *D-fuscescens* - 3,5 ppm, *Distichium capillaceum* - 4,1 ppm, *Racomitrium lanuginosum* - 3,9 ppm i *Tetralophozia setiformis* - 3,6 ppm. U porostów niedobór Cu stwierdza się u: *Cetraria crispa* - 3,1 ppm, *C. hiascens* - 3,1 ppm, *C. gracilis* - 4,4 ppm, *Cladonia mitis* - 3,9 ppm, *Stereocaulon sp.* - 3,5 ppm i *Thamnolia vernicularis* - 2,9 ppm. Niedobór ten stwierdzono u 24 gatunków badanych roślin, co stanowi 40% wszystkich analizowanych roślin. U pozostałych roślin Cu występuje w stężeniach fizjologicznych (Jóźwik, Magierski 1993).

Mangan (Mn)

Mangan występuje w roślinach w zakresie stężeń 9-900 ppm. Pierwiastek ten u wszystkich analizowanych roślin znajdował się w granicach stężeń fizjologicznych.

Cynk (Zn)

Ilości cynku w roślinach wahają się w stężeniach 15-80 ppm. U wielu analizowanych roślin wykazano zwiększone ilości tego pierwiastka, ponad stężenia fizjologiczne, przy stosunkowo niskich stężeniach Zn w glebie (Jóźwik, Magierski 1993). Można zatem przypuszczać, że rośliny kumulują ten pierwiastek. Zwiększone ilości Zn stwierdzono przede wszystkim u *Salix polaris*, jednej z dominujących roślin na Spitsbergenie. Stężenie Zn u tej rośliny, przy wartości średniej, wynosiło 160 ppm. Można zatem wnosić o gatunkowej zależności na ten metal.

Z innych roślin, u których stwierdza się zwiększone ilości Zn są: *Salix reticulata* - 174,4 ppm, *Cerastium arcticum* - 97,4 ppm. U mszaków: *Bryum crithatum* - 157,0 ppm i *Pohlia polymorpha* - 101,0 ppm. Z kolei u wszystkich badanych porostów Zn występował w stężeniach fizjologicznych.

Ołów (Pb)

Wśród pierwiastków silnie toksycznych, które wraz z żywnością przedostają się do ustroju człowieka, wymienia się Cd i Pb oraz arsen (As) i rtęć (Hg). Ale tylko Pb jest kumulowany przez ludzi w stężeniach, które są zbliżone do poziomu klinicznie toksycznego. Niebezpieczeństwo obecności Pb wynika z faktu, że gospodarka tym pierwiastkiem jest podobna do gospodarki wapniem. Pb w sposób szczególny zagraża naturalnemu środowi-

sku. W każdych ilościach jest niepożądanym. Przyjmuje się, że przeciętna jego ilość w roślinach wynosi 0,9 do 9 ppm.

W okresie badawczym stwierdzono u wielu roślin, głównie jednak mszaków i porostów, zwiększone ilości ołowiu ponad przeciętne opisane w literaturze (Kabata-Pendias, Pendias 1993). U wielu roślin stężenie Pb było nawet dwu- i trzykrotnie większe od przeciętnych. Mszaki i porosty pobierają ten metal z powietrza. Obecność ołowiu u tych roślin należy więc wiązać z antropopresją w danym środowisku. Ale i u roślin naczyniowych odnotowano zwiększone ilości Pb. Może to świadczyć o pobieraniu tego pierwiastka systemem korzeniowym i akumulacji w roślinach. A oto przykłady roślin u których stwierdza się przekroczenia Pb ponad przeciętne w roślinach. Z roślin naczyniowych: *Cerastium arcticum* - 15,2 ppm, *C. officinalis* - 13,5 ppm, *Draba corymbosa* - 13,9 ppm, *Dryas octopetala* - 12,4 ppm, *Luzula arctica* - 13,9 ppm, *Polygonum viviparum* - 10,6 ppm, *Salix polaris* - 10,4 ppm, *S. reticulata* - 16,1 ppm, *Saxifraga aizoides* - 20,6 ppm, *S. cernua* - 15,1 ppm, *S. oppositifolia* - 10,0 ppm i *Silene acaulis* - 115,5 ppm.

W przypadku mszaków tylko u 4 gatunków na 25 przebadanych nie stwierdzono przekroczeń stężeń ołowiu ponad przeciętne, a w porostach na 13 gatunków poddanych analizie, u 11 stwierdza się zwiększone ilości ołowiu. Łącznie na 60 przebadanych gatunków roślin u 44 stwierdza się zwiększone ilości Pb, co stanowi aż 73 %. Można więc mówić o zagrożeniu tym metalem naturalnego środowiska na badanym terenie.

Kadm (Cd)

Wprawdzie kadm jest łatwo pobierany przez rośliny, proporcjonalnie do stężenia w glebie, to nie jest on potrzebny do rozwoju roślin. Większość gatunków roślin odznacza się wysoką tolerancją na ten metal i nie wykazuje objawów toksyczności przy stosunkowo dużej koncentracji. W glebach Cd znajduje się w ilościach od 0,15 - 0,2 ppm, a w roślinach stężenie jego może dochodzić do 1 ppm. Stężenie 4 - 13 ppm uważa się za toksyczne dla roślin (Kabata-Pendias, Pendias 1993).

