Warsztaty Glacjologiczne SPITSBERGEN 2004

Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich Sosnowiec-Poznań-Longyearbyen 2004

Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich

Warsztaty Glacjologiczne SPITSBERGEN 2004

Glacjologia, geomorfologia i sedymentologia środowiska polarnego Spitsbergenu

pod redakcją Andrzeja Kostrzewskiego, Mariana Puliny, Zbigniewa Zwolińskiego



Sosnowiec-Poznań-Longyearbyen 2004

Warsztaty Glacjologiczne SPITSBERGEN 2004

Longyearbyen – Hornsund – Werenskiold – Calypsobyen – Kaffiøyra, 1-12 lipca 2004

z inicjatywy Komisji Badań Arktyki przy Komitecie Badań Polarnych Polskiej Akademii Nauk

Organizatorzy: Instytut Geofizyki Polskiej Akademii Nauk, Polska Stacja Polarna w Hornsundzie *Piotr Głowacki* Uniwersytet Śląski w Katowicach *Marian Pulina*

Współorganizatorzy:

Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich *Andrzej Kostrzewski* Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, Stacja Polarna - Kaffiøyra *Marek Grześ* Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Baza ekspedycji UMCS - Calypsobyen *Marian Harasimiuk, Kazimierz Pękala* Uniwersytet Warszawski w Warszawie *Leszek Lindner* Państwowy Instytut Geologiczny w Warszawie *Leszek Marks* Akademia Morska w Gdyni *Statek badawczy Horyzont II*

Komitet organizacyjny:

Jacek Bednarek - Instytut Geofizyki Polskiej Akademii Nauk w Warszawie Maciej Burzyk - Uniwersytet Śląski Piotr Głowacki - Instytut Geofizyki Polskiej Akademii Nauk w Warszawie Marek Grześ - Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu Agnieszka Piechota - Uniwersytet Śląski w Katowicach Marian Pulina - Uniwersytet Śląski w Katowicach Ryszard Szczęsny - Uniwersytet Warszawski w Warszawie

© by Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, 2004 Fredry 10, 61-701 Poznań

Kostrzewski, A., Pulina, M., Zwoliński, Zb., (red.), 2004. Glacjologia, geomorfologia i sedymentologia środowiska polarnego Spitsbergenu. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Sosnowiec-Poznań-Longyearbyen. ss. 310 + CD-ROM.

Recenzent: Wojciech Stankowski Publikację zredagowano w oparciu o materiały przesłane przez autorów Przygotowanie redakcyjne: Agnieszka Piechota, Zbigniew Zwoliński Logo i grafiki: Zbigniew Jóźwik Fotografia na okładce: Zbigniew Zwoliński Druk: Pracownia Dokumentacji Geograficznej UAM, Poznań

ISBN 83-921088-0-9

ISBN 83-921088-1-7 wydanie elektroniczne, poprawione powarsztatowo

Autorzy

Adam Barcikowski	Instytut Geografii, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, A.Fredry 6/8, 87-100 Toruń	
Stefan Bartoszewski	<i>stbar@biotop.umcs.lublin.pl</i> , Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Akademicka 19, 20-033 Lublin	
Janina Borysiak	<i>jbor@amu.edu.pl,</i> Ogród Botaniczny, Wydział Biologii, Uniwersytet im. Adama Mic- kiewicza, ul. gen. J. H. Dąbrowskiego 165, 60-594 Poznań	
Elżbieta Bukowska-Jania	<i>ejania@ultra.cto.us.edu.pl</i> , Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec	
Maciej Burzyk	<i>macianty@poczta.onet.pl</i> , Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec	
Wojciech Dobiński	<i>dobin@us.edu.pl</i> , Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec	
Andrzej Gluza	<i>agluza@biotop.umcs.lublin.pl</i> , Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Akademicka 19, 20-033 Lublin	
Piotr Głowacki	glowacki@igf.edu.pl, Instytut Geofizyki, Polska Akademia Nauk, Księcia Janusza 64, 01-452 Warszawa	
Marek Grześ	<i>gmark@geo.uni.torun.pl</i> , Instytut Geografii, Uniwersytet im. Mikołaja Kopernika, A.Fredry 6/8, 87-100 Toruń	
Wanda Gugnacka-Fiedor	Instytut Geografii, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, A.Fredry 6/8, 87-100 Toruń	
Aleksander Guterch	aguterch@igf.edu.pl, Instytut Geofizyki, Polska Akademia Nauk, Księcia Janusza 64, 01-452 Warszawa	
Jacek Jania	<i>jjania@us.edu.pl</i> , Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec	
Tomasz Jaworski	Instytut Geografii, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, A.Fredry 6/8, 87-100 Toruń	
Andrzej Karczewski	<i>akaibcz@amu.edu.pl</i> , Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, A.Fredry 10, 61-701 Poznań	
Marek Kejna	<i>makej@geo.uni.torun.pl,</i> Instytut Geografii, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, A.Fredry 6/8, 87-100 Toruń	
Leszek Kolondra	Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec	
Andrzej Kostrzewski	anko@amu.edu.pl, Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii, Uniwersytet im. Ada- ma Mickiewicza, A.Fredry 10, 61-701 Poznań	
Krzysztof R. Lankauf	<i>lank@geo.uni.torun.pl</i> , Instytut Geografii, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, A.Fredry 6/8, 87-100 Toruń	
Leszek Lindner	Instytut Geologii Podstawowej Uniwersytetu Warszawskiego, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa	
Leszek Marks	<i>lmarks@geo.uw.edu.pl,</i> Instytut Geologii Podstawowej Uniwersytetu Warszawskiego, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa	
Małgorzata Mazurek	<i>gmazurek@amu.edu.pl,</i> Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, A.Fredry 10, 61-701 Poznań	
Piotr Migoń	<i>pmigon@yahoo.com,</i> Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wro- cławski, pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław	
Agnieszka M. Piechota	<i>a.piechota@op.pl,</i> Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec	
Jerzy Pereyma	<i>pereyma@meteo.uni.wroc.pl</i> , Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, A.Kosiby 8, 51-621 Wrocław	
Zbigniew Perski	<i>perski@us.edu.pl</i> , Katedra Geologii Podstawowej, Uniwersytet Śląski, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec	
Kazimierz Pękala	<i>geomorf@biotop.umcs.lublin.pl</i> , Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Akademicka 19, 20-033 Lublin	
Bogumiła A. Piwowar	<i>bpiwowar@wnoz.us.edu.pl</i> , Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec	

Marian Pulina	<i>pulina@us.edu.pl</i> , Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec	
Grzegorz Rachlewicz	<i>grzera@amu.edu.pl</i> , Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, A.Fredry 10, 61-701 Poznań	
Halina Ratyńska	<i>halrat@wp.pl,</i> Instytut Biologii i Ochrony Środowiska, Wydział Matematyki, Techniki i Nauk Przyrodniczych, Akademia Bydgoska im. Kazimierza Wielkiego, ul. K. Chodkiewicza 30, 85-064 Bydgoszcz	
Janina Repelewska-Pękalowa	<i>geomorf@biotop.umcs.lublin.pl</i> , Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Akademicka 19, 20-033 Lublin	
Krzysztof Siwek	<i>klimatks@biotop.umcs.lublin.pl</i> , Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Akademicka 19, 20-033 Lublin	
Ireneusz Sobota	<i>irso@geo.uni.torun.pl</i> , Instytut Geografii, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, A.Fredry 6/8, 87-100 Toruń	
Joanna Szafraniec	<i>jszafran@wnoz.us.edu.pl</i> , Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec	
Ryszard Szczęsny	<i>szczesny@geo.uw.edu.pl,</i> Instytut Geologii Podstawowej Uniwersytetu Warszawskie- go, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa	
Piotr Weckwerth	Instytut Geografii, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, A.Fredry 6/8, 87-100 Toruń	
Piotr Zagórski	<i>pzagorsk@biotop.umcs.lublin.pl</i> , Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Akademicka 19, 20-033 Lublin	
Zbigniew Zwoliński	<i>zbzw@amu.edu.pl</i> , Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii, Uniwersytet im. Ada- ma Mickiewicza, A.Fredry 10, 61-701 Poznań	

Spis treści

I.	Słowo wstępne	I—7
II.	Przedmowa	II—9
III.	4–Międzynarodowy Rok Polarny 2007-2008	III—11
IV.	Uczestnicy Warsztatów Glacjologicznych 2004	
V.	Polskie stacje polarne na Spitsbergenie	V—15
1	. Polskie tradycje w badaniach Arktyki	V—15
2	. Polska Stacja Polarna w Hornsundzie	V—16
3	. Stacja Polarna im. St. Baranowskiego – lodowiec Werenskiolda	V—22
4	. Baza ekspedycji Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej – Calypsobyen	V—33
5	. Stacja Polarna Uniwersytetu Mikołaja Kopernika – Kaffiøyra	V—43
VI.	Przewodnik terenowy	VI—53
1	. Ziemia Wedela-Jarlsberga (część południowa) i Sørkappland	VI—58
	a. Otoczenie fiordu Hornsund	VI—58
	i. Zlewnia Fuglebekken	VI—58
	ii. Morena boczna lodowca Hansa	VI—62
	iii. Lodowiec Gås i jego przedpole	VI—64
	iv. Badania przyrodnicze w zlewniach otoczenia Hornsundu	VI—65
	v. Lodowce otoczenia Hornsundu	VI—68
	b. Otoczenie lodowców Werenskiold i Torell	VI—99
	i. Strefa marginalna i czołowa Wschodniego Torella	VI—99
	ii. Przedpole Lodowca Werenskiolda	VI—100
	c. Obraz geomorfologiczny obszarów niezlodowaconych fiordu Hornsund	VI—109
	i. Wstęp	VI—109
	ii. Podniesione terasy morskie	VI—110
	iii. Podstokowe wały moren niwalnych	VI—116
	iv. Strefy marginalne lodowców rejonu Hornsundu	VI—118
	d. Zjawiska krasowe południowego Spitsbergenu	VI—124
	i. Kras wybrzeża Fiordu Hornsund u podnóża Masywu Sofiekammen	VI—124
	ii. Kras na podniesionych terasach morskich masywu Tsjebysjovfjellet	VI—128
	iii. Kras hydrotermalny, masyw Hilmarfjellet, południowy Sørkappland	VI—128
	iv. Kras gipsowy w centralnej części Spitsbergenu	VI—131
	v. Zjawiska kriokrasowe na Spitsbergenie	VI—131
	vi. Charakterystyka wybranych jaskiń lodowcowych	VI—133
	vii. Uwagi końcowe	VI—144
	e. Rzeźba i osady polodowcowe południowego Spitsbergenu	VI—149
	i. Stare moreny czołowe i boczne	VI—151
	ii. Moreny denne	VI—152
	iii. Wały lodowo-morenowe	VI—153
	iv. Moreny niwalne	VI—155
	v. Lodowce gruzowe	VI—156
	vi. Moreny środkowe	VI—157
	vii. Moreny ablacyjne na powierzchni lodowców	VI—160
	viii. Kemy	VI—161
	ix. Ozy	VI—162
	x. Sandry	VI—162
	f. Zarys wydarzeń glacjalnych w południowym Spitsbergenie	VI—163
	i. Morfogeneza	VI—163
	ii. Przełom plejstocenu i holocenu	VI—169

iii. Holocen	VI—171
2. Ziemia Wedela-Jarlsberga (część północna)	VI—175
a. Bellsund – Calypsobyen: Przewodnik terenowy	VI—175
i. Punkt 1 - Mierzeja w Zatoce Josephbukta	VI—175
ii. Punkt 2 - Zjawiska termokrasowe w strefie moreny dennej i sandrów	VI—177
iii. Punkt 3 - Stanowisko archeologiczne (Renardbreen 1)	VI—177
iv. Punkt 4 - Punkt widokowy	VI—179
v. Punkt 5 - Wodospad na uskoku tektonicznym	VI—180
vi. Punkt 6 - Górny odcinek kanionu rzeki Wydrzycy	VI—180
vii. Punkt 7 Poligon peryglacjalny	VI—180
viii. Punkt 8 - Calypsobyen	VI—183
ix. Punkt 9 - Fazy recesji Lodowca Scotta	VI—186
x. Punkt 10 - Rzeźba i budowa geologiczna Calypsostrandy	VI—187
xi. Punkt 11 - Renardodden	VI—191
3. Ziemia Oskara II - Kaffiøyra	VI—196
a. Recesja lodowców rejonu Kaffiøyry w XX wieku	VI—196
b. Struktura bilansu masy lodowców - w latach 1996-2003	VI—209
c. Nalodzia rejonu Kaffiøyry (Nw Spitsbergen)	VI—218
d. Monitoring sezonowego odmarzania gruntu w ramach projektu CALM	VI—226
e. Morfostruktura powierzchni Lodowca Waldemara	VI—232
f. Procesy i formy współczesnej strefy marginalnej Lodowca Waldemara	VI—236
4. Stan badań nad szatą roślinną Spitsbergenu	VI—248
a. Wstęp	VI—248
b. Szata roślinna zachodniego wybrzeża Spitsbergenu	VI—252
c. Szata roślinna w rejonie fiordu Bellsund	VI—252
d. Szata roślinna w rejonie fiordu Hornsund	VI—254
e. Szata roślinna w rejonie Kaffiøyry	VI—257
5. Longyearbyen	VI—262
6. Polarny przewodnik bezpieczeństwa - wersja letnia	VI—267
VII. Literatura	VII—277

I. Słowo wstępne

Rozpoznanie przyczyn i skutków zmian globalnych klimatu i ich wpływu na kształtowanie i rozwój powierzchni Ziemi nie jest możliwe bez gruntownej znajomości stanu i funkcjonowania współczesnej morfolitogenezy w strefach polarnych. Fakt ten stanowi bardzo istotne, zarówno merytoryczne jak i aplikacyjne uzasadnienie planowych, zintegrowanych badań w strefie polarnej półkuli północnej i południowej. Przedstawiciele nauk przyrodniczych w Polsce, w tym nauk o Ziemi, posiadają poważny wkład w zakresie badań polarnych, zarówno w skali krajowej, jak i międzynarodowej. Polskie stacje narodowe w Arktyce na Spitsbergenie i w Antarktyce na Wyspie Króla Jerzego w Szetlandach Południowych oraz spitsbergeńskie stacje regionalne, stanowią doskonałą możliwość realizacji programów badawczych i uzyskania wieloletnich, standaryzowanych wyników badań do studiów porównawczych w skali regionalnej i globalnej.

Indywidualność przyrodniczą Spitsbergenu określa przede wszystkim jego położenie geograficzne, zróżnicowany charakter współczesnego zlodowacenia, zróżnicowane przestrzennie strefy marginalne różnych typów lodowców, stosunkowo szybkie zwiększanie powierzchni uwalnianych od lodu oraz stałe współoddziaływanie systemu lądowego i morskiego. Należy podkreślić, że aktualnie wiele modeli klimatycznych zakłada, że największe amplitudy globalnego ocieplenia, jak również stosunkowo największy wzrost średnich opadów może wystąpić w Arktyce. Konsekwencje przedstawionego scenariusza to jedno z najważniejszych zadań badawczych do realizacji w obszarach polarnych. Równocześnie należy przyjąć, że przedstawiony scenariusz oznacza przyspieszony obieg energii i materii w geoekosystemach polarnych, szybsze ich transformacje, a jednocześnie różnicowanie struktury krajobrazowej Spitsbergenu.