U większości badanych roślin Cd występował w obrębie średnich wartości opisanych w literaturze. Za wyjątek uznać należy *Salix polaris*, gatunek, który niezależnie od miejsc zbioru zawierał zwiększone ilości Cd (średnio 1,7 ppm). Być może roślina ta wykazuje zdolność do kumulacji znacznych ilości tego pierwiastka. Stwierdzono także znaczne ilości Cd u niektórych porostów: *Cladonia gracilis* - 1,4 ppm, *Ochrolechia frigida* - 1,4 ppm, *Stereocaulon denudatum* - 3,2 ppm i *Xantoria elegans* - 1,7 ppm.

Zawartość Cu, Mn, Zn, Pb i Cd w próbkach pobranych w roku 2000, wzdłuż przekroju poprzecznego równiny w Calypso, jest zbieżna z wynikami uzyskanymi w latach 1987 - 1995.

W wybranych do badań roślinach zróżnicowanie zawartości badanych metali jest różne i tylko w nielicznych przypadkach zależy od miejsc zbioru. Na uwagę zasługuje niewątpliwie *Salix polaris*, która niezależnie od miejsc zbioru gromadzi cynk ponad stężenia fizjologiczne, a Cd ponad średnie. Można więc mówić tu o zależności gatunkowej dla tej rośliny. Nato-

miast *Cetraria hiascens* i *Racomitrium lanuginosum*, niezależnie od miejsc zbioru wykazano niedobór Cu. To zapewne także zależność gatunkowa.

W ostatnich latach między innymi Drbal i in. (1992) oraz Grodzieńska i in. (1993) prowadzili badania nad zawartością metali ciężkich w roślinach Zachodniego i Południowego Spitsbergenu. Wyniki uzyskane przez tych autorów, szczególnie w przypadku porostów, odbiegają dla niektórych metali od opisanych w niniejszej pracy. Wydaje się, że wiązać to można zarówno z warunkami geologicznymi, hydrologicznymi, glebowymi, a także z antropopresją, która jest przecież różna dla opisanych terenów. Wielu badaczy zwraca właśnie uwagę na antropopresję przy badaniach zawartości metali ciężkich (Jaworowski 1980, Heizenberg 1989).

Bakterie

Bakterie izolowano z 69 próbek glebowych pobranych w latach 1991-2000 z: Tomtodden (miejsce, gdzie żyli Pomorcy), Pocockodden i Renardodden (miejsca gdzie żyli łowcy wielorybów), Chamberlindalen i Dunderbukta (z gleb torfowych), Barentsburga i Longyearbyen (miejsca gdzie obecnie żyje człowiek) oraz z różnych miejsc na tundrze w rejonie Bellsundu (ryc. 1).

Różnicowanie izolowanych szczepów bakteryjnych oparto o testy morfologiczne, fizjologiczne oraz barwienie według Grama. Testy biochemiczne zastosowano tylko wobec szczepów tworzących antybiotyki. Antybiozę określano metodą podwójnych warstw agarowych według Gratii (Frederiq 1957) w stosunku do saprofitu kwasoopornego, *Mycobacterium 279*, stosując podłoża izolacyjne. Kulturę szczepu *M. 279* prowadzono na podłożu Sautona. Bakterie izolowano na wybranych podłożach w temperaturach 4°C, 18°C i 37°C. Wyizolowano tysiące szczepów bakteryjnych, które po wstępnej selekcji do 931 stały się częścią Muzeum Szczepów w Zakładzie Fizjologii Roślin UMCS w Lublinie. W Zakładzie tym wykonywano badania nad charakterystyką i poszukiwaniem szczepów produkujących antybiotyki, hamujące wzrost prątków gruźlicy. Z liczby 931 szczepów wytypowano: 194 szczepy izolowane na agarze odżywczym 1,4%, a wśród nich: 6 szczepów izolowanych w temperaturze 4°C, 125 izolowanych w temperaturze 18°C i 63 szczepy izolowane w temperaturze 37°C; 218 szczepów izolowano na podłożu Bunta i Rovixy, z czego w temperaturze 4°C izolowano 20 szczepów, w temperaturze 18°C - 150 szczepów i w temperaturze 37°C - 47 szczepów; 25 szczepów izolowano na podłożu Burka, w temperaturze 4°C nie wyizolowano żadnego szczepu, w temperaturze 18°C izolowano 15 szczepów, a w temperaturze 37°C - 10 szczepów. Na podłożu uniwersalnym izolowano 224 szczepy, z czego w temperaturze 4°C - 20 szczepów, w temperaturze 18°C - 157 szczepów, a w temperaturze 37°C - 47 szczepów; 270 szczepów izolowano na podłożu dla promieniowców, z czego w temperaturze 4°C - 11 szczepów, w temperaturze 18°C - 188 szczepów, a w temperaturze 37°C izolowano 7 szczepów. W oparciu o metodę barwienia według Grama, do ziarniaków Gram+ zaszeregowano 372 szczepy, a do Gram- 452 szczepy. Laseczek było 55, z czego 16 Gram+ i 39 Gram-. W obrębie 52 pałeczek 23 to szczepy Gram+ i 29 Gram-. Dosyć licznie izolowano także grzyby.