W roku 2003 Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich było organizatorem Warsztatów Geomorfologicznych SPITSBEREGN 2003 *Funkcjonowanie dawnych i współczesnych geo-ekosystemów Spitsbergenu*. Kolejne Warsztaty Glacjologiczne SPITSBERGEN 2004 *Glacjologia, geomorfologia i sedymentologia środowiska polarnego Spitsbergenu* organizowane są przez Komisję Arktyki Komitetu Badań Polarnych PAN oraz Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich. Należy wyrazić przekonanie, że tegoroczne warsztaty będą dobrą okazją do prezentacji i dyskusji terenowej dotychczasowych badań oraz dostarczą propozycji do przygotowywanego programu badań w ramach IV Międzynarodowego Roku Polarnego 2007-2008.

Andrzej Kostrzewski Prezes Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich



II. Przedmowa

Publikacja Warsztatów Glacjologicznych SPITSBERGEN 2004 stanowiona jest przez dwie odrębne, ale jednak merytorycznie połączone części: tekstową oraz elektroniczną. Część tekstowa generalnie składa się z dwóch partii artykułów z licznymi ilustracjami: pierwszej, omawiającej środowisko polarne polskich stacji polarnych na zachodnim wybrzeżu Spitsbergenu oraz drugiej, zawierającej materiały dotyczące zajęć terenowych w czasie warsztatów. Część elektroniczna, stanowiona przez płytkę CD-ROM i będąca załącznikiem do części tekstowej obejmuje materiały kartograficzne, fotografie i teksty, uzupełniające treści przedmiotowe warsztatów. Część tekstowa została tak opracowana by mogła bezpośrednio służyć zajęciom w terenie, natomiast CD-ROM winien umożliwić kameralną pracę przy komputerze w sali wykładowej statku Akademii Morskiej SSB Horyzont II.

Część tekstowa obejmuje opisy czterech rejonów badawczych polskich ekspedycji wzdłuż zachodniego wybrzeża Spitsbergenu i związanych z:

- Polską Stacją Polarną w fiordzie Hornsund, prowadzoną przez Instytut Geofizyki Polskiej Akademii Nauk,
- stacją polarną im. Stanisława Baranowskiego na przedpolu Werenskioldbreen, założoną i prowadzoną przez Uniwersytet Wrocławski,
- stacją naukową w Calypso w fiordzie Bellsund, prowadzoną przez Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie oraz
- stacją polarną na Kaffiøyrze w Forlandsundet, prowadzoną przez Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu.

Autorzy, kierownicy tych stacji i programów naukowych, zawarli w swych opisach obok historii badań oraz programów badawczych działających tam polskich ekspedycji, opisy poszczególnych elementów środowiska geograficznego uwzględniając specyfikę prowadzonych tam badań z różnych dziedzin nauki, ale przede wszystkim badań glacjologicznych, geomorfologicznych i sedymentologicznych. Jednakże zasadniczą częścią niniejszej publikacji jest najobszerniejsza część przewodnika poświęcona bezpośrednio zajęciom terenowym.

Dla fiordu Hornsund i okolic lodowca Werenskiold, J.Jania wraz z zespołem przedstawił opracowanie *Lodowce otoczenia Hornsundu* a kilku innych autorów przygotowało szczegółowe opisy przedpola lodowców, które będą przedmiotem obserwacji i badań uczestników warsztatów. Szerokie wprowadzenie w problematykę geomorfologiczną i glacjologiczną zachodniego Spitsbergenu stanowią opracowania A.Karczewskiego dotyczące charakterystyki glacjalnej i postglacjalnej obszarów będących przedmiotem warsztatów. Odrębnej problematyki dotyczą opracowania M.Puliny, omawiające zjawiska krasowe i kriokrasowe obszarów niezlodowaconych otoczenia fiordu Hornsund. Syntetyczne opracowanie L.Lindnera, L.Marksa i R.Szczęsnego poświęcone jest analizie wydarzeń glacjalnych południowego Spitsbergenu wraz z opisami poszczególnych stanowisk. Uniwersytety Śląski i Warszawski przygotowały zestaw map (na CD-ROM-ie) stanowiących efekt pracy wielu polskich zespołów autorskich, dotyczących omawianej problematyki na południowym Spitsbergenie.

Wschodnie wybrzeża fiordu Bellsund, w rejonie działalności ekspedycji lubelskich, zostały opracowane przez K.Pękalę wraz z zespołem, w formie opisu poszczególnych stanowisk badawczych wzdłuż trasy przemarszu uczestników Warsztatów Glacjologicznych wybrzeżem Bellsundu po Calypsostranda wraz z wejściami na przedpola i czoła lodowców Renarda i Scotta. Trasa ta ściśle nawiązuje do zagadnień omawianych na zeszłorocznych warsztatach geomorfologicznych. Rejon Kaffiøyry został przedstawiony w kilku szerokich opracowaniach. Otwiera go artykuł K.R.Lankaufa poświęcony historii recesji lodowców w XX stuleciu, do którego dołączono różne mapy na CD-ROM-ie, w tym topograficzną, geomorfologiczną. Problematyka glacjalna jest kontynuowana w opracowaniach I.Soboty, który omawia bilans masy lodowców NW Spitsbergenu w latach 1996 - 2003 i M.Grzesia, przedstawiającego ważne problemy monitoringu zmarzliny w strefie polarnej oraz występowania nalodzi. Przedpole lodowca Waldemara jest przewidziane jako główny obszar badań uczestników warsztatów i tej problematyce poświęcono opracowania autorstwa P.Weckwertha i T.Jaworskiego.

Poza problematyką glacjologiczną, geomorfologiczną i sedymentologiczną Spitsbergenu wydaje się interesujące przedstawienie dorobku polskich botaników pracujących na powierzchniach tundrowych podniesionych teras morskich zachodniego Spitsbergenu. Tej problematyce poświęcone jest opracowanie J.Borysiak i H.Ratyńskiej, w którym przedstawiono stan badań nad szatą rośliną ze szczególnym uwzględnieniem obszarów, w których pracować będą uczestnicy warsztatów. Do artykułu dołączono na CD-ROM-ie zdjęcia fotograficzne przewodnich roślin wykonane w większości w czasie ubiegłorocznych Warsztatów Geomorfologicznych SPITSBERGEN 2003.

Przewodnik zamyka spis literatury, na którą powołują się wszyscy autorzy opracowań zamieszczonych w niniejszej publikacji. Spis ten stanowi niewątpliwie cenną informację o pracach poświęconych problematyce, która jest głównym przedmiotem studiów uczestników Warsztatów Glacjologicznych na Spitsbergenie latem 2004 r., jakkolwiek redaktorzy zdają sobie sprawę, iż nie wyczerpuje on bogatej polskiej bibliografii polarnej, w tym głównie spitsbergeńskiej.

Wyrażamy przekonanie, że niniejsza publikacja wydana w postaci papierowej oraz elektronicznej, podobnie jak z zeszłorocznych Warsztatów Geomorfologicznych, przybliża polskich polarników do sfinalizowania opracowania monumentalnej, syntetycznej monografii polskich obszarów badawczych na Spitsbergenie – idei zapoczątkowanej przez Profesora Alfreda Jahna.

Andrzej Kostrzewski, Marian Pulina, Zbigniew Zwoliński

III.4–Międzynarodowy Rok Polarny 2007-2008

W dniach 31 lipca – 2 sierpnia 2003 roku na spotkaniu *International Council for Science* w Paryżu podjęto decyzję o ustanowieniu 4–Międzynarodowego Roku Polarnego 2007-2008 - *International Polar Year 2007-2008 (4 IPY).* Powołano Grupę Planowania dla *4 IPY*, której przewodniczącym został Prof. Christopher G. Rapley, dyrektor British Antarctic Survey w Cambridge. Inicjatywę tę wkrótce poparło szereg organizacji naukowych, w tym przede wszystkim organizacje związane z regionami polarnymi: ESF/European Polar Board, IASC, SCAR, FARO, AOSB, COMNAP, a także ICSU nations oraz ICSU unions.

4–Międzynarodowy Rok Polarny 2007-2008 ustanowiono w 125 rocznicę 1-Międzynarodowego Roku Polarnego (1882/83), w 75 rocznicę 2–Międzynarodowego Roku Polarnego (1932/33) i w 50 rocznicę 3–Międzynarodowego Roku Geofizycznego (1957/58), który obejmował także regiony polarne. Zakłada się, że 4–Międzynarodowy Rok Polarny będzie wydarzeniem naukowym rozwiniętym na niespotykaną dotąd skalę, realizowanym w nowych, bardzo sprzyjających dla badań polarnych warunkach geopolitycznych. Tak jak poprzednie lata polarne były "*kamieniami milowym!*" w eksploracji i rozwoju wiedzy o regionach polarnych, tak również oczekuje się, że *4 IPY* będzie wydarzeniem na miarę oczekiwań nowej generacji ludzi nauki XXI wieku. Główne hasła Międzynarodowej Grupy Planowania *4 IPY* brzmią:

Create history - not repeat it,

oraz

Regiony polarne kluczem dla globalnych systemów przyrodniczych.

<u>Główne tezy 4 IPY:</u>

- badania wielodyscyplinarne;
- badania bipolarne;
- duże kompleksowe programy badawcze;
- współpraca międzynarodowa;
- badania i wiedza (programy edukacyjne),
- badania socjologiczne (jak żyć i przemieszczać się w regionach polarnych);
- nowe technologie (pojazdy polarne lądowe i podwodne);
- stacje polarne szeroko otwarte na współpracę międzynarodową;
- połączona sieć polarnych stacji geofizycznych.

Niektóre kluczowe problemy naukowe 4 IPY:

- lód i podlodowe środowisko;
- polarna różnorodność biologiczna oraz struktura i dynamika ekosystemów dla zrozumienia ewolucji i reakcji na zmiany;
- dynamika zmian we wnętrzu Ziemi;
- tworzenie polarnych wzorców (np. dla klimatu, biologii i Ziemi);
- stabilność kriosfery;
- związki Ziemia Słońce;
- rola obszarów polarnych w kształtowaniu klimatu.

Cel podstawowy 4 IPY: ZROZUMIEĆ ZIEMIĘ

 $M_{iedzynarodowa}$ Grupa Planowania 4 *IPY* opracowuje programy badawcze oparte na szerokiej współpracy międzynarodowej. Komitet Badań Polarnych przy Prezydium PAN utrzymuje bezpośredni stały kontakt z organizacjami miedzynarodowymi, które uczestnicza w przygotowaniach do 4 IPY, w tym przede wszystkim, z ESF/European Polar Board w Strasbourgu oraz z US Polar Research Board w Waszyngtonie. Z inicjatywy European Polar Board, przy Brytyjskiej Służbie Antarktycznej w Cambridge powołano Miedzynarodowe Konsorcjum i Komitet Sterujący dla opracowania programu udziału państw Unii Europejskiej i Federacji Rosyjskiej w przedsiewzieciach badawczych 4-Międzynarodowego Roku Polarnego. Do udziału w pracach Konsorcjum i Komitetu Sterującego zaproszono przedstawicieli dziewięciu krajów europejskich, w tym dwie osoby z Polski (prof. A. Guterch i prof. J. Jania). Lata 2004-2006 przeznacza się na przygotowanie merytorycznych programów badawczych oraz rozpoczęcie ich realizacji. Komitet Badań Polarnych PAN już w 2002 roku opracował i opublikował Ramowy Narodowy Program Badań Polarnych 2002 - 2010. Program ten, szeroko upowszechniony w kraju i za granicą, spotkał się z dużym zainteresowaniem oraz z bardzo przychylnymi opiniami. Jest również podstawą dla wniosku w sprawie ustanowienia projektu zamawianego (2004-2006), który winien przygotować polskie środowisko polarne do zadań 4-Miedzynarodowego Roku Polarnego.

Nadchodzący Międzynarodowy Rok Polarny będzie niewątpliwie doniosłym wydarzeniem naukowym, także o wielkim znaczeniu geopolitycznym i ekonomicznym. Będzie to także poważne wyzwanie dla Polski, kraju o ponad 200-letnich tradycjach polarnych.

Aleksander Guterch Przewodniczący Komitetu Badań Polarnych przy Prezydium Polskiej Akademii Nauk

IV. Uczestnicy Warsztatów Glacjologicznych 2004

Prof. dr hab. Janina Borysiak	<jbor@amu.edu.pl>, Ogród Botaniczny, Wydział Biologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewi- cza, ul. gen. J. H. Dąbrowskiego 165, 60-594 Poznań, tel.: (0-61) 829-20-00 do 13, fax: (0- 61) 829-20-08</jbor@amu.edu.pl>
Dr Claude Bou	CNRS Mulis, Le Fourestol, F- 81000, Le Cambon d'Albi,
Dr hab. Elżbieta Bukowska–Jania	<ejania@wnoz.us.edu.pl>, Katedra Geografii Fizycznej, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, trel: (0-32) 3689446</ejania@wnoz.us.edu.pl>
Mgr Maciej Burzyk	<macianty@poczta.onet.pl>, Katedra Geomorfologii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Ślą- ski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, trel: (0-32) 3689590, fax: (0-32) 291-58-65</macianty@poczta.onet.pl>
Dr hab., Prof. UW Roman Chlebowski	<romanch@geo.uw.edu.pl>, Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrologii, Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, trel: (0-22) 822-28-72</romanch@geo.uw.edu.pl>
Prof. dr hab. Andrzej Czylok	<aczylok@ultra.cto.us.edu.pl>, Katedra Geografii Fizycznej, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwer- sytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, trel: (0-32) 3689373</aczylok@ultra.cto.us.edu.pl>
Prof. dr hab. Jerzy Fedorowski	<jerzy@amu.edu.pl>, Instytut Geologii, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uni- wersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Maków Polnych 16, 61-686 Poznań, trel: (0-61) 825-73- 32, fax: (0-61) 825-78-45</jerzy@amu.edu.pl>
Prof. dr hab. Marek Grześ	<gmark@geo.uni.torun.pl>, Instytut Geografii, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, ul. A.Fredry 6/8, 87-100 Toruń, trel.: (0-56) 611-33-76, 611-33-77, trel/fax: (0-56) 622-73-07</gmark@geo.uni.torun.pl>
Dr Krystyna Harasimiuk	<geolmh@biotop.umcs.lublin.pl>, Instytut Nauk o Ziemi, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin, trel: (0-81) 537-50- 45</geolmh@biotop.umcs.lublin.pl>
Prof. dr hab. Marian Harasimiuk	<geolmh@biotop.umcs.lublin.pl>, Instytut Nauk o Ziemi, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin, trel: (0-81) 537-50- 45</geolmh@biotop.umcs.lublin.pl>
Prof. dr hab. Janusz Janeczek	<janeczek@us.edu.pl>, Katedra Geochemii, Mineralogii i Petrografii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski w Katowicach, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, trel: (0-32) 291-83-81 wew. 261, fax: (0-32) 291-58-65</janeczek@us.edu.pl>
Prof. dr hab. Jacek Jania	<jjania@us.edu.pl>, Katedra Geomorfologii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, trel: (0-32) 3689270, fax: (0-32) 291-58-65</jjania@us.edu.pl>
Mgr inż. Zbigniew Kajmowicz	<ziw@wp.pl>, Katedra Geomorfologii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będziń- ska 60, 41-200 Sosnowiec, trel: (0-32) 3689270, fax: (0-32) 291-58-65</ziw@wp.pl>
Mgr Zofia Kajmowicz	<ziw@wp.pl>, Katedra Geomorfologii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będziń- ska 60, 41-200 Sosnowiec, trel: (0-32) 3689270, fax: (0-32) 291-58-65</ziw@wp.pl>
Prof. dr hab. Ewelina Kantowicz	<ekanto@uw.edu.pl>, Instytut Geografii Społecznej, Ekonomicznej i Regionalnej, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa, trel: (0-22) 552-06-75, 826-72-67, fax: (0-22) 826-19-65</ekanto@uw.edu.pl>
Prof. dr hab. Jurij Kunaver	<jurij.kunaver@siol.net>, Oddelek za geografijo FF, Univerza v Ljubljani, Aąkerčeva 2, 61000 Ljubljana, SLO, fax: +386 611259337</jurij.kunaver@siol.net>
Dr Czesław Latocha	<czechu@cyberia.pl>, Instytut Chemii, Uniwersytet Opolski, ul. Oleska 48, 45-052 Opole, Centrum Badawczo-Produkcyjne "Alcor" Sp. z o.o., ul. Kępska 12, 45-130 Opole, trel: (0-77) 454-58-41, 4579856, 4557477</czechu@cyberia.pl>
Prof. dr hab. Teresa Madeyska	<tmadeysk@twarda.pan.pl>, Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twar- da 51/55, 00-818 Warszawa, trel: (0-22) 697-87-00, fax: (0-22) 620-62-23</tmadeysk@twarda.pan.pl>

Prof. dr hab. Jolanta Małuszyńska	<maluszyn@us.edu.pl>, Katedra Anatomii i Cytologii Roślin, Wydział Biologii i Ochrony Śro- dowiska, Uniwersytet Śląski w Katowicach, ul. Jagiellońska 28, 40-032 Katowice, trel: (0-32) 255-12-60, 256-23-54 wew. 553</maluszyn@us.edu.pl>
Prof. dr hab.	<jlm@equinoxe.u-strasbg.fr>, Université Louis Pasteur, 3rue de l'Argonne, Strasbourg,</jlm@equinoxe.u-strasbg.fr>
Jean Luc Mercier	France, trel: +33 390240908
Dr	<wmor@pgi.waw.pl>, Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa,</wmor@pgi.waw.pl>
Wojciech Morawski	trel: (0-22) 849-53-51, fax: (0-22) 849-53-42
Mgr	<a.piechota@wnoz.us.edu.pl>, Katedra Geomorfologii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet</a.piechota@wnoz.us.edu.pl>
Agnieszka Piechota	Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, trel: (0-32) 3689335, fax: (0-32) 291-58-65
Mgr Wojciech Puchejda	<puchejda@poczta.onet.pl>, Katedra Geomorfologii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Ślą- ski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, trel: (0-32) 3689270, 8142701, fax: (0-32) 291-58- 65</puchejda@poczta.onet.pl>
Prof. dr hab.	<pulina@us.edu.pl>, Katedra Geomorfologii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul.</pulina@us.edu.pl>
Marian Pulina	Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, trel: (0-32) 3689270, fax: (0-32) 291-58-65
Dr Halina Ratyńska	<halrat@wp.pl>, Instytut Biologii i Ochrony Środowiska, Wydział Matematyki, Techniki i Nauk Przyrodniczych, Akademia Bydgoska im. Kazimierza Wielkiego, ul. K. Chodkiewicza 30, 85- 064 Bydgoszcz, trel: (0-52) 340-07-43, 341-92-88</halrat@wp.pl>
Francoise Salomon	<jnsalomon@yahoo.com>, Institute de Geographie, Université Bordeaux 3, Domaine Universitaire 33404 Talence cedex, fax: +33 56845090, 56846839</jnsalomon@yahoo.com>
Prof. dr hab.	<jnsalomon@yahoo.com>, Institute de Geographie, Université Bordeaux 3, Domaine</jnsalomon@yahoo.com>
Jean Noel Salomon	Universitaire 33404 Talence cedex, fax: +33 56845090, 56846839
Prof. dr hab.	<stefka@schkocr.cz>, Sprava CHKO Moravsky Kras, Svistavska 29, 67801 Blansko, tel.:</stefka@schkocr.cz>
Leos Stefka	+420516417825, fax: +420516418158
Dr	<szczesny@geo.uw.edu.pl>, Instytut Geologii Podstawowej, Wydział Geologii, Uniwersytet</szczesny@geo.uw.edu.pl>
Ryszard Szczęsny	Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, trel: (0-22) 554-01-83, 822-91-76
Dr Andre Tarrisse	<andre.tarrisse@agriculture.gouve.fr>, rue des Chardons, 81500 Lavaur, France, fax: 0033565303211, tel.: 0033565204360</andre.tarrisse@agriculture.gouve.fr>

V. Polskie stacje polarne na Spitsbergenie

1. POLSKIE TRADYCJE W BADANIACH ARKTYKI

Piotr Głowacki

Pierwszymi polarnikami byli w dziewiętnastym wieku zesłańcy na północną Syberię geolodzy i biolodzy. Najbardziej znani to Aleksander Czekanowski i Jan Czerski. W roku 1895 już nie jako zesłaniec wyjechał na wyprawę na Nową Ziemię profesor mineralogii i petrografii Uniwersytetu Jagiellońskiego Józef Mroziewicz (w ramach wyprawy Państwowego Rosyjskiego Instytutu Geologiczne-go działającej na północ od 72 równoleżnika). Dwa lata wcześniej, w kwietniu 1883 roku, Leon Hryniewiecki dotarł ze stacji meteorologicznej z południowo-zachodniej części tej wyspy aż do Morza Karskiego. Udział Henryka Arctowskiego i Bolesława Dobrowolskiego w wyprawie na statku "Belgica" (1897-1899), która jako pierwsza zimowała w Antarktyce dał podwaliny pod samodzielne polskie badania polarne, które rozpoczęły się w 1932 roku.

Do tego czasu Polacy jako naukowcy z Rosyjskich instytucji naukowych uczestniczyli w badaniach na Spitsbergenie w latach 1899-1901. Byli to Aleksander Birula-Białynicki, zoolog z Muzeum Zoologicznego Rosyjskiej Akademii Nauk w Petersburgu i J. Sikora, astrofizyk z Obserwatorium Astronomicznego Pulkovo obok Petersburga. Wielka Szwedzko-Rosyjska ekspedycja mierząca południk ziemski w latach 1999-1901 pracowała w obszarze dzisiejszego Svalbardu, a swą główną bazę nazwaną Konstantinovką, miała na południowym brzegu Fiordu Hornsund. Zimowało w niej 19 osób: Kierownik - D. Sergijevski; lekarz - A. Bunge; mechanik - E. Gan; astronomowie - A. Vasiliev, V. Ahmatov, J. Sikora; fizyk meteorolog - A. Beyer oraz 12 marynarzy. Aleksander Birula-Białynicki jako zoolog był tylko członkiem ekspedycji letniej w 1899r. J. Sikora był pierwszym Polakiem, który zimował na Spitsbergenie i między innymi wykonał zdjęcia fotogrametryczne rejonu południowego Spitsbergenu. Jego nazwiskiem został nazwany jeden z lodowców tego rejonu. W roku 1910 Henryk Arctowski także na krótko przybył na Spitsbergen jako kierownik Działu Naukowego Biblioteki Nowojorskiej.

Kolejne, już polskie wyprawy polarne do Arktyki, rozpoczęły się w 1932 na Wyspę Niedźwiedzią i w latach 1934, 1936, 1938 na Spitsbergen, a także na Grenlandię w 1938r. Po nich to oprócz dorobku naukowego i publikacji na trwale pozostały polskie nazwy geograficzne na mapach (jak Góra Kopernika, Lodowiec Polaków i wiele innych).

IIII Międzynarodowy Rok Geofizyczny (1957/1958) umożliwił odrodzenie naszych badań w Arktyce, kiedy to zbudowano Polską Stację Polarną nad Zatoką Białego Niedźwiedzia w Fiordzie Hornsund i zorganizowano w kolejnych latach trzy wyprawy na Spitsbergen. Po 1970 roku różne ośrodki uniwersyteckie (głównie Wrocław) organizowały naukowe wyprawy letnie. Od 1978 nie-przerwanie pracuje odremontowana Polska Stacja Polarna na Spitsbergenie uczestnicząc w pracach w wielu interdyscyplinarnych, międzynarodowych programach badawczych. Uczonym, który całe swoje życie poświęcił badaniom Arktyki, był założyciel stacji w Hornsundzie, geolog profesor Stani-sław Siedlecki (1912-2002).



2. POLSKA STACJA POLARNA W HORNSUNDZIE

Piotr Głowacki

Polska Stacja Polarna w Hornsundzie na Spitsbergenie została założona w lipcu 1957 r. przez Wyprawę Polskiej Akademii Nauk pracującą w ramach Międzynarodowego Roku Geofizycznego 1957 - 1958. Stacja Polarna Hornsund zajmuje centralne położenie w obrębie Archipelagu Svalbard na pograniczu Arktyki euroazjatyckiej i amerykańskiej. Położenie stacji jest dogodne do badania zjawisk geofizycznych w Arktyce, rejon ten jest idealny zarówno dla badania struktury litosfery jak i procesów fizycznych zachodzących w atmosferze i w przestrzeni okołoziemskiej. Wiele realizowanych w stacji programów powiązanych jest z badaniem parametrów fizycznych środowiska, bardzo istotnych dla międzynarodowego programu "Global Change".

Od 1978 r. do chwili obecnej pracuje ona w cyklu całorocznym, pełniąc funkcję wielokierunkowego obserwatorium geofizycznego. Prowadzone są systematyczne rejestracje sejsmiczne, magnetyczne, jonosferyczne, elektryczności dolnej atmosfery, meteorologiczne oraz wybranych elementów środowiska (wieczna zmarzlina, zjawiska glacjalno-hydrologiczne). Badana jest wielkość lokalnego i globalnego zanieczyszczenia środowiska. Okresowo prowadzone są pomiary i obserwacje geodynamiczne punktu wiekowego, dynamiki zmian strefy brzegowej i sedymentacji morskiej. Aktualnie ze Stacji korzysta lub z nią współpracuje 25 ośrodków i instytucji naukowych z Polski i 35 z zagranicy.

Szeroko pojęte badania środowiskowe w Polskiej Stacji Polarnej na Spitsbergenie zostały zapoczątkowane przez profesora A. Kosibę i dr S. Baranowskiego z chwilą założenia stacji w Hornsundzie w lecie 1957 roku, dotyczyły one głównie badań klimatycznych i glacjologicznych. Wybudowano w tym celu laboratorium w strefie akumulacyjnej lodowca Werenskiolda. Uzupełnieniem tych badań było również wykonanie zdjęć fotogrametrycznych lodowców w rejonie stacji.

Kontynuację tych badań w latach 70-tych podjął w swoich wyprawach Uniwersytet Wrocławski rozszerzając program o badania zmarzliny. Kolejne uzupełnienie programu o badania hydrologiczne zlewni zlodowaconych i niezlodowaconych w końcu lat 70-tych podjęli pracownicy Uniwersytetu Śląskiego.



Ryc. 1. Polska Stacja Polarna w Hornsundzie

Uruchomiona ponownie w 1978 roku Stacja w Hornsundzie przejęła do swojego stałego programu większość zadań realizowanych wcześniej. Program ten rozbudowano w latach 80-tych o monitoring zanieczyszczeń docierających w ten sektor Arktyki. Od roku 1990 włączono te poszczególne zadania, realizowane z różną intensywnością w poszczególnych latach, (glacjologia, hydrologia, klimat, zanieczyszczenie opadów) w jeden spójny program monitoringu i badań środowiska polarnego. W tym celu wybudowano między innymi pawilon Domek Środowiskowy zlokalizowany 500 m od stacji. W programie tym kontynuuje się szczególnie te zadania, które uzyskały dobre rezultaty i oceny w realizowanych wcześniej programach jak CPBP 03.03.B.13 oraz grantach KBN

Dzięki wieloletnim badaniom prowadzonym głównie przez polskich naukowców współpracujących z renomowanymi ośrodkami zagranicznymi, rejon fiordu Hornsund jest jednym z lepiej rozpoznanych obszarów Archipelagu Spitsbergen. Z laboratoriów działających w Stacji korzystają również pracownicy z innych placówek naukowych w kraju i z zagranicy. Wieloletnie wyniki badań, realizowanych w oparciu o Polską Stację Polarną w Hornsundzie, przyczyniły się do bogatego dorobku naukowego (habilitacje, doktoraty, prace magisterskie i dyplomowe) ujętego w bibliografii Hornsundu. Wybrane wyniki monitoringu (magnetyzm, sejsmologia, meteorologia, glacjologia) weszły do międzynarodowej bazy danych i są publikowane w periodykach zagranicznych.

Analiza zmian klimatycznych w obszarach podbiegunowych i ich regionalne zróżnicowanie ma istotne znaczenie dla konstruowania modeli zmian i scenariuszy ich przebiegu w skali globalnej. Reakcje wrażliwego środowiska polarnego na zachodzące zmiany są, poza próbami instrumentalnego określenia ich skali, ważnym indykatorem długookresowych i trwałych trendów. Zespoły badawcze wielu polskich uniwersytetów i instytutów PAN od ponad dwóch dekad prowadzą systematyczne studia stanu i przemian wybranych elementów środowiska polarnego, dla których tłem jest praca stałych i okresowych stacji meteorologicznych. Towarzyszą im pomiary hydrologiczne, glacjologiczne oraz studia nad termiką i dynamiką wieloletniej zmarzliny. Zlokalizowane są one w różnych częściach. Długie serie pomiarowe są znaczącym wkładem polskiej nauki do międzynarodowych baz danych, a zwłaszcza do analiz i interpretacji podejmowanych i realizowanych w ramach projektów krajowych i międzynarodowych. Kontynuacja długich serii pomiarowych, ponawiana rejestracja fotogrametryczna i kartograficzna zjawisk na obszarach testowych są wielkim atutem polskich zespołów naukowych przy podejmowaniu analiz zmian środowiska polarnego w czasie oraz uczestniczeniu w prestiżowych programach międzynarodowych i podejmowaniu dwustronnej współpracy zagranicznej. Szczególną rolę odgrywają stałe polskie stacje polarne współpracujące ze stałymi stacjami badawczymi innych krajów (np. Ny-Ålesund i Barentsburg na Svalbardzie) oraz wykorzystywane okresowo (od ponad 20 lat) stacje terenowe poszczególnych uniwersytetów polskich, rozmieszczone w różnych częściach Spitsbergenu. Inną, uznaną międzynarodowo, specjalnością polskich zespołów naukowych jest kartograficzne ujęcie stanu badanych obszarów testowych. Odnosi się to do ich szczegółowych map topograficznych, a zwłaszcza do syntetycznych map tematycznych (geomorfologicznych, hydro-glacjologicznych)

Monitorowanie procesów prowadzących do zmian w północnym rejonie polarnym ma znaczenie dla uściślenia roli ablacji lodowców dla oceny wysładzania akwenów przybrzeżnych. Ma to istotny wpływ na morskie ekosystemy polarne. Ilościowa analiza procesów glacjalnych w regionach współcześnie zlodowaconych oraz zjawisk hydrologicznych i geomorfologicznych na obszarach wieloletniej zmarzliny ma znaczenie dla konstruowania ich modeli fizycznych. Zastosowanie takich modeli do analizy procesów zachodzących na terenie Polski w plejstocenie, podczas zlodowaceń, pozwala na bardziej precyzyjną rekonstrukcję zdarzeń i procesów w przeszłości geologicznej. Może to mieć również odniesienie utylitarne np. dla lepszego rozpoznania geologicznego i hydrogeologicznego obszarów młodoglacjalnych kraju.