Wszystkie izolowane szczepy, opisane morfologicznie, sprawdzono pod kątem ich wzrostu na bulionie, bulionie z 7% NaCl, na skosach agarowych i podłożach izolacyjnych. Wykonano także testy według Gratii, pozwalające wyłowić producentów antybiotyków. Okazało się, że z 931 badanych szczepów, 37 wykazywało antagonistyczne działanie wobec *Mycobacterium 279*. Stanowi to około 4% wszystkich badanych bakterii. Wydawać by się mogło, że jest to niewielki procent. Wskazać jednak należy na fakt stosunkowo niskiej produktywności antybiotyków przez bakterie glebowe. Spośród 37 szczepów produkujących antybiotyki, 6 wytwarzało te związki do podłoża bulionowego.

Izolowano także saprofity kwasooporne z miejsc, gdzie żyli kiedyś i żyją obecnie ludzie. Jeden z tych szczepów oznaczono do gatunku. Okazał się nim *Mycobacterium friburgensis*, względny patogen dla żółwi i węży, który znaleziono w warstwie kulturowej stanowiska archeologicznego „Viking", znajdującego się pod moreną lodowca Renard (Janowiec i in. 1993). Próbka z warstwy, z której pochodzi ten szczep, datowana jest na drugą połowę XVII wieku (Dzierżek i in. 1990).

Uzyskane wyniki pozwalają na stwierdzenie, że gleby zachodniego Spitsbergenu w rejonie Bellsundu są bogate w mikroorganizmy należące do różnych grup morfologicznych. Wśród izolowanych bakterii dominują ziarniaki.

Stosunkowo nielicznie izolowano szczepy w temperaturze 4°C w porównaniu do temperatury 18°C i 37°C, co budzi zastanowienie, tym bardziej, że 4°C to średnia temperatura lata arktycznego na tym terenie. Być może użycie innych podłoży izolacyjnych pozwoliłoby na izolację innych gatunków bakterii. Najliczniej izolowano bakterie w temperaturze 18°C. W okresie letnim temperatura gleby w strefie korzeniowej dochodzi do kilkunastu stopni C. Zapewne dla tych szczepów jest to optymalna temperatura wzrostu.

PODSUMOWANIE

W oparciu o wyniki uzyskane z badań nad zawartością Cu, Mn, Zn, Pb i Cd w roślinach tundry, w rejonie Bellsundu na Zachodnim Spitsbergenie, w latach 1987 - 1995, a także w roku 2000 stwierdza się:

(1) u wielu gatunków roślin niedobór Cu;
(2) u niektórych gatunków roślin zwiększone ilości Zn, ponad stężenia fizjologiczne, a w przypadku Pb i Cd zwiększone ilości ponad średnie w roślinach;
(3) u wszystkich badanych roślin stężenia Mn w granicach stężeń fizjologicznych.

Niepokojącym jest fakt gromadzenia Pb przez mszaki i porosty, a także niektóre gatunki roślin naczyniowych. Wprawdzie rośliny wytwarzają specjalne mechanizmy odporności przeciw wysokim stężeniom pierwiastków śladowych, a także charakteryzują się wysoką tolerancją na niektóre metale, to jednak wykazanie zwiększonych ilości Pb i Zn może stanowić o zagrożeniu naturalnego środowiska.

W większości przypadków, wśród izolowanych szczepów dominują promieniowce. Potwierdza to wcześniejsze doniesienia autora (Jóźwik 1996). Warto podkreślić, że wśród izolowanych bakterii wyodrębniono 37 szczepów produkujących antybiotyki hamujące wzrost *Mycobacterium 279*. Ważne to stwierdzenie, bowiem wciąż wzrasta liczba prątków gruźlicy opornych na stosowane antybiotyki, a także ilość tzw. „prątków atypowych". Każdy nowy szczep, producent antybiotyków, stwarza nadzieję na nowe preparaty o działaniu przeciwgruźliczym.

LITERATURA

DRBAL K., ELSTER J., KOMÁREK J., 1992: *Heavy metals in water ice and biological material from Spitsbergen, Svalbard*. Polar Research, 11, 2, 99-101.

DZIERŻEK J., NITYCHORUK J., RZĘTKOWSKA A., 1990: *Geological-geomorphological analysis and ^{14}C dating of submoraine organogenic within the Renardbreen outer margin, Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*. Polar Research, 8, 275-281.

FREDERIQ P., 1957: *Colicines*. Ann. Rev. Microbiol, 2, 7.

GRODZIŃSKA K., GODZIK B., SZAREK G., 1993: *Heavy metals and sulphur in lichens from tundra Spitsbergen*. Fragm. Flor. Geobot., Suppl., 2 (2), 699-708.