Program badań środowiska przyrodniczego Spitsbergenu pt. *Reakcje środowiska polarnego na zmieniający się klimat* w najbliższych latach będzie się koncentrował na czterech zagadnieniach:

- Określenie skali zmian klimatycznych wybranych regionów Arktyki na podstawie pomiarów instrumentalnych i wskaźników środowiskowych.
- Procesy obiegu wody w środowisku polarnym w warunkach ocieplania klimatu.
- Wpływ współczesnych zmian klimatu na przebieg procesów glacjalnych i peryglacjalnych w obszarach polarnych.
- Określenie intensywności i specyfiki ewolucji środowiska polarnego w relacji do zmian środowiska przyrodniczego średnich szerokości geograficznych Europy.

Szczegółowa tematyka badawcza Polskiej Stacji Polarnej na Spitsbergenie w Hornsundzie przedstawia się następująco:

- I. Współtworzenie światowych baz danych.
 - Ciągła rejestracja składowych pola magnetycznego X,Y i Z. (Ciągła rejestracja składowych pola magnetycznego X,Y i Z jest zgodna z standardem IAGA. Okres próbkowania 10 sek.)
 - 2. Opracowanie i weryfikacja danych składowych pola magnetycznego.
 - Dane z rejestratorów są opracowywane w IGF PAN w celu otrzymania zweryfikowanych wartości. Na podstawie tych danych, publikowany jest każdego roku "Results of Geomagnetic Observations Polish Polar Station Hornsund, Spitsbergen" zawierający tabele średnich godzinnych, miesięcznych, współczynników aktywności oraz zmian wiekowych pola magnetycznego w rejonie Hornsundu. Dane średniogodzinne oraz minutowe przekazywane są do World Data Center for Geomagnetism w Kopenhadze. Do programu IMAGE (International Monitor for Auroral Geomagnetic Effects), którego uczestnikiem od 1993 roku jest IGF PAN przekazywane są dane 10-cio sekundowe. W 2002 roku Stacja uzyskała akredytacje i przyjęcie do INTERMAGNET (International Real-time Magnetic Observatory Network).
- II. Badanie ruchów struktur prądów jonosferycznych w wysokich szerokościach geomagnetycznych.

(Badania realizowane w oparciu o rejestracje magnetyczne na stacjach sieci IMAGE.)

- III. Badania ewolucji geotektonicznej.
 - 1. Badania ewolucji geotektonicznej Spitsbergenu Zachodniego.
 - (Celem badań jest odtworzenie procesów kreacji bloków skorupowych, które doprowadziły do powstania dzisiejszych struktur geologicznych. Głównymi obiektami badań są struktury i formacje paleozoiczne.)

IV. Określenie związku sejsmiczność rejonu Svalbardu z procesami geodynamicznymi obszaru Arktyki.

Współdziałanie z NEIC (National Earthquake Information Center), COASP (Cooperative Arctic Seismological Project), NORSAR, University of Alaska.

- Określenie anizotropii rozchodzenia się fal sejsmicznych w rejonie Spitsbergenu. Współpraca NORSAR – niezależną instytucją zajmującą się sejsmologią, geofizyką stosowaną oraz identyfikacją trzęsień ziemi I podziemnych prób nuklearnych.
- 2. Unifikacja magnitud trzęsień z rejonu Arktyki. Współpraca w ramach COASP (Cooperative Arctic Seismological Project).
- V. Związek sejsmiczności rejonu fiordu Hornsund z tektoniką obszaru (parametry fizyczne ognisk trzesień).

Pomiary i rejestracje sejsmologiczną stacją MK-6 (standard stacji stosowanych w międzynarodowych sieciach sejsmologicznych).

VI. Stały monitoring lodowca Hansa oparty na rejestracjach sejsmicznych zjawisk glacjalnych rejestrowanych przez aparaturę stacji sejsmologicznej HSP.

(Określenie zmian rocznych przebiegów aktywności sejsmicznej lodowca w strefie ablacyjnej.)

- Związek długookresowych zmian aktywności sejsmicznej lodowca z jego geometrią, parametrami ruchu oraz procesami dynamicznymi i glacjalnymi zachodzącymi w lodowcu. (Współpraca z Uniwersytetem Śląskim i ETH Zurich. Temat otwarty do współpracy z innymi ośrodkami.)
- VII. Krótkookresowe zjawiska sejsmiczne w lodowcach (Icequakes).
 - 1. Określenie parametrów fizycznych ognisk zjawisk sejsmicznych w lodowcach.
 - 2. Określenie zmian naprężeń związanych z emisją energii z ognisk sejsmicznych zjawisk lodowcowych.

(Temat otwarty do współpracy z innymi ośrodkami.)

- 3. Związek sejsmiczności lodowca z parametrami fizycznymi i warunkami termicznymi lodu. (Temat otwarty do współpracy z innymi ośrodkami.)
- 4. Generatory drgań rotacyjnych w lodowcach. (Temat otwarty do współpracy z innymi ośrodkami.)
- VIII. Elektryczność atmosfery.
 - Określenie zmian pola elektrycznego w czaszy polarnej w czasie subburz magnetycznych. (Analizowane są przebiegi natężenia pola elektrycznego, gęstości prądu Maxwella, składowe pola magnetycznego X,Y, Z oraz składowe międzyplanetarnego pola magnetycznego, w szczególności składowa Bz. Wymiana danych oraz współpraca z Instytutem Ziemi Rosyjskiej Akademii Nauk).
 - 2. Wyodrębnienie efektu globalnego w jednoczesnych pomiarach pola elektrycznego i prądu w Hornsundzie i w średnich szerokościach geograficznych.
 - Prowadzone są ciągłe pomiary następujących parametrów elektryczności atmosfery:
 - a) rejestracje natężenie pola elektrycznego układem kolektorowym oraz układem dynamicznym
 - b) rejestracje gęstości prądu Maxwella układem anteny długiej.)
- IX. Optyka atmosfery.
 - 1. Pomiar globalnego promieniowania Słońca w zakresie 300 3000 nm (Moc bezpośredniego promieniowanie słonecznego + promieniowanie rozproszone przez chmury, aerozol. Pomiary wykonywane są pyranometrem Sonntaga.)
 - Pomiar mocy promieniowania słonecznego w zakresie UV 290nm 400 nm (Moc ważona przez funkcję charakteryzującą czułość skóry ludzkiej na promieniowania UV, do pomiarów, stosuje się Biometr UV.) Analizowane są także dane dla rejonu Hornsundu pochodzące z amerykańskiej bazy RE-ANALYSES (temperatura, zachmurzenie) i TOMS (całkowita zawartość ozonu) w celu osza-

ANALYSES (temperatura, zachmurzenie) i TOMS (całkowita zawartość ozonu) w celu oszacowania trendów w promieniowaniu UV dla południowego Svalbardu. Dane zbierane na stacji Hornsund wykorzystywane są do określenia czynników wpływających na dopływ promieniowania UV do powierzchni ziemi (ozon, chmury, aerozol, albedo gruntu – różne rodzaje śniegu) w Arktyce.

IGF PAN uczestniczył w latach 1997-1999 w programie Unii Europejskiej zatytułowanym Ultra Violet Radiation in Arctic. Past, Present, and Future (UVRAPPF), gdzie wykorzystywano dane UV ze stacji Hornsund.

X. Sondowania jonosfery, pomiar efektu Dopplera.

Temat prowadzony przez CBK (Centrum Badań Kosmicznych PAN). Wyniki interpretacji, przedstawione zgodnie z międzynarodowym standardem, są udostępniane zainteresowanym. Jonosonda konstrukcji CBK.

XI. Riometryczne pomiary absorbcji jonosferycznej.

Współpraca z Sodankylä Geophysical Observatory (SGO, obecnie część University of Oulu). Dane zbierane są regularnie i przesyłane do opracowania w SGO. Riometr w Hornsundzie jest jednym z ogniw łańcucha riometrów zainstalowanych w Skandynawii.

- XII.Tomografia jonosfery poprzez pomiar scałkowanej koncentracji elektronów w jonosferze. Duża szerokość geomagnetyczna i geograficzna sprawiają, że położenie Spitsbergenu jest optymalne z punktu widzenia badania zjawisk fizycznych zachodzących w obszarze zorzowym, "lejku" polarnym i czapie polarnej. W szczególności region ten jest idealny dla badania transferu energii, masy i pędu od wiatru słonecznego do magnetosfery, oraz wzajemnego oddziaływania między magnetosferą, jonosferą, termosferą oraz średnią i dolną atmosferą. O miejsce do badań na Spitsbergenie ubiega się wiele grup badawczych.
- XIII. Meteorologia.
 - 1. Ciągła rejestracja danych meteorologicznych w ramach międzynarodowej sieci WMO (01003).

(Przygotowanie depesz SYNOP (8 razy na dobę) i przekazywanie ich na Wyspę Niedźwiedzią, współpraca z IMGW oddział Morski w Gdyni i DMI Tromso.)

- 2. Pomiary meteorologiczne dla programów specjalistycznych. (Prowadzenie rejestracji ciągłej wybranych elementów meteorologicznych z czasem próbkowania co 1 minutę, pomiary bilansu promieniowania, pomiary termiki gruntu.)
- XIV. Klimat.

Badanie zmian klimatycznych zachodzących w Atlantyckim sektorze Arktyki.

(Opracowania wykorzystujące między innymi dane ze Stacji Hornsund przez klimatologów z Uniwersytetu Śląskiego, Wrocławskiego i UMK w Toruniu.)

- XV. Zanieczyszczenie powietrza.
 - Badania zanieczyszczenia opadów atmosferycznych. (Analiza fizyko-chemiczna opadów atmosferycznych powyżej 0.5 mm w.e. i ich korelacja z cyrkulacjami atmosferycznymi i przepływem transgranicznym.)
 - 2. Badania Skażenia powietrza izotopami promieniotwórczymi. (Badania realizowane wspólnie z Instytutem Problemów Jądrowych w Świerku.)
- XVI. Geologia i Paleobiologia.
 - Drobnostrukturalne elementy tektoniki rejonu Hornsundu na Spitsbergenie. (Interpretacja struktur tektonicznych i ich genezy poprzez statystyczną analizę wyników terenowych pomiarów drobnych struktur tektonicznych. Weryfikacja wyników w oparciu o analizę zdjęć lotniczych).
 - Badanie osadów jeziornych metodami geofizycznymi. (Badanie metodą sejsmoakustyczną rozprzestrzenienia i miąższości osadów, analiza sedymentologiczna i petrograficzna - celem badań jest odtworzenie historii Południowego Spitsbergenu w schyłku plejstocenu i w holocenie. Model sedymentacji może służyć do rekonstrukcji historii jezior Północnej Polski).
 - 3. Rekonstrukcja warunków środowiskowych panujących w Hornsundzie w czasie późnego karbonu i wczesnego permu.

(Badania prowadzone i kierowane przez Zakład Paleontologii i Stratygrafii Uniwersytetu Adama Mickiewicza w Poznaniu.)

- XVII. Geomorfologia.
 - 1. Monitoring warstwy czynnej zmarzliny. (Ciągła rejestracja termiki w profilach termicznych w warstwie czynnej zmarzliny - współpraca z Uniwersytetem Wrocławskim i UMCS w Lublinie.)
 - 2. Udział procesów wietrzenia chemicznego w obszarach polarnych w pochłanianiu dwutlenku węgla z atmosfery.

(Badania realizowane przez Katedrę Geomorfologii Uniwersytetu Śląskiego.)

- 3. Wpływ biogenów na procesy denudacyjne w malej zlewni polarnej.
- (Badania realizowane przez Katedrę Geomorfologii Uniwersytetu Śląskiego.)

XVIII. Glacjologia.

- 1. Monitoring Lodowców.
 - (Określenie bilansu masy Lodowca Hans dla World Glacier Monitoring Service i MAGICS.)
- Badanie procesów glacjalnych. (Badania dynamiki i zmian lodowców rejonu Fiordu Hornsund z wykorzystaniem metod geofizycznych i teledetekcyjnych - współpraca z: Uniwersytetem Śląskim, ETH Zurich, Arctic Center Rovaniemi, Norsk Polarinstitutt i Uniwersytetem w Oslo.)
- Model krążenia wód w lodowcach politermalnych. (Rozwinięcie problematyki bilansu i krążenia wód w lodowcach uchodzących do morza i kończących się na lądzie na przykładzie Lodowca Hans i Werenskiold - temat już realizowany przy współpracy z Uniwersytetem Śląskim i Česką Speleologicką Společnostią).

XIX. Biologia.

1. Badania bioróżnorodności i pierwotnego bogactwa gatunkowego.

(Hornsund jednym z sześciu europejskich miejsc "flagowych" badań bioróżnorodności – udział w programie ATBI (All Taxa Biodiversity Inventory) realizowany przez Instytut Oceanologii PAN.)

- 2. Korelacje między składem hydrobiontów, a chemizmem wód zasilających zbiorniki wodne w rejonie Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie.
 - (Badania prowadzone przez Uniwersytet Gdański od 1993 roku).

XX. Osady morskie.

- Badania osadów fiordów i zatok przedlodowcowych metodami geofizycznymi. (Określanie metodami sejsmoakustycznymi BOOMAR/SPARKER, Subbottom Profiler typów, miąższości i zasięgu osadów morsko-glacjalnych. Analiza sedymentologiczna i petrograficzna oraz badanie zanieczyszczeń antropogenicznych. Konstrukcja modelu sedymentacji glacjalno-morskiej dla Południowego Spitsbergenu.)
- 2. Badania stosunków izotopowych tlenu i węgla w węglanowych osadach epikontynentalnych mórz proterozoiku i fanerozoiku.
 - (Prace i badania kierowane przez Instytut Paleobiologii PAN.)
- XXI. Biologia morza.
 - 1. Badania wpływu topniejących lodowców na ekosystem fiordów arktycznych (BIODAFF II). (Współpraca z Instytutem Oceanologii PAN, Norsk Polarinstitutt, Rosyjską Akademią Nauk oraz Alfred-Wegener Institute Bremerhaven.)
- XXII. Oceanologia.
 - 1. Krążenie wybranych pierwiastków w układzie atmosfera ląd morze w wybranych zlewniach wokół Fiordu Hornsund.
 - (Temat do realizacji przez interdyscyplinarny zespół z ośrodków Uniwersyteckich i PAN.) 2. Transport biogenów ze zlewni lodowcowych i niezlodowaconych do fiordu.
 - (Temat do realizacji przez interdyscyplinarny zespół ośrodków regionalnych i zagranicznych rozszerzający badania na rejon Południowego Spitsbergenu przy współpracy z Ny-Ålesund.)

3. STACJA POLARNA IM. ST.BARANOWSKIEGO – LODOWIEC WEREN-SKIOLDA

a. Historia stacji

Jerzy Pereyma

Stacja Polarna im. Stanisława Baranowskiego, ulokowana u podnóża wału moreny czołowej lodowca Werenskiolda (Mapa Hornsund - Geomorfologia 1984), powstała w 1971 roku. Była pomyślana jako wygodna podbaza do istniejącej od 1957 roku Polskiej Stacji Polarnej. Pomysł jej założyciela Stanisława Baranowskiego wywodził sie z faktu istnienia w latach 1957 - 1960, 1962 i 1970 na przedpolu lodowca, dolnej stacji meteorologiczno-glacjologicznej. Nawiązywała ona pomiarowo do Stacji Glacjologicznej, ulokowanej przez grupę glacjologiczną prof. Aleksandra Kosiby w roku 1957, na polu firnowym lodowca Werenskiolda. W ww. latach opierała się ona o bazę namiotowa, położoną na wzgórzu skalnym w obszarze sandru wewnętrznego lodowca. W 1970 roku po reaktywacji polskich wypraw naukowych na Spitsbergen, wspomniana dolna stacja w postaci namiotowej ulokowana została w dolinie rzeki Brattegg, kilkadziesiąt metrów od obecnego trwałego "domu wrocławskiego". Przez wszystkie lata, do obecnych włącznie, pełnił on głównie funkcję koncentracji badań glacjoklimatycznych związanych z lodowcem Werenskiolda. Tym samym dla innych dziedzin badawczych omawiany obszar stanowi wciąż atrakcyjne miejsce odkrywcze. Natomiast sam lodowiec Werenskiolda jest obok hornundzkiego Hansa najdłużej badanym przez Polaków lodowcem, co nie oznacza najpełniej, ponieważ posiada dane z kilku zaledwie całorocznych okresów.



Ryc. 2. Stacja Polarna im. St. Baranowskiego Uniwersytetu Wrocławskiego

Lata III Międzynarodowego Roku Geofizycznego, poświęcone byłe głównie badaniom obrzeżenia fiordu Hornsund, szczególnie okolic równiny i stoków Fugleberget i Ariekammen oraz dużej doliny Rev. W latach 70-tych ubiegłego wieku, kiedy Uniwersytet Wrocławski był głównym organizatorem polskich wypraw, na obszarze okolic stacji wrocławskiej, działały głównie 2-3-osobowe ekipy glacjoklimatologiczne, w latach 80-tych i 90-tych wyraźnie osłabła działalność ośrodka wrocławskiego, co było skutkiem tragicznej śmierci najwybitniejszego wśród nas doc. dr hab. Stanisława Baranowskiego. W tych latach ośrodek wrocławski zaangażował się, z inicjatywy prof. Alfreda Jahna, w badania warstwy aktywnej wiecznej zmarzliny, wprowadzone na stałe do programu Stacji w Hornsundzie. W oparciu o stację wrocławską działały małe ekspedycje wrocławskie, czasem połączone z ekipami Uniwersytetu Śląskiego, grupy czeskiej z Uniwersytetu w Brnie, speleologów z Czech, biologów morza z Instytutu Oceanologii PAN i Uniwersytetu Gdańskiego. Odosobniony, pozbawiony prądu i dostępu do morza obszar przedpola lodowca Werenskiolda nie sprzyjał intensyfikacji nowocześnie zinstrumentalizowanych badań środowiskowych. Rolę stacji pomocniczej pełni zazwyczaj Hyttevika, stary traperski domek położony blisko brzegu Morza Grenlandzkiego.



Ryc. 3. Domek traperski Hyttevika nad brzegiem Morza Grenlandzkiego

W latach 2003-2006 planowane są wieloosobowe ekspedycje Uniwersytetu Wrocławskiego i Akademii Rolniczej we Wrocławiu, które mają na celu rozszerzenie i pobudzenie dotychczasowych działań polarnych ośrodka wrocławskiego w okolicach lodowca Werenskiolda. W roku 2004 kierownikiem wyprawy spitsbergeńskiej jest geomorfolog dr Jan Klementowski. Wśród wielu zagadnień kilkunasto-osobowej ekspedycji m.in. będą prowadzone geomorfologiczne prace badawcze nad procesami i formami współczesnej strefy peryglacjalnej, spłukiwaniem, soliflukcją i ruchami masowymi na stokach peryglacjalnych, procesami morfologicznymi na torfowiskach (dr Jan Klementowski), dynamiką procesów wietrzeniowych w morskim środowisku peryglacjalnym w oparciu o analizę rozwoju fosylnych klifów morskich rozdzielających różnowiekowe terasy morskie na odcinku pomiędzy Werenskioldbreen a Hornsundem (mgr Agnieszka Latocha, dr Bartosz Korabiewski).

b. Geomorfologia niezlodowaconej części okolic Stacji Polarnej Uniwersytetu Wrocławskiego

Piotr Migoń

i. Wprowadzenie

Oprócz lodowca Werenskiolda i jego bezpośredniego przedpola (por. Przewodnik terenowy), będących od lat poligonem badań glacjologicznych, geomorfologicznych i hydrologicznych, w okolicach Stacji Polarnej Uniwersytetu Wrocławskiego im. St. Baranowskiego znajdują się miejsca bardzo interesujące z punktu widzenia geomorfologii peryglacjalnej i litoralnej. Badania prowadzili tu reprezentanci różnych ośrodków naukowych z Polski i zagranicy, a ich efektem jest pokaźny, choć wciąż jeszcze niepełny zasób wiedzy o funkcjonowaniu systemu geomorfologicznego w warunkach środowiska peryglacjalnego. Badania te będą kontynuowane w trakcie nowego cyklu wypraw polarnych Uniwersytetu Wrocławskiego, zapoczątkowanego w 2003 roku.

Przedmiotem poniższego opracowania jest zwięzłe przedstawienie najważniejszych aspektów rzeźby terenu okolic Stacji i procesów tę rzeźbę kształtujących. Jego zakres przestrzenny wyznacza dolinne obniżenie Gangpasset na południu oraz masywy Wernerknatten i Jens Erikfjellet oraz przylądek Vimsodden na północy. Od wschodu granicę opracowania stanowi lodowiec Werenskiolda ze swoimi bocznymi lodowcami zasilającymi, od zachodu natomiast linia brzegowa. Z geologicznego punktu widzenia obszar ten zbudowany jest ze zmetamorfizowanych i silnie zdeformowanych skał prekambryjskich grupy Hecla Hoek. Na południe od lodowca Werenskiolda są to głównie kwarcyty, amfibolity i łupki łyszczykowe, natomiast w masywie Jens Erikfjellet kwarcyty i zieleńce (Manecki i in. 1993).

ii. Główne rysy rzeźby terenu

W obszarze będącym przedmiotem opracowania wyróżnić można dwa zasadnicze typy rzeźby terenu:

- wyciętą w skałach podłoża nadmorską platformę o zróżnicowanej szerokości 1-4 km, z wielopiętrowym systemem podniesionych teras morskich i sfosylizowanych klifów oraz
- obszar o cechach rzeźby wysokogórskiej, z graniami skalnymi, rozległymi rumowiskami oraz dolinami częściowo wypełnionymi przez lodowce i lodowce gruzowe (ryc. 4).

Platforma nadmorska (*strandflat*) wznosi się na wysokość 4-25 m, tylko lokalnie do 45 m i od strony lądu ograniczona jest wyraźnym wklęsłym załomem stoku. Powyżej niego wznoszą się pokryte blokowo-głazowym rumowiskiem stoki masywów górskich Trulsenfjellet, Gulliksenfjellet i Jens Erikfjellet. Na odcinku wybrzeża na południe od ujścia rzeki lodowcowej z lodowca Werenskiolda platforma jest raczej wąska, tylko miejscami przekraczając 1,5 km szerokości, a nad zatoką Hyttevika jej szerokość wynosi zaledwie 500 m. Fragment platformy pomiędzy Hytteviką i ujściem rzeki Brattegg, ze szczególnie efektownym systemem podniesionych teras morskich, nosi nazwę Kvartsitletta. Na północ od strefy czołowomorenowej lodowca Werenskiolda w rzeźbie strefy litoralnej dominują rozległe powierzchnie sandrowe, usypane przez rzeki wypływające z lodowców Werenskiolda (Kvisla), Nann (Vimsa) i Torellla (Iskantelva), a platforma abrazyjna pojawia się tylko na przedłużeniu grzbietu Jens Erikfjellet, osiągając tu jednakże prawie 4 km szerokości. Wybrzeże ma przeważnie charakter niskiego klifu o wysokości nieprzekraczającej 10 m, w obrębie którego występują niewielkie zatoki z piaszczysto-żwirowo-kamienistymi plażami. W strefie przybrzeżnej powszechnym elementem są skalne ostańce o wysokości kilku metrów oraz odsłaniające się podczas odpływu fragmenty współcześnie tworzącej się terasy abrazyjnej.

Górski obszar na południe od lodowca Werenskiolda cechuje się skomplikowanym układem grzbietów i dolin. Bezpośrednio na południe od Stacji rozciąga się dolina Brattegg (*Bratteggdalen*), zamknięta skalną granią Brattegga (643 m). Dolina ma lekko esowaty bieg, w jej środkowej i górnej części występuje zespół progów skalnych, cechuje się także wyraźną asymetrią. Jej ekspono-

wane na zachód prawe zbocze, opadające spod kulminacji Angellfjellet (591 m) jest dłuższe i łagodniejsze niż przeciwległe, strome zbocza Gulliksenfjellet. W środkowej części doliny znajduje się jezioro Myrktjörn. Zachodnie zakończenie grani Brattegg – kulminacja Jahnfjellet (612 m) – ma charakter zwornika, od którego odchodzą ku zachodowi dwa grzbiety ograniczające krótką dolinę Steinvik (*Steinvikdalen*), zawieszoną wysokim progiem skalnym nad platformą nadmorską. Ku południowi grań Brattegga opada do przełęczy i doliny Gangpasset, łączącej platformę nadmorską z doliną Rev (*Revdalen*). Na północny zachód od Brattegga wznosi się izolowany, wydłużony południkowo masyw Gulliksenfjellet, którego kilka kulminacji przekracza 500 m n.p.m., a najwyższa sięga 578 m n.p.m. Na północ od lodowca Werenskiolda wznosi się potężny, dwuwierzchołkowy masyw Tonefjellet (945 m), będący zwornikiem dla kilku pomniejszych grzbietów. Południowy z nich zamyka dolinę Werner (*Wernerdalen*), zawieszoną nad lodowcem Werenskiolda, a południowo-zachodni, z kulminacjami Liperttoppen (659 m) i Jens Erikfjellet (576 m), tworzy północne obramowanie całego basenu lodowca Werenskiolda.



Ryc. 4. Typowe elementy rzeźby okolic Stacji Polarnej Uniwersytetu Wrocławskiego: na pierwszym planie platforma nadmorska z wałami burzowymi i systemami spękań kontrakcyjnych, z tyłu masyw górski ze ścianami skalnymi i stożkami usypiskowymi, u podnóża wały lodowców gruzowych (sierpień 1989)

Obecność progów skalnych, wałów morenowych w różnym stadium degradacji i głazów eratycznych nie pozostawia wątpliwości, że obecnie wolne od lodu boczne doliny w okolicy Stacji były niegdyś wypełnione przez lodowce o kilkukilometrowej długości. Także rzeźba zamknięć dolinnych, w szczególności Bratteggdalen, ma typowe cechy amfiteatralnego karu lodowcowego. Szczątkowe, zanikające lodowczyki zachowały się do dzisiaj w najwyższych częściach Bratteggdalen – lodowiec Bratteggbreen, Gangpasset i Wernerdalen – lodowiec Wernerbreen. W tej ostatniej dolinie znajduje się także lodowiec gruzowy, schodzący długim jęzorem spod Tonefjellet.

iii. Peryglacjalne formy i procesy stokowe

Stoki górskie obszaru wokół Stacji reprezentują bogactwo typów morfologicznych, co odzwierciedla zarówno uwarunkowania litologiczno-strukturalne, morfogenezę w warunkach środowiska peryglacjalnego, jak i odziedziczenie rzeźby glacjalnej. Ogólnie można wyróżnić:

- stoki skalne,
- grawitacyjne stoki usypiskowe i
- stoki z pokrywą gruzowo-głazowo-blokową (ryc. 5).

Te podstawowe typy stoków różnicują się rodzajem materiału, nachyleniem i charakterem procesów morfogenetycznych (Jahn 1960).



Ryc. 5. Zróżnicowanie rzeźby stoku i utworów pokrywowych na przykładzie północnych stoków Gulliksenfjellet (wrzesień 1989)

Stoki skalne dominują w masywach Gulliksenfjellet i Jens Erikfjellet, otaczają amfiteatralnie zamknięcie doliny Brattegg i tworzą większość zboczy Gangpasset. W ich obrębie występują liczne żebra skalne oddzielone rynnami korazyjnymi, będącymi drogami transportu produktów wietrzenia mechanicznego w dół stoku. Nierównomierne rozprzestrzenienie stoków skalnych wydaje się być związane z wpływem czynnika litologicznego, a konkretnie z wytrzymałością masywów skalnych i ich zdolnością do utrzymania znacznego nachylenia. Szczególnie dobrze jest to widoczne w masywie Gulliksenfjellet, gdzie stoki skalne występują na twardych kwarcytach, natomiast zanikają, gdy kwarcyty są zastępowane łupkami łyszczykowymi i amfibolitami. Wpływowi budowy geologicznej przypisać można również wyraźną asymetrię nachyleń zboczy dolnej części Bratteggdalen. Łagodniej nachylone stoki Angellfjellet podścielone są łupkami łyszczykowymi i amfibolitami, podczas gdy znacznie bardziej strome stoki Gulliksenfjellet zbudowane są z kwarcytów, a tylko w ich dolnej części pojawiają się łupki i amfibolity. Podobną zależność można zaobserwować na wylocie Gangpasset: bardziej strome, skaliste zbocza eksponowane na południe zbudowane są z kwarcytów, natomiast przeciwległe wytworzone są w łupkach łyszczykowo-granatowo-kalcytowych.

Poniżej stoków skalnych występują stoki usypiskowe, złożone z zazębiających się ze sobą stożków usypiskowych o nasadach zlokalizowanych na wylocie rynien korazyjnych. Znacznych rozmiarów stożki obserwować można u podnóża południowych stoków Jens Erikfjellet oraz wschodnich stoków Gulliksenfjellet, powyżej jeziora Myrktjörn. W kształtowaniu stożków widoczna jest zarówno rola procesów czysto grawitacyjnych – odpadania i akumulacji gruzu, jak i epizodycznych spływów gruzowych. Śladem tych ostatnich są wyraźne rynny z wałami bocznymi, rozcinające powierzchnię stożków.