HEINTZENBERG J., 1989: *Arctic Haze: Air pollution in polar regions*. Ambio, 18, 50-55.

JANOWIEC M., ANDRZEJCZYK Z., JEZIERSKA-ANCZUKÓW A., JÓŹWIK Z., 1993: *Bacterial flora in soil of Western Spitsbergen*. Polish Polar Research, 14 (2), 169-175.

JAWOROWSKI Z., 1989: *Pollution of the Norwegian Arctic. A review*. Norsk Polarinstitute, Raportseries, 55, 1-93.

JÓŹWIK Z., 1988: *Metale ciężkie w roślinach tundry spitsbergeńskiej - rejon Bellsundu*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 237-243.

JÓŹWIK Z., 1990a: *Heavy metals in tundra plants of the Bellsund Fiord, area Spitsbergen*. Polish Polar Research, 11, 3-4, 401-409.

JÓŹWIK Z., 1990b: *Heavy metals in tundra plants of the Bellsund Region, Spitsbergen. II. Blomlidalen, Tjørndalen, Dyrstadflya and Lognedalsflya*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 159-165.

JÓŹWIK Z., 1991: *Heavy metals in tundra plants of the Bellsund Region. III. Chamberlindalen, Calypsostranda, Lyellstranda*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 163-170.

JÓŹWIK Z., 1992a: *VI. Heavy metals in phylum Bryophyta in the Bellsund Region, Western Spitsbergen*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 171-178.

JÓŹWIK Z., 1992b: *Soil bacteria in Bellsund Region in Western Spitsbergen*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 117-120.

JÓŹWIK Z., 1993: *Antagonism of bacteria isolated from the soils of Western Spitsbergen, Belsund Region*. XX Polar Symposium, Lublin, 177-180.

JÓŹWIK Z., 1994a: *Contents of Cu, Mn, Zn, Pb and Cd in the plants of Calypsostranda - Bellsund Region (West Spitsbergen)*. XXI Polar Symposium, Warszawa, 177-180.

JÓŹWIK Z., 1994b: *Isolation and antagonism of soil bacteria in the Bellsund Region of Western Spitsbergen*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 157-160.

JÓŹWIK Z., 1996: *Bacteria from the occupation layers of the archeological locality Renardbreen ("Viking") in the Western Spitsbergen*. XXIII Polar Symposium, Sosnowiec, 45-49.
JÓŹWIK Z., 1998: *Isolation and antagonism of soil bacteria from Western Spitsbergen*. Polish Polar Studies, 25th International Polar Symposium, Warszawa, 103-111.
JÓŹWIK Z., 1999: *Heavy metals in tundra plants in the Bellsund Region, Western Spitsbergen*. Ekologia Antropologiczna. Materiały Międzynarodowej Konferencji, Mińsk-Łódź-Lublin, UMCS, 69-75.
JÓŹWIK Z., 2000: *Heavy metals in tundra plants of the Bellsund in West Spitsbergen, investigated in the years 1987-1995.* Polish Polar Research, 22, 1, 43-54.
JÓŹWIK Z., MAGIERSKI J., 1991: *Heavy metals in plants and soil of West Spitsbergen (Bellsund Region).* Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin 171-177.
JÓŹWIK Z., MAGIERSKI J., 1992: *Trace elements in plants and soil of coastal plains of south Bellsund (Western Spitsbergen).* Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 161-169.
JÓŹWIK Z., MAGIERSKI J., 1993: *Contents of Cu, Mn, Zn, Pb and Cd in plants and soil on Western Spitsbergen).* Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 181-197.
JÓŹWIK Z., MAGIERSKI J., 1994: *Heavy metals in the plants and soil of Calypsostranda in the Bellsund Region (Western Spitsbergen).* Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 179-189.
JÓŹWIK Z., MAGIERSKI J., 1995: *Heavy metals in the plants and soil of Dunder valley (West Spitsbergen).* Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 237-243.
KABATA-PENDIAS A., PENDIAS H., 1993: *Biogeochemia pierwiastków śladowych*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.

Zbigniew Jóźwik

Z życia Tundry IV
linoryt 1989 [17 x 18]