Za typowe stoki peryglacjalne można uznać tylko najmniej nachylone (< 25°) stoki z pokrywą gruzowo-głazowo-blokową, na których dominującym sposobem transportu jest soliflukcja, a w rzeźbie powierzchni dostrzec można liczne formy mikroreliefu peryglacjalnego (Jahn 1960). Stoki takie występują na przykład w masywie Angellfjellet, po wschodniej stronie doliny Brattegg, cechując się obecnością rozległych pól jęzorów soliflukcyjnych, z formami girlandowymi i systemami stopni znaczących nakładanie się na siebie kolejnych warstw przemieszczanych soliflukcyjnie (soliflukcja warstwowa).

Szczególnymi formami stoku peryglacjalnego obecnymi w okolicach Stacji są lodowce gruzowe, czyli nagromadzenia materiału blokowo-głazowego spojonego lodem, wykazującego zdolność powolnego przemieszczania się zgodnie ze spadkiem stoku. Warto dodać, że interpretacja tych form zmieniała się w czasie. We wcześniejszych opracowaniach były one uważane za wały moren czołowych i bocznych "normalnych lodowców" (Jahn 1959), później nazywane były wałami podstokowymi o charakterze moren niwalnych (Karczewski i in. 1981a) i morenami usypiskowymi (talus *moraine* – Birkenmajer 1982). Największy zespół lodowców gruzowych znajduje się u zachodniego podnóża północnej cześci masywu Gulliksenfjellet, gdzie całkowicie maskuje dolny załom stoku (ryc. 6). Pas występowania lodowców ciagnie się na długości około 2 km i składa się z kilku zazebiających się ze sobą form. Ich szerokość dochodzi do 400 m, strome czoła osiągają do 20 m wysokości. Powierzchnia lodowców jest bardzo urozmaicona, z licznymi zagłębieniami wytopiskowymi i nabrzmieniami, zasłana blokami kwarcytu znacznych rozmiarów (do 3-4 m dł.). Lodowce gruzowe pod Gulliksenfjellet należą do typu określanego jako talus-derived rock glacier i powstały przez scementowanie lodem materiału przemieszczonego grawitacyjnie z wyższych partii stoków. Znaczna wielkość bloków i wyjątkowe na tle szerszego obszaru rozmiary akumulacji podstokowej pod Gulliksenfjellet dały asumpt hipotezie, że tak znaczna skala ruchów masowych mogła być indukowana sejsmicznie (Cieśliński 1984).



Ryc. 6. Wały lodowców gruzowych u zachodniego podnóża stoków Gulliksenfjellet, na powierzchni widoczne wielkie bloki kwarcytowe (sierpień 1989)

Mniej wyraziste formy akumulacji podstokowej znajdują się u północnego podnóża Gulliksenfjellet (są dobrze widoczne ze Stacji im. St. Baranowskiego) i pod Trulsenfjellet, przy wylocie Gangpasset. W tym drugim miejscu, powyżej wałów lodowców gruzowych, skalny stok wzniesienia rozcięty jest systemem rynien korazyjnych nawiązującym do sieci spękań w kwarcytach formacji Gulliksenfjellet (ryc. 4). Rynny te stanowią efektywne drogi przemieszczania się materiału stokowego. Mniejsze rozmiary form w obu miejscach są prawdopodobnie odzwierciedleniem wytopienia się części spajającego lodu. Inną genezę ma lodowiec gruzowy w górnej części Wernerdalen. Rozwinął się on z jęzora rzeczywistego lodowca schodzącego spod Tonefjellet i należy do typu *glacier-derived rock glacier*. Już we wcześniejszym stadium rozwoju musiał on zawierać znaczne ilości materiału skalnego, a w fazie deglacjacji jego ilościowa proporcja do lodu znacznie wzrosła, tak, że reliktowy lód lodowcowy zaczął pełnić jedynie rolę spajającą bloki i gruz. Lodowiec gruzowy pod Wernerdalen ma w przeciwieństwie do form podstokowych znacznie większą długość w stosunku do szerokości i jest widoczny jako lekko kręty wał kamienisty w osi doliny.

iv. Morfologia litoralna

Wybrzeże na odcinku pomiędzy wylotem Gangpasset (przylądek Russepynten) a Vimsodden, jakkolwiek generalnie niskie, cechuje się dużym zróżnicowaniem. Odcinek południowy, od Russepynten do ujścia rzeki lodowcowej z lodowca Werenskiolda, jest w przewadze wybrzeżem skalistym, z typową asocjacją form: klif skalny – platforma abrazyjna. Odcinki akumulacyjne w postaci plaż żwirowo-kamienistych występują podrzędnie, głównie w zatoczkach (Steinvika, Hyttevika). Klify mają na ogół kilka metrów wysokości, a powyżej nich rozciąga się powierzchnia terasy 8-12 m, wzdłuż brzegu występują jednak również ostańce wyższych poziomów terasowych, a wysokość klifów przekracza w tych miejscach 10 m. Na pewnych odcinkach linia klifu jest oddzielona od morza żwirowo-otoczakową plażą z wyraźnymi pojedynczymi lub podwójnymi wałami burzowymi o wysokości do 2-3 m, a same klify są częściowo sfosylizowane.

W rzeźbie abrazyjnej na północ od Hytteviki ewidentne są uwarunkowania litologicznostrukturalne. Wybrzeże wycięte jest tu w skałach formacji Gulliksenfjellet, złożonej z kwarcytów przefałdowanych z łupkami łyszczykowymi, miejscami o niemal pionowych upadach powierzchni złupkowania. Kwarcyty są skałami dużo bardziej odpornymi i tworzą one skalne żebra i ostańce, rozdzielone głębokimi obniżeniami o szerokości 2-5 m, wypreparowanymi w łupkach. Wysokość kwarcytowych żeber sięga 6-8 m. Kwarcyty podlegają dezintegracji mechanicznej, a ostrokrawędziste produkty ich rozpadu wypełniają obniżenia, gdzie ulegają stopniowej obróbce wskutek oddziaływania fal. Podobne zależności form litoralnych od litologii można zaobserwować w odsłanianych podczas odpływu fragmentach platformy abrazyjnej. Wysokie na kilka metrów ostańce abrazyjne zbudowane są z kwarcytów, niskie garby o wysokości 1-2 m, okresowo zalewane przez wodę, tworzone są przez bardziej masywne serie łupkowe, natomiast obniżenia znajdujące się stale pod powierzchnią wody wycięte są w odmianach łupków silnie spękanych. Przykłady takich platform abrazyjnych występują m.in. na wylocie Gangpasset.



Ryc. 7. Kwarcytowe ostańce abrazyjne na Vimsodden (sierpień 1989)

Odcinek północny to niskie wybrzeże zbudowane z utworów fluwioglacjalnych sandru Elveflya, z dobrze rozwiniętymi wałami burzowymi o wysokości 2-4 m. Miejscami odcinają one płytkie jeziorka przybrzeżne. Na tym odcinku linia wybrzeża jest wyraźnie cofnięta w głąb lądu, tworząc zatokę Nottinghambukta. Ulega ona szybkiemu spłycaniu za sprawą akumulacji materiału wynoszonego przez rzekę lodowcową Werenskiolda, który tworzy szybko progradującą deltę w bezpośredniej bliskości Stacji. Wskutek postępującego spłycania zatoki, prawdopodobnie potęgowanego ogólną tendencją wypiętrzającą południowego Spitsbergenu, praktycznie niemożliwe jest już dopływanie łodzią do Nottinghambukty, co było normalne podczas wypraw organizowanych przez ośrodek wrocławski we wczesnych latach 70. XX w. Odcinki wybrzeża skalistego pojawiają się sporadycznie na północ od sandru Elveflya, na przylądkach Kvislodden i Vimsodden, gdzie kwarcytowe klify i ostańce abrazyjne osiągają do 10 m wysokości (ryc. 7).



Ryc. 8. Rozmieszczenie podniesionych teras morskich w okolicach Stacji Polarnej Uniwersytetu Wrocławskiego (Karczewski i in. 1981b)

v. Terasy morskie i ich ewolucja w warunkach środowiska peryglacjalnego

W obrębie platformy nadmorskiej pomiędzy przylądkiem Russepynten a ujściem rzeki Bratteggelva występuje dobrze rozwinięty, piętrowy system dawnych teras morskich, związany z szybkim postglacjalnym, izostatycznym podnoszeniem południowego Spitsbergenu (Jahn 1959, Karczewski i in. 1981b; ryc. 8). System teras morskich jest najbardziej rozbudowany na równinie Kvartsitletta, u północno-zachodniego podnóża Gulliksenfjellet, choć wyższe terasy są tu częściowo przykryte wałami podstokowych lodowców gruzowych. Wyróżniono tu sześć powierzchni terasowych, na wysokościach kolejno 4,5-6 m, 8-12 m, 16-18 m, 22-25 m, 32-35 m i 40-46 m. Dalej w kierunku południowym, w części zwanej Skjerstranda, dominuje terasa 8-12 m, a u podnóża stoków Gulliksenfjellet jedynie szczątkowo zachowała się wąska listwa terasy 32-35 m. Z powierzchni terasy 8-12 m lokalnie wyrastają skalne ostańce wyższej terasy 16-18 m, o charakterystycznie spłaszczonych wierzchołkach.

Jahn (1959), a za nim Karczewski i in. (1981b) zwracają także uwagę na występowanie wysoko położonych powierzchni terasowych w dolinach górskich: Bratteggdalen, Steinvikdalen i Gangpasset. Wysokość teras w Steinvikdalen sięga 200-205 m n.p.m., a lokalnie występują nawet listwy wyższej terasy 220-230 m. Morski charakter spłaszczeń w dolinie dokumentuje występowanie dobrze obtoczonych żwirów kwarcytowych, wyraźnie odróżniających się od ostrokrawędzistego rumoszu, pochodzącego ze stoku.

Na północ od sandrowej równiny Elveflya dominuje, podobnie jak na Skjerstranda, terasa 8-12 m, podchodząca pod stok Jens Erikfjellet. Szczątkowe terasy wyższe: 16-18 m i 22-25 m można zaobserwować wokół przylądka Vimsodden.

W regionie fiordu Hornsund podejmowane były liczne próby określenia wieku poszczególnych poziomów terasowych, głównie wykorzystujące oznaczenia wieku radiometrycznego szczątków drewna dryftowego i kości zwierząt morskich (Lindner i in. 1984, Pękala 1989, Salvigsen, Elgersma 1993). Ich wyniki wskazują, że terasa 4,5-6 m powstała w okresie 4,5-7,5 ka BP, rozległa terasa 8-12 m w okresie 7-14 ka BP, natomiast wyższe poziomy są odpowiednio starsze, ale ich wiek nie jest jednoznacznie określony.

Izostatyczne podniesienie terenu i znalezienie się powierzchni terasy i klifu poza zasięgiem bezpośredniego oddziaływania falowania rozpoczyna nowy etap ewolucji morfologicznej, związany z funkcjonowaniem lądowego środowiska peryglacjalnego. Nieaktywne klify są przekształcane przez wietrzenie mechaniczne i odpadanie, ale efektywność tych procesów na klifach kwarcyto-wych Kvartsitletta i Skjerstranda wydaje się być niewielka, sądząc po skromnych ilościach ostro-krawędzistego gruzu zalegającego na dobrze obtoczonych żwirach pochodzenia plażowego. Rów-nocześnie nieznaczne nachylenie powierzchni teras abrazyjnych uniemożliwia efektywne odprowadzanie materiału skalnego, obniżenia w mniej odpornych łupkach są wypełniane rumoszem, a klify ulegają fosylizacji (ryc. 9; Migoń 1997). Podobnie zakonserwowaniu ulega rzeźba platformy abrazyjnej, w czym istotny udział ma rozwój tundrowych zbiorowisk roślinnych i proces torfotwórczy. Elementy pierwotnej morfologii litoralnej w postaci linii skalistego klifu, strukturalnie uwarunkowanych zatoczek i systemów zagłębień bezodpływowych pochodzenia eworsyjnego widoczne są nawet na ostańcach wysokiej terasy 32-35 m u podnóży Gulliksenfjellet.

vi. Zjawiska kriogeniczne na platformie nadmorskiej

Płaskie powierzchnie platformy nadmorskiej z pokrywą nieskonsolidowanych utworów morskich i częściowo stokowych, na których rozwinęła się równina torfowa, sprzyjają rozwojowi zjawisk kriogenicznych, związanych z obecnością wieloletniej zmarzliny, jej okresowym odmarzaniem oraz tworzeniem się różnych postaci lodu gruntowego (Brázdil i in. 1988). Ich powierzchniową manifestacją są różne odmiany gruntów strukturalnych: wieńce kamieniste, ortogonalne systemy szczelin mrozowych w zbudowanych z otoczaków i żwirów wałach burzowych oraz powierzchnie tundry plamistej z wysepkami materiału ilastego otoczonymi gruzem.



Ryc. 9. Schemat rozwoju klifów nadmorskich w warunkach subaeralnych (Migoń 1997)

Przedmiotem szczegółowych badań na terasach nadmorskich w okolicach Hytteviki były niskie pagórki torfowe z lodowym jądrem, zwane hydrolakkolitami (Klementowski, Konečný 1988), znane także z innych części wybrzeży południowego Spitsbergenu. Stwierdzono obecność około 20 pojedynczych form, o zróżnicowanych wymiarach, sięgających w przypadku największych pagórków 35 m długości, 15 m szerokości i 1,5 m wysokości. Charakterystyczną cechą hydrolakkolitów u podnóży Gulliksenfjellet jest asymetria kształtu. Na ich powierzchni występują systemy spękań podłużnych i radialnych (ryc. 10). Grubość warstwy torfowej okrywającej lodowe jądro dochodzi do 35 cm, na powierzchni rozwija się tundra mszysta.

Hydrolakkolity podlegają ciągłemu procesowi ewolucyjnemu tworzenia się, rozwoju i destrukcji za sprawą procesów mrozowych i termoerozyjnych. W ich powstaniu istotną rolę odgrywa podpowierzchniowy przepływ wody w tunelach sufozyjnych rozwiniętych w torfie i jej stopniowe zamarzanie na skutek blokady odpływu, co stopniowo prowadzi do wysklepienia powierzchni tundry. Przetrwanie soczewki lodu gruntowego przez okres lata zapewnia grubość torfu nie mniejsza niż 25-30 cm. Wypełnienie wszystkich tuneli lodem wyznacza koniec fazy rozwoju i rozpoczyna fazę degradacji, objawiającą się w pierwszej kolejności powstaniem szczelin w osi pagórka, związanych z przesuszeniem okrywy torfowej. W dalszej kolejności tworzą się szczeliny poprzeczne, co otwiera czynnikom atmosferycznym dostęp do lodowego jądra. Fragmentacja okrywy torfowej sprawia, że jej rola izolująca ulega osłabieniu, dostęp do wnętrza pagórka uzyskuje także woda opadowa. W zaniku pagórków główną rolę odgrywają zatem procesy termoerozyjne.

Na podstawie porównania obserwacji z lat 70. i 80. XX w. można było przybliżyć czas rozwoju i zaniku hydrolakkolitów. Wydaje się, że tworzą się one względnie szybko, w okresie nie dłuższym niż 10 lat, natomiast faza zaniku trwa dłużej, około 20 lat.



Ryc. 10. Plan jednego z hydrolakkolitów w pobliżu Hytteviki, z zaznaczonym systemem spękań podłużnych i radialnych. Obok profil utworów budujących pagór (Klementowski, Konečný 1988)

4. BAZA EKSPEDYCJI UNIWERSYTETU MARII CURIE-SKŁODOWSKIEJ – CALYPSOBYEN

Stefan Bartoszewski, Andrzej Gluza, Kazimierz Pękala, Janina Repelewska-Pękalowa, Krzysztof Siwek, Piotr Zagórski

Zachodnie wybrzeże Spitsbergenu, z uwagi na swą dostępność, jest szczególnie preferowane jako obszar badań, o czym świadczy wymownie lokalizacja polskich stacji i baz polarnych. Wybrzeże to jest urozmaicone, porozcinane zatokami, które genetycznie są fiordami. Często tworzą one połączone ze sobą systemy, dzięki czemu w okresie lata łatwe jest dotarcie do wnętrza Wyspy Spitsbergen (ryc. 11).



Ryc. 11. Lokalizacja

Bellsund leży w odległości około 80 km od Hornsundu i około 60 km od Isfjordu. Jego szerokość u wylotu do Morza Grenlandzkiego wynosi 20 km. Rozwidla się na trzy odnogi - fiordy: Van Mijen, Van Keulen i najmniejszy z nich - Recherche.

Fiord Recherche biegnie z północy na południe i zakończony jest Lodowcem Recherche, który uchodzi klifem do niewielkiej laguny. Pole firnowe Lodowca Recherche łączy się z polem firnowym Lodowca Torella wzdłuż linii, którą znaczą nunataki. W okresie zimy jest to droga, którą poprzez te lodowce można dostać się do Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie.

Działalność naukowa wypraw organizowanych przez Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie rozpoczęła się w roku 1986. Bazę założono w Calypsobyen w NW części Ziemi Wedela Jarlsberga, na zachodnim wybrzeżu fiordu Recherche (ryc. 11). Obserwacjami i pomiarami objęto obszar ciągnący się od doliny Dunder, na zachodzie, poprzez obrzeżenie fiordu Recherche, do doliny ny Chamberlin oraz po Malbuktę, położoną u wylotu fiordu Van Keulen.

W latach 1986-2002 pracowali tu uczestnicy szesnastu ekspedycji zorganizowanych przez Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, niekiedy w kooperacji z innymi ośrodkami naukowymi w Polsce (Uniwersytet Warszawski, Uniwersytet Wrocławski, Akademia Rolnicza w Lublinie) i zagranicznymi (Instytut Archeologii w Tromsø, Instytut Archeologii w Moskwie). Wyprawy liczyły od kilku do kilkunastu osób.

Badania środowiska przyrodniczego rejonu Bellsundu obejmowały problematykę dotyczącą geologii, rzeźby, stratygrafii i paleogeografii czwartorzędu, zjawisk meteorologicznych i klimatycznych, stosunków wodnych, dynamiki procesów morfogenetycznych w warunkach peryglacjalnych, zespołów roślinno-glebowych, działalności człowieka w czasach historycznych i współcześnie. Pokłosie tych badań stanowi kilkaset prac opublikowanych w wydawnictwach krajowych i zagranicznych.

Obecnie realizowany jest program, który dotyczy funkcjonowania geoekosystemów peryglacjalnych oraz obiegu wody w zlewniach zlodowaconych i niezlodowaconych, w warunkach zmieniającego się klimatu i wpływu czynników antropogenicznych. W ramach tego programu jest wykonywany monitoring dynamiki i miąższości czynnej warstwy zmarzliny (CALM), który wchodzi w zakres międzynarodowego projektu koordynowanego przez IPA *(International Permafrost Association*).

a. Geologia

NW część Ziemi Wedela Jarlsberga położona jest w obrębie dwu zasadniczych formacji tektonicznych: kaledońskiej i postkaledońskiej, oddzielonych od siebie strefami nieciągłości i uskoków związanych z trzeciorzędową aktywnością tektoniczną (Dallmann 1988; Lepvrier i in. 1988) (ryc. 12). Na przeważającej jego części dominują młodo prekambryjskie i staro paleozoiczne serie skalne określane terminem: *Hecla Hoek* (Hjelle 1969, Flood i in. 1971). Ich fałdowanie datowane jest na okres orogenezy kaledońskiej, która spowodowała wytworzenie rozległej synkliny o kierunku osi NNW-SSE (ryc. 12). Jej wnętrze stanowi <u>blok Renardbreen</u> ograniczony od wschodu uskokami Cramerbreane (CRF) i Josephbukty (JF), od północnego wschodu uskokiem Calypsostrandy (CF) natomiast od południa i południowego wschodu strefą nasunięcia Dunderfjellet (DO) (Birkenmajer 2004). Blok Renardbreen zbudowany jest zasadniczo z dwóch nakładających się na siebie formacji: Bergskardet i Kapp Lyell (Birkenmajer 2003) (ryc. 12).

A: Elementy tektoniczno-strukturalne bloków Renardbreen i Chamberlindalen (Birkenmajer, 2004) 1 - trzeciorzędowe uskoki zrzutowe, 2 - trzeciorzędowe uskoki przesuwcze, 3 - podrzędne nasunięcia kaledońskie, 4 - główne nasunięcia kaledońskie, 5 - osady trzeciorzędowe (rów Calypsostrandy), 6 - blok Reinodden (pokrywy karbońsko-mezozoiczne), 7 - blok Martinfjella (skały późnego proterozoiku i wczesnego ordowiku), 8 - formacja Gåshamna (fyllity, chlorytowe łupki), 9 - intruzje skał magmowych (i mezozoicznych (?) dolerytów) wewnątrz formacji Gåshamna, 10 - wtrącenia kwarcytowe, wapienne i dolomitowe wewnątrz formacji Gåshamna, 11 - formacja Höferpynten, 12 - formacja Slyngfjellet, 13 - formacja Bergskardet (?), (grupa Deilegga, środkowy proterozoik), 14 - skały antyklinorium Thiisfjellet (środkowy proterozoik), 15 diamiktyty górne – zielone formacji Kapp Lyell, 16 - diamiktyty dolne – żółte formacji Kapp Lyell, 17 - formacja Bergskardet (grupa Deilegga, środkowy proterozoik), 18 - lodowce, 19 - linia przekroju geologicznego. Główne elementy tektoniki: RB - blok Renardbreen, DM - monoklina Dunderdalen, ChB - blok Chamberlindalen, MB - blok Martinfjella, RnB - blok Reinodden, TA - antyklinorium Thiisfjellet, CG - rów Calypsostrandy. Nasunięcia (kaledońskie) i uskoki (trzeciorzędowe): DO - nasunięcie Dunderfjellet, LO - nasunięcie Lyellstrandy, LRO - nasunięcie Lognedalen-Renardbreen, CF - uskok Calypsostrandy, CrF - uskok Cramerbreane, JF - uskok Josephbukty, MTF - uskoki Maria Theresiatoppen.

B: Przekrój geologiczny przez synklinę Renardbreen (Dallmann i in. 1990) Grupa Van Mijenfjorden (paleogen): 1 - formacja Renardodden; Grupa Kapp Lyell (górny proterozoik): 2 - diamiktyty, głównie z klastami dolomitowymi, 3 - fyllity, 4 - diamiktyty, głównie z klastami wapiennymi, 5 - diamiktyty, głównie z klastami kwarcowymi, 6 - diamiktyty, głównie z klastami dolomitowymi i kwarcowymi; Grupa Dunderbukta i Recherchefjorden (górny proterozoik): 7 - fyllity.
Formację Bergskardet (grupa Deilegga, środkowy proterozoik) tworzą: zielone i czarne łupki/fyllity, żółtawo zwietrzałe piaskowce/zlepieńce z wtrąceniami i soczewkami piaskowca i rozproszonymi klastami dolomitowymi. Podobne skały reprezentujące tę formację pojawiają się w kilku miejscach wzdłuż wybrzeża między zatoką Tomtvika a przylądkiem Kapp Lyell (ryc. 12). Druga wyróżniona formacja Kapp Lyell składa się z diamiktytów żółtych oraz diamiktytów zielonych. Diamiktyty żółte to głównie piaskowce i łupki z klastami dolomitowymi, wapiennymi i kwarcytowymi. Natomiast diamiktyty zielone zawierają klasty i zespoły zieleńcowe uzupełniane kwarcytowymi, klastami/pseudoklastami dolomitowymi, wapiennymi i granitoidowymi. W obrębie bloku Renardbreen wyróżniono trzy wielkoskalowe jednostki tektoniczne nasunięte na siebie z NW na SE: Activekammen (ATU), Scottbreen (STU), Lyellstranda (LTU) (Birkenmajer 2003) (ryc. 12). Te trzy jednostki tektoniczne reprezentują rozległe nasunięcia kaledońskie przechodzące w części południowej w monoklinę Dunderdalen (DM), gdzie występują głównie fyllity wapniste i kwarcytowe oraz chloryty (Dallmann i in. 1990, Hjelle 1993).



Objaśnienia na poprzedniej stronie

Drugim obszarem związanym z fałdowaniem kaledońskim jest <u>blok Chamberlindalen</u> (ChB), stanowiący formę antykliny o osi wzdłuż grzbietu Observatoriefjellet-Gaimartoppen, z licznymi strefami nasunięć (ryc. 12) (Dallmann i in. 1990, Birkenmajer 2004). Jego granice wyznaczają uskoki: od zachodu Cramerbreane (CRF), od wschodu Recherchebreen (RF) a od północny Josephbukty (JF) (Birkenmajer 2004). Wszystkie formacje skalne występujące w obrębie bloku Chamberlindalen zaliczono do grup Sofiebogen (późny proterozoik) (Birkenmajer 2002) (ryc. 12). W obrębie doliny Chamberlin zachodnie skrzydło antykliny tworzą głównie fyllity i łupki z kwarcytowymi, dolomitowymi i wapnistymi wtrąceniami oraz intruzjami skał magmowych (gabro, serpentynity) (Birkenmajer 2002).

Skały późnego proterozoiku budują również <u>blok Martinfjella</u> położony na wschód od fiordu Recherche, ograniczony uskokami Recherchebreen (RF) i Antoniabreen (AF) (Dallmann i in. 1990, Birkenmajer 2004) (ryc. 12). Formacje skalne zaliczone przez niektórych do sekwencji Magnethøgda (środkowy proterozoik) odsłaniające się w obrębie pasma Martinfjella, porozcinane są licznymi dyslokacjami tektonicznymi o kierunkach W-E oraz rozdzielone liniami nasunięć (Flood i in. 1971, Dallmann i in.1990). Występują tutaj głównie skały formacji: Gåshamna (fyllity z poziomami kwarcytowymi), Höferpynten (dolomity), Gnålberget (niebieskawo-białe, zielono-żółte zwietrzałe, silnie laminowane wapienie/margle), Wiederfjellet (kwarcyty dolomitowe), Jarnbekken (czerwone i czerwono-żółte dolomity żelazonośne), Luciapynten - masywne zielono-niebieskie dolomity) (Birkenmajer 2002, 2004).

Osady		Wiek TL (nr laboratorium)		Okres
	otoczaki, żwiry piasek, iły (muszelki)	8.3 ± 1.2 ka (Lub - 1819) 10 ± 1.4 ka (Lub - 1818)		HOLOCENE
	glina zwałowa piasek, żwiry	26 ka 43 ± 6 ka 45 ± 7 ka	(Tnl - Tl - 31) (Lub - 1842) (Lub - 1823)	W Ü R M
	giina zwałowa	55 ± 8 ka	(Lub - 1817)	
	mułki (osady morskie, muszelki)	76 ± 11 ka 80 ± 12 ka	(Lub - 1816) (Lub - 1815)	EEM
	osady glacialno- morskie mułki, żwiry	102 ± 15 ka	(Lub - 1850)	
	glina zwałowa	130 ± 20 ka	(Lub - 1849)	s
	glina zwałowa	156 ± 23 ka	(Lub - 1848)	RIS
	ny podłoże skalne	101±27 Ka	(LUD - 1047)]	RZECIORZ.

Ryc. 13. Syntetyczny profil i stratygrafia osadów czwartorzędowych regionu fiordu Recherche i południowego Bellsundu (Pękala, Repelewska-Pękalowa 1990).

Północną granicę bloku Martinfjella wyznaczają dwa trzeciorzędowe uskoki Maria-Theresiatoppen (ENE-WSW), które oddzielają go od skał blok Reinodden (ryc. 12) (Dallmann i in. 1990). <u>Blok Reinodden</u> (RnB) budują skały datowane na okres od dolnego karbonu poprzez perm i jurę po dolną kredę. Tworzą go głównie utwory: formacji Orustdalen (zlepieńce, piaskowce, kwarcyty z przewarstwieniami skał intruzyjnych) oraz formacje należące do grup: Gipsdalen (krzemianoklastyczne wapienie, dolomity i ewaporaty), Tempelfjorden (wapienie rogowcowe i krzemianowe łupki/mułówce), Sassendalen (mezozoiczne, mułowce ku górze przechodzące w silnie organiczne i fosforanowe drobnoziarniste piaskowce, mułowce i łupki), Kapp Toscana (szare łupki przechodzące w piaskowce z cienkimi warstwami buł fosforanowych) i Adventdalen (mułowce, ze sporadycznymi przewarstwieniami piaskowców) (Dallmann i in. 1990).

Na niewielkim obszarze ograniczonym do północno zachodniego obrzeżenia fiordu Recherche występują również skały związane z trzeciorzędowym cyklem sedymentacyjnym. Wypełniają one <u>rów tektoniczny Calypsostrandy</u> (CG), ograniczony od południowego zachodu uskokiem Calypsostrandy (CF), zalegając niezgodnie na skałach metamorficznych sekwencji Kapp Lyell (Dallmann 1988, Lepvrier i in. 1988, Birkenmajer 2003, 2004) (ryc. 12). Są to głównie osady grupy Van Mijenfjorden, reprezentowane przez piaskowce i mułowce z wkładkami łupków i węgla oraz zlepieńce i słabo scalone piaskowce z warstwami węgla (Dallmann i in. 1990, Hjelle 1993). Na obszarze Calypsostrandy są one przykryte serią czwartorzędowych osadów glacjalno-morskich o zróżnicowanej miąższości i wieku (Pękala, Repelewska-Pękalowa 1990, Landvik i in. 1992) (ryc. 13).

b. Główne rysy rzeźby

Północno-zachodnia część Ziemi Wedela Jarlsberga, położona pomiędzy doliną Dunder, południowym Bellsundem i fiordem Recherche, to obszar górski o powierzchni około 360 km², rozczłonkowany przez doliny współcześnie zlodowacone. Powierzchnia szczytowa leży na wysokości 650-850 m n.p.m. i stanowi 3% obszaru. Tworzą ją wąskie grzbiety strukturalne, których szerokość wzrasta w miarę oddalania się od centralnej części obszaru. Głównym elementem rzeźby są spłaszczenia na wysokości 400-600 m, zajmujące 25% powierzchni i na nich zalegają pola firnowe lodowców. W dnach i na obrzeżeniu fiordów występują zrównania na wysokości 100-300 m n.p.m., które łącznie zajmują 30% powierzchni. Średnia wysokość NW części Ziemi Wedela Jarlsberga wynosi 240 m n.p.m.