Florian ŚWIĘS

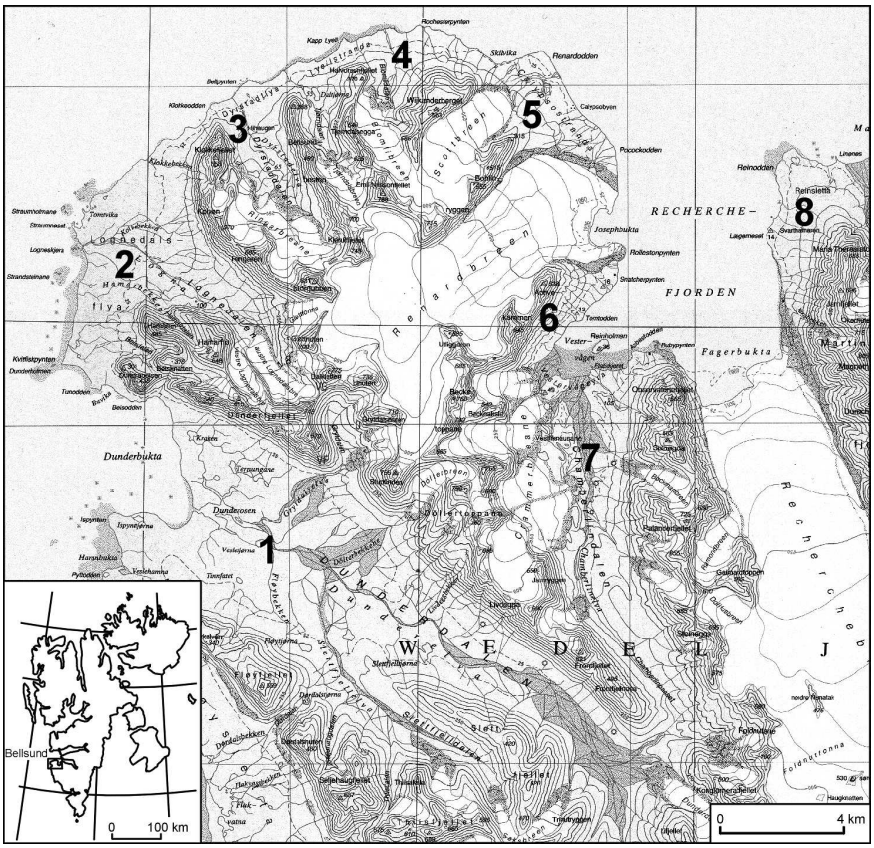
Aktualny stan badań geobotanicznych na południowo-zachodnim wybrzeżu Bellsundu (Ziemia Wedela Jarlsberga, Spitsbergen)

Badania geobotaniczne prowadzono na Spitsbergenie, na Ziemi Wedela Jarlsberga, na południowo-zachodnim wybrzeżu fiordu Bellsundu (ryc. 1). Realizowano je w ramach kompleksowych badań przyrodniczych, podczas międzynarodowych Wypraw Polarnych zorganizowanych przez Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, pod kierunkiem K. Pękali (Repelewska-Pękalowa 1992, Borysiak, Ratyńska 2004). Z geobotaników, w tych wyprawach uczestniczyli: A. Rzętkowska (Uniwersytet Warszawski) w 1987 roku oraz F. Święs (UMCS, Lublin) w latach 1987, 1989, 1992, 1995. Badaniami objęto w sumie 8 regionów terasowego wybrzeża morskiego i towarzyszących dolin śródgórskich (ryc. 1). Regiony te zostały określono jako: 1- Dunder, (Dunderdallen), 2- Logne (Lognedalsflya), 3- Dyrstad (Dyrstaddalen), 4- Lyellstranda, 5- Calypsostranda (Calypso), 6- Activekammen (Tomtoden), 7- Chamberlin (Chamberlindalen), 8- Reinodden (Jarnffjellet i inne tereny). Przeprowadzone badania geobotaniczne dotyczyły flory roślin naczyniowych i paprotników, mszaków, porostów i glonów oraz zbiorowisk roślin. A. Rzętkowska prowadziła badania geobotaniczne tylko w 1 regionie Calypsostrandy, natomiast autor - we wszystkich 8 regionach. Na badanym obszarze, podczas warsztatów glacjologicznych w 2004 roku, w regionie Calypsostrandy, badania terenowe glonów prowadził także J.Matuła (Uniwersytet Wrocławski).

Badania geobotaniczne przeprowadzono w dostępnych miejscach, głównie na obszarach równin nadmorskich oraz na niższych, połogich partiach wysokich wzniesień. Jak dotąd wyniki tych badań nie zostały w całości opracowane, lecz tylko sukcesywnie, częściowo lub wstępnie.

Najpierw z badanego obszaru opublikowano wstępną charakterystykę zbiorowisk roślin, a także składu gatunkowego mchów w regionie Calypsostranda (Rzętkowska 1987, 1988). Następnie intensywne badania terenowe, przeprowadził autor, z różnego zakresu geobotaniki, w wymienionych 8 regionach, sukcesyjnie w czterech sezonach wegetacyjnych. Pod względem metodycznym geobotaniczne badania terenowe zrealizowano na stałych (podstawowych) powierzchniach obejmujących 100 m^2. W sumie przebadano 818 tego typu powierzchni, w tym w: Dunder - 150, Logne - 138,

Dyrstad - 61, Lyellstranda - 100, Calypsostranda - 124, Activekamen - 32, Chamberlin - 14, w Reinodden - 67.



Ryc. 1. Mapa sytuacyjna prowadzonych badań geobotanicznych. Regiony: 1- Dunder (Dunderdallen), 2- Logne (Lognedalsflya), 3- Dyrstad (Dyrstaddalen), 4- Lyellstranda, 5- Calypsostranda (Calypso), 6- Activekammen (Tomtoden), 7- Chamberlin (Chamberlindalen), 8- Reinodden (Jarnffjellet i inne tereny).

W jednej z pierwszych publikacji przeprowadzono wstępną charakterystykę zróżnicowania geobotanicznego tundry, zbadanej na obszarze od Lyellstrandy po wylotowy, północny odcinek doliny Chamberlin. (Święs 1988) Uwzględniono tu 8 typów tundry, a w dwu z nich 6 podtypów. Należy zauważyć, że wyodrębnione typy i podtypy tundry nie zostały scharakteryzowane na podstawach fitosocjologicznych, jak np. zrealizowanych przez botaników krakowskich (Dubiel, Olech 1990), lecz tylko wstępnie, w oparciu o główne ich właściwości ekologiczno-florystyczne. Chodzi tu przede wszystkim o dominujący rodzaj siedliska (tzn. formy geomorfologicznej, rodzaju podłoża, stopnia uwilgotnienia) oraz dominującą pokrywę roślin kwiatowych, paprotników, porostów i mszaków. Przykładem jest „sucha tundra porostowo mszysta" na podłożu suchym, żwirowo-kamienistym, czy też „suchy mszarnik" na suchych lub mezofilnych, zwietrzałych upłazach skalnych. Należy wspomnieć, że wyodrębnionych typów tundry i ich podrzędnych

postaci na całym zbadanym obszarze jest znacznie więcej (Święs, Karczmarz 1992, 1993ab; Karczmarz, Święs 1990ab), niż to scharakteryzowano na wymienionym przykładzie regionów, począwszy od Layellstrandy po północny obszar doliny Chamberlin (Święs 1988). Następne zasadnicze opracowania dotyczą flory mchów w 6 kolejnych regionach: Dyrstad (Karczmarz, Święs 1990a), Activekammen (Karczmarz, Święs 1990b), Chamberlin (Święs, Karczmarz 1991a), Logne (Święs, Karczmarz 1991b), Lyellstranda (Święs, Karczmarz 1993a), Calypsostranda (Święs, Karczmarz 1993 b).

W wymienionych ostatnich 6 publikacjach uwzględniono przy składzie taksonomicznym mszaki, albo tylko ich obecność, lub ich procentowe pokrycie w skali 5-stopniowej na określonych siedliskach stałych powierzchni oraz na tle ich występowania w określonych typach, podtypach i formach tundry. Liczba stwierdzonych taksonów mchów (mszaki, wątrobowce, torfowce) w tundrze w tych 6 rejonach waha się od 74 do 151. Dla celów porównawczych należy podać, że liczby gatunków roślin kwiatowych i paprotników zidentyfikowanych na obszarach Dyrstad, Lyllstranda, Reinodden wahają się od 41 do 67. Aktualnie zupełnie niemożliwe jest określenie stanu gatunkowego porostów na jakimkolwiek regionie zbadanego wybrzeża Bellsundu. W przybliżeniu można podać, że na jednym obszarze zbadanego wybrzeża Bellsundu, w zwartej tundrze może występować nie więcej niż 5-15 naziemnych gatunków porostów. W zbadanej więc tundrze najczęściej ilościowo przeważają gatunki mszaków nad gatunkami roślin kwiatowych i paprotników oraz porostami. Zależnie od rodzaju podłoża i stopnia jego uwilgotnienia występują różne kombinacje jakościowego i ilościowego udziału wymienionych trzech grup systematycznych roślin.

Kolejne trzy opracowania dotyczą przede wszystkim ważniejszych elementów ekologicznych i geograficznych mszaków zbadanych na obszarze od Calypsostrandy po północny odcinek doliny Chamberlin oraz udziału gatunków mszaków i ich określonych elementów ekologicznych i geograficznych z rodziny *Mniaceae* w zbiorowiskach tundry na obszarze od Logne po dolinę Chamberlin (Karczmarz, Święs 1998, 1989).

Ze wszystkich badanych, stałych powierzchni, zebrano obfite materiały zielnikowe flory roślin naczyniowych i paprotników oraz mszaków i porostów. Na wielu stałych, podstawowych powierzchniach badawczych, ściśle określonych przez autora pod względem florystycznym i fitosocjologicznym, gleboznawcy z ośrodka lubelskiego (J.Melke, J.Chodorowski) przebadali profile glebowe z wykonaniem stosownych analiz laboratoryjnych gleb. Dzięki tego typu botaniczno-gleboznawczych badaniom jest możliwa korelacja między pokrywą roślinną a glebą i podłożem.