Różna odporność skał oraz skomplikowany układ struktur podłoża (ryc. 12) - wpłynęły na rozwój rzeźby o cechach strukturalnych: wypreparowanie grzbietów, grzęd i progów, powstanie obniżeń nawiązujących do przebiegu skał miękkich oraz rozwoju rozcięć erozyjnych (kanionów) w strefach zluźnień tektonicznych (Pękala 1987, Pękala, Repelewska-Pękalowa 1988, Pękala, Reder 1989).

W obrębie dolin i grzbietów zachowały się trzy poziomy strukturalno-denudacyjne o wysokościach 400-500 m n.p.m., 200-300 m n.p.m., 100-150 m n.p.m. Mają one charakter wyrównanych, szerokich grzbietów międzydolinnych, spłaszczeń w górnych odcinkach dolin, oraz stopni na stokach grzbietów górskich. Na poziomach wyższych zalegają pola firnowe współczesnych lodowców. Niższy poziom (100-150 m n.p.m.) wchodzi w obręb dolnych odcinków dolin i nosi ślady przemodelowania przez lodowce plejstoceńskie i procesy peryglacjalne.

Oprócz elementów rzeźby strukturalno-denudacyjnej występują formy ukształtowane przez lodowce, działalność fal morskich i procesy fluwialne. Są to doliny lodowcowe, baseny współczesnych lodowców, podniesione terasy morskie i rozcięcia erozyjne (ryc. 14).

Główne doliny lodowcowe posiadają odcinki górne zlodowacone, z elementami rzeźby glacjalnej i niwalnej (cyrki i nisze niwalne). Odcinki środkowe i dolne wykazują ślady plejstoceńskiej morfogenezy glacjalnej w postaci zmutonowanych poziomów i stopni strukturalnych oraz przegłębień powstałych u podstawy progów. Formy te zostały przemodelowane przez procesy peryglacjalne (wietrzenie, soliflukcję, krioplanację), erozję i akumulację fluwialną (Pękala, Repelewska-Pękalowa 1988, Repelewska-Pękalowa 1996).

U wylotu dolin, na obszarze równin nadmorskich, zaznacza się rzeźba morska w postaci systemu podniesionych teras morskich związanych z ruchami glacjoizostatycznymi w młodszym plejstocenie i holocenie (Landvik i in. 1998). Terasy mają charakter platform abrazyjnych, na których zalegają osady czwartorzędowe różnej genezy i wieku (ryc. 13) (Pękala, Repelewska-Pękalowa 1990, Salvigsen i in. 1991).



Ryc. 14. Mapa geomorfologiczna Calypsostrandy i przedpola Lodowca Renarda (Zagórski 2002). *Objaśnienia na następnej stronie*

c. Warunki klimatyczne rejonu Bellsundu w sezonach letnich 1986-2002

W czasie pierwszej Wyprawy UMCS w 1986 roku założono stację meteorologiczną, na której prowadzono pomiary całodobowe. Stacja została zlokalizowana na płaskiej terasie morskiej, na wysokości 23 m n.p.m., w odległości około 200 m od brzegu fiordu Recherche. Współrzędne "ogródka meteorologicznego" to: φ =77°33′29,5″N i λ =14°30′46,6″E. Podłoże stanowiła tundra plamista, dość uboga gatunkowo, składająca się z kępek mchów, porostów, skalnic i wierzby polarnej o wysokości kilku centymetrów. Pokrywała ona około 60% powierzchni (Święs 1988). Głównym celem badań było poznanie warunków klimatycznych, w różnych skalach, południowego obrzeża Bellsundu.

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

Badania wykonywano tylko w sezonach letnich. Długość okresu obserwacji była różna i zależała od czasu trwania ekspedycji. Najdłuższy okres pomiarowy w 1988 roku 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 1986-2002) porównano dane z tego samego okresu (04.VII-24.VIII). Wartości średnie dobowe przeliczono dla 4 terminów (Gluza, Siwek 2002).

Średnia temperatura powietrza sezonu letniego w Calypsobyen, okresu z wielolecia 1986-2002, wynosiła 5,3°C. Najcieplejszym był sezon 1990, kiedy to zanotowano 6,3°C, a najchłodniejszy 1987 ze średnią 4,5°C. Najniższa średnia dobowa temperatura wynosząca 0,2°C wystąpiła 11 sierpnia 1994 roku, a najwyższa (10,2°C) w dniu 13 lipca 2002 roku.

Średnie zachmurzenie ogólne nieba wynosiło 6,7 (w skali 0-8). Przebieg średnich wartości zachmurzenia w całym okresie 1986-2002 był bardzo wyrównany. Wartości jego zmieniały się tylko o 1,5 stopnia (skali 0-8). Najbardziej pogodny był sezon 1991 (5,9), a najwyższym średnim zachmurzeniem cechował się sezon 1994 (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. Średnia wieloletnia prędkość wiatru w Calypsobyen wynosiła 3,9 m/s. Najwyższą średnią zanotowano w 1993 roku - 5,8 m/s, a najniższą w sezonach 1995 i 1996 - 2,5 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.

 ¹⁻ współczesna platforma abrazyjna, 2- równia pływowa, stożki delty, 3- współczesny wał sztormowy, 4- terasa I (2-8 m), 5- terasa II (10-20 m), 6- terasa III (25-30 m), 7- terasa IV (30-40 m), 8- terasa V (40-50 m), 9- terasa VI (50-65 m), 10- terasa VII (70-85 m), 11- terasa VIII (105-120 m), 12- spłaszczenia wierzchowinowe, 13- stoki, 14- poziomy denudacyjno-strukturalne, 15- stożki usypiskowe, 16- wały lodowomorenowe, moreny spiętrzone i boczne, 17- moreny denne i ablacyjne, 18- lodowce gruzowe (niwalne), 19- dna dolin proniwalnych, 20- współczesne równiny i stożki sandrowe, stożki napływowe, 21- stare równiny i stożki sandrowe, stare stożki napływowe, 22- kemy, 23- ozy, 24- lodowce, 25- jeziora, 26- rzeki, 27grzbiety, 28- klify morskie aktywne, 29- klify morskie martwe, 30- szkiery, 31- paleoszkiery, 32- stare wały sztormowe, 33- krawędzie

Największą zmiennością, spośród analizowanych elementów, w badanym wieloleciu cechują się opady atmosferyczne. Zakres zmienności wynosi 71,9 mm. Najwyższą sumę opadu (75,2 mm) zanotowano w sezonie 1994 roku, najniższą, tylko 3,3 mm w 1990 roku, co można wyrazić stosunkiem 1 do 20. Najwyższa wartość sumy dobowej w wieloleciu wystąpiła w 1993 i wynosiła 36,3 mm. Średnia suma opadu atmosferycznego dla wielolecia wyniosła 27,4 mm.

Wprawdzie 16-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 pozwala porównywać dane z różnych stacji na Spitsbergenie (Kejna, Araźny, Siwek 2000). 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 zapewne lokalizacją stacji Calypsobyen, która jest osłonięta od bezpośredniego oddziaływania Oceanu Atlantyckiego. Pozostałe elementy meteorologiczne w obu stacjach są zazwyczaj podobne. Istnieją jednak dni, w których różnice pomiędzy obydwoma stacjami są znaczne. Ma to głównie związek z cyrkulacją atmosferyczną oraz czynnikami orograficznymi.

d. Zagadnienia hydrograficzne

Wody krążące na omawianym terenie pochodzą z różnych źródeł alimentacji. Pod względem genetycznym są to wody proglacjalne, proniwalne, zmarzlinowe i deszczowe. W rejonie Calypsobyen funkcjonują zlewnie: zlodowacone i niezlodowacone. Typ pierwszy związany jest z obszarami częściowo zlodowaconymi, gdzie dominującą składową odpływu stanowi odpływ proglacjalny, natomiast w zlewniach niezlodowaconych zasilanie ma charakter śnieżno-deszczowo-zmarzlinowy.

Wraz ze wzrostem temperatury powietrza rośnie miąższość czynnej warstwy zmarzliny, która zasila wody powierzchniowe. Woda wypełnia liczne zagłębienia i jeziorka. Odpływ wody odbywa się po stropie zmarzliny oraz wśród form segregacji mrozowej. Retencja wodna czynnej warstwy zmarzliny zależy od wzrostu temperatury, właściwości hydrogeologicznych podłoża i przebiegu warunków meteorologicznych, szczególnie od wielkości i rozkładu w czasie zasilania atmosferycznego. Skład granulometryczny utworów pokrywowych Calypsostrandy sprzyja infiltracji wody. Współczynnik filtracji w utworach żwirowych sięga do 0,01 m/s.

Miąższość strefy aeracji rośnie wraz z obniżaniem stropu zmarzliny podczas polarnego lata. Zwierciadło wody poziomu nadzmarzlinowego dostosowuje się do stropu zmarzliny. Badania dynamiki wahań zwierciadła i ocenę wielkości retencji wodnej umożliwiły pomiary w sieci piezometrów zlokalizowanych w różnych ekosystemach Calypsostrandy.

Krzywa obrazująca stany wody podziemnej w poszczególnych latach ma zazwyczaj kształt krzywej wysychania. Wielkość strat wody wskutek drenażu i ewapotranspiracji przewyższa zwykle zasilanie atmosferyczne i dopływ wody z tajania zmarzliny.

Retencja wodna w czynnej warstwie zmarzliny jest związana z miąższością strefy zawodnionej i współczynnikami odsączalności. Maksymalne stwierdzone wartości były rzędu 150 mm. W przypadku braku opadów retencja szybko maleje i wielokrotnie stwierdzano całkowity zanik podziemnego poziomu wodonośnego (retencja 0 mm). W następstwie obfitego zasilania deszczowego może nastąpić szybki wzrost stanów wody podziemnej, a tym samym wielkości retencji.

W okresie lata główną składową odpływu w zlewniach zlodowaconych stanowią wody proglacjalne. Ich udział sięga 90% odpływu całkowitego. W zlewniach niezlodowaconych przeważa odpływ wód pochodzenia zmarzlinowego. Typowym zjawiskiem jest stopniowa redukcja zasobów wodnych statycznych i dynamicznych zretencjonowanych w czynnej warstwie zmarzliny. Prowadzi to do powolnego obniżania przepływów cieków, spadku wydajności źródeł oraz zaniku zbiorników wód powierzchniowych (jeziorek i podmokłości).



Ryc. 15. Sieć hydrograficzna rejonu Calypsostrandy

i. Lodowiec Renarda

Zlewnia Renarda ma powierzchnię 39 km². Najwyższy jej punkt, Storguben, wznosi się do 831 m n.p.m. Lodowiec Renarda ma dobrze rozwinięty system odwodnienia i należy do lodowców politermalnych. Cieki powierzchniowe są liczne i prowadzą znaczne ilości wody. Ich wcięcie w strefie czoła lodowca sięga 5-8 m. Duże ilości wody prowadzą też cieki brzeżne. Główny wypływ sub-glacjalny położony jest w centralnej części czoła. Współcześnie odpływ z przedpola kieruje się w stronę Josephbukty (ryc. 15). W środku sezonu letniego łączny odpływ z Lodowca Renarda osią-ga ok. 5 m³/s.

Charakterystyczną cechą omawianego lodowca jest występowanie tzw. efektu Stenborga, czyli niesynchroniczności wzrostu ablacji i odpływu. Jest to zjawisko związane z ewolucją systemu drenażu lodowcowego w poszczególnych sezonach letnich.

Na przedpolu lodowca tworzą się rozległe pokrywy nalodzi. W końcu czerwca mają one grubość przekraczającą 1 m. Utrzymują się zwykle do końca sezonu ablacyjnego. Ich istnienie świadczy o hydrologicznej aktywności lodowca także podczas polarnej zimy.

ii. Lodowiec Scotta

Zlewnia rzeki Scotta zajmuje powierzchnię 10,125 km², w tym lodowiec 5,2 km², co stanowi 51%. Najwyższe partie lodowca sięgają prawie 600 m n.p.m., a wysokość czoła w roku 2002 wynosiła 80 m n.p.m. Długość lodowca wynosi 4 km, szerokość 1,1 - 1,8 km, zaś średni spadek 8°. Lodowiec wypełnia dolinę górską ograniczoną masywami Bohlinryggen i Wijkan-derberget. 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 najsilniej jest rozwinięta w SE (prawej) części lodowca. Część NW odwadniana jest tylko przez nieliczne i niewielkie potoki. Pomiędzy lodowcem a pasmem Bohlinryggen funkcjonuje ciek brzeżny o średnim przepływie 20 l/s. Wody proglacjalne gromadzone są w płytkim zbiorniku zastoiskowym przed czołem lodowca, skąd rzeka Scotta poprzez przełom w wale moren czołowych, wyprowadza je na obszar równiny nadmorskiej. Sandr zewnętrzny rozcina sieć koryt o głębokości do 1 m. Są to formy niestabilne, ulegające znacznym przekształceniom wskutek kolejnych wezbrań rzecznych. Średni przepływ rzeki Scotta w profilu kluczowym (przełom przez podniesioną terasę morską wys. 30 m n.p.m.) oceniono na 0,96 m³/s. Średni odpływ ze zlewni rzeki Scotta oceniany jest na około 900 mm rocznie. Lodowiec jest w stadium recesji i wykazuje ujemny bilans masy.

5. STACJA POLARNA UNIWERSYTETU MIKOŁAJA KOPERNIKA – KAF-FIØYRA

Marek Grześ

a. Położenie

Stacja Polarna UMK usytuowana jest w zachodniej części Ziemi Oskara II (Oscar II Land), w północnej części nadmorskiej niziny "Kaffiøyra", graniczącej od zachodu z Forlandsundet, w miejscu o współrzędnych: $\phi = 78^{\circ} 40' 33'' \text{ N}$, $\lambda = 11^{\circ} 46' 36''$. Zlokalizowano ją w rejonie Heggodden, około 150 metrów od brzegu morskiego, u podstawy moren czołowych Lodowca Aavatsmark (Aavatsmarkbreen).

O wyborze tego miejsca zadecydowało kilka przyczyn. Najważniejsze z nich to duża różnorodność środowiska oraz niewielkie oddalenie od lodowców będących głównym obiektem badań. W bezpośrednim sąsiedztwie Stacji znajduje się głęboka Zatoka Hornbaek (Horbaekbukta). Daje ona doskonałe schronienie statkom oraz stwarza możliwości bezpiecznego wyładunku i załadunku ekspedycji w czasie sztormowej pogody. Cieśnina Forland (Forlandsundet) już od połowy czerwca wolna jest od lodu. W czasie sezonu letniego pak lodowy nie stwarza najmniejszych problemów nawigacyjnych. Małe jeziorka morenowe zapewniają odpowiednią ilość słodkiej wody podczas lata polarnego. Wybrzeże morskie obfituje w dużą ilość drewna dryftowego.



Ryc. 16. Położenie Stacji Polarnej Uniwersytetu im. Mikołaja Kopernika w Toruniu nad Forlandsundet

Atrakcyjność położenia Stacji Polarnej UMK podnosi stosunkowo bliskie sąsiedztwo Ny-Ålesundu, osady będącej aktualnie dużym międzynarodowym centrum badawczym. Cieśniną Forland (Forlandsundet) prowadzi trasa niewielkich statków kursujących pomiędzy Longyearbyen i Ny-Ålesundem.

Jedną z istotnych zalet lokalizacyjnych Stacji