Podobny zakres badań geobotanicznych, jak na powierzchniach stałych, badawczych, zrealizowano również poza nimi. Chodziło głównie o stanowiska bardziej interesujących okazów roślin, porostów i mszaków, występujących na siedliskach szczególnych, jak np. na morenach, kamykach, skałach w wodzie, na bardziej niedostępnych zboczach i grzbietach wzniesień. Zgromadzone zbiory zielnikowe roślin służą do ich oznaczania taksonomicznego przez specjalistów botaników oraz stanowią materiał dokumen-

tacyjny i podstawę do wykonania zdjęć fitosocjologicznych. Poza wymienionymi opracowaniami geobotanicznymi na uwagę zasługuje również wstępna charakterystyka składu taksonomicznego fykoflory naziemnej i słodkowodnej (z grupy sinic, okrzemek i nitkowatych zielenic) zgromadzonej przez autora w 1988 roku na obszarze od Logne po dolinę Chamberlin i w północno-zachodniej części doliny Dunder. Łącznie na przebadanych 30 stanowiskach fykoflory, wg J.Matuły i F.Święsa (1989), występuje 141 taksonów tych organizmów, a w tym z grup: *Chlorophyta* - 94, *Cyanophyta* - 24, *Bacillariophyceae* - 24 i *Xanthophyceae* - 3.

Na uwagę zasługują również niepublikowane opracowania zgromadzonych przez autora materiałów zielnikowych roślin naczyniowych oraz porostów. Odnosi się to głównie do kilku prac magisterskich, wykonanych pod kierunkiem F.Święsa (rośliny kwiatowe, paprotniki; UMCS Lublin) oraz pod kierunkiem M.Olechówny (porosty z rodzaju *Cetraria*: UJ Kraków). Zebrane przez autora materiały zielnikowe z obszaru wybrzeża południowego Bellsundu są sukcesywnie wykorzystywane także do realizacji rozpraw doktorskich. Aktualnie odnosi się to do opracowania występowania na Spistsbergenie porostów z 2 grup systematycznych: *Peltigera* (A.Kiełbik-Piwowska) i *Cladonia* (P.Osyczka). Obydwie te rozprawy doktorskie, przygotowywane do opublikowania, zostały wykonane w Instytucie Botaniki UJ w Krakowie, pod kierunkiem M.Olechówny. Ogólna liczba gatunków porostów taksonomicznie zweryfikowanych (prace magisterskie, rozprawy doktorskie) na całym zbadanym wybrzeżu południowego obramowania Bellsundu wynosi: *Cetraria* - 5, *Cladonia* - 21, *Peltigera* - 12.

Warto także podać nieco danych o strukturze florystycznej badanego obszaru, jak np. o najpospolitszych roślinach rosnących z różną stałością niemal we wszystkich głównych rodzajach miejscowej tundry. W przypadku roślin kwiatowych i paprotników są to: *Draba alpina, Equisetum arvense, E. variegatum, Cerastium alpinum, Luzula arctica, L. comfusa, Polygonum viviparum, Salix polatris, Saxifraga caespitosa, S. hirculus, S. oppositifolia, Silene acaulis*. Następnie, spośród mszaków do najpospolitszych należą: *Aulacomnium turgidum, Hylocomium splendens, Ptilium ciliare, Oncophorus wahlenbergii, Drepanocladus revolvens, D. uncinatus, Distichum capillaceum, D. flexicaule, Polytrichum alpinum, P. juniperinum*. Natomiast w przypadku dokładnie oznaczonych dotąd taksonów porostów względnie do najpospolitszych należą: *Cladonia mitis, C. macroceras, Cetraria delisei, C. islandica, Peligera scabiosa, Ochrolechia frigida, Stereocaulon alpinum*.

Aktualnie w trakcie opracowania taksonomicznego są rośliny kwiatowe i paprotniki oraz nie zidentyfikowane dotąd taksony mszaków i porostów, a także glonów. Po definitywnym opracowaniu taksonomicznym i opublikowaniu wszystkich grup roślin planuje się scharakteryzować panujące właściwości geobotaniczne na całym zbadanym obszarze. Chodzi tu przede wszystkim o stosunki florystyczne wszystkich zbadanych grup roślin oraz o itosocjologiczne i ekologiczne zróżnicowanie zbiorowisk tundry. Przewidywana jest również końcowa geobotaniczna synteza zbadanej części Ziemi Wedela Jarlsberga.Zgromadzone zbiory zielnikowe ze zbadanego wybrzeża południowego Bellsundu we\dług szacunków wynoszą: mszaki i

por\osty - kilka tysięcy arkuszy (kopert), a roślinności kwiatowej i paprotników - około 1500 arkuszy okazów. Jak dotąd, zbiory zielnikowe roślin kwiatowych i paprotników oraz mszaków przechowywane są w Zielniku Zakładu Geobotaniki Instytutu Biologii UMCS w Lublinie. Natomiast zbiory zielnikowe porostów sukcesyjnie przekazywane są do Zielnika Instytutu Biologii UJ w Krakowie.

LITERATURA

DUBIEL L., OLECH M., 1990: *Plant communities of NW Sørkapp Land (Spitsbergen)*. Zeszyty Naukowe UJ., Prace Botaniczne, 21, 35-74.

BORYSIAK J., RATYŃSKA H., 2004: S*tan badań nad szatą roślinną Spitsbergenu ze szczególnym uwzględnieniem rejonów Bellsundu, Hornsundu i Kaffiøyry*. [w:] Warsztaty Glacjologiczne. Spitsbergen 2004. [red.] A. Kostrzewski i in., Sosnowiec - Poznań - Longyearbyen, 248-260, wersja elektroniczna.

KARCZMARZ K. ŚWIĘS F., 1988: *Brioflora południowego wybrzeża Bellsundu (Spitsbergen Zachodni)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 229-235.

KARCZMARZ K. ŚWIĘS F., 1989: *Udział gatunków rodziny Mniaceae w zbiorowiskach tundry na południowo-wschodnim wybrzeżu Bellsundu (Spitsbergen Zachodni)*. XVI Sympozjum Polarne, Toruń, 217-220.

KARCZMARZ K., ŚWIĘS F., 1990a: *Bryophytes collected in Arctic tundra of Dyrstad region (Western Spitsbergen) in 1988*. Annales UMCS, sec. C, 45, 127-139.

KARCZMARZ K,. ŚWIĘS F., 1990b: *Bryophytes collected in Arctic tundra of the eastern slopes of Activekammen (Western Spitsbergen) in 1987-1988*. Wyprawy Geografczne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 175-183.

MATUŁA J., ŚWIĘS F., 1989: *Wstępna charakterystyka fykoflory rejonu Bellsundu (Spitsbergen Zachodni)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 97-110.

REPELEWSKA-PĘKALOWA J., 1992: *Scientific results of Polar Expedition of Maria Curie-Skłodowska University in Lublin, 1986-1991*. Wyprawy Geogra-ficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 197-208.

RZĘTKOWSKA A., 1987: *Vegetation of Calypsostranda in Wedel Jarlsberg Land*. Polish Polar Research, 8 (3), 251-260.

RZĘTKOWSKA A., 1988: *Contribution to the moss flora of Calypsostranda in Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 9 (4), 485-495.

ŚWIĘS F., 1988: Z*różnicowanie geobotaniczne tundry na południowym wybrzeżu Bellsundu (zachodni Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 215-228.

ŚWIĘS F., KARCZMARZ K., 1991a: *Bryophytes collected in Arctic tundra of the Chamberlindalen region (Western Spitsbergen) in 1987 and 1988*. Annales UMCS, sec. C, 46, 29-43.

ŚWIĘS F., KARCZMARZ K., 1991b: *Bryophytes collected in Arctic tundra of the Logne Region (Western Spitsbergen) in 1988*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 145-162.

ŚWIĘS F., KARCZMARZ K., 1993a: *Bryophytes collected in Arctic tundra of Lyellstranda region (Western Spitsbergen) in 1987*. XX Polar Symposium, Lublin, 249-271.

ŚWIĘS F., KARCZMARZ K., 1993b: *Bryophytes Collected in the Arctic Tundra of Calypsostranda Region (Western Spitsbergen) in 1987 and 1988*. Annales UMCS, sec. C, 48, 49-66.

INFORMACJE O AUTORACH

Dr hab. Stefan BARTOSZEWSKI prof. UMCS
Zakład Hydrografii, ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin
stbar@biotop.umcs.lublin.pl

Dr Andrzej GLUZA
Zakład Meteorologii i Klimatologii, al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin
agluza@biotop.umcs.lublin.pl

Prof. dr hab. Marian HARASIMIUK
Zakład Geologii i Ochrony Litosfery, al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin
geolmh@ biotop.umcs.lublin.pl

Mgr Waldemar JEZIERSKI
Zakład Geologii i Ochrony Litosfery, al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin
jewal@ biotop.umcs.lublin.pl

Dr Zbigniew JÓŹWIK (emerytowany pracownik)
Zakład Fizjologii Roślin, ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin

Dr hab. Zbigniew KIMOWICZ prof. UMCS
Zakład Gleboznawstwa, ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin

Dr hab. Jerzy MELKE prof. UMCS
Zakład Gleboznawstwa, ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin
melkej@ biotop.umcs.lublin.pl

Prof. dr hab. Kazimierz PĘKALA
Zakład Geomorfologii, ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin
geomorf@ biotop.umcs.lublin.pl

Dr Jan REDER
Zakład Geomorfologii, ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin
janreder@onet.eu

Dr Jan RODZIK
Roztoczańska Stacja Naukowa INoZ w Guciowie, al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin
jrodzik@biotop.umcs.lublin.pl

Dr Janina REPELEWSKA-PĘKALOWA (emerytowany pracownik)
Zakład Geomorfologii, ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin
geomorf@biotop.umcs.lublin.pl

Mgr Krzysztof SIWEK
Zakład Meteorologii i Klimatologii, al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin
klimatks@biotop.umcs.lublin.pl

Dr hab. Józef SUPERSON prof. UMCS
Zakład Geomorfologii, ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin
superson@biotop.umcs.lublin.pl

Prof. Dr hab. Florian ŚWIĘS
Zakład Geobotaniki, ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin

Dr Piotr ZAGÓRSKI
Zakład Geomorfologii, ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin
pzagorsk@biotop.umcs.lublin.pl

ISBN-10 83-923303-1-5
ISBN-13 978-83-923303-1-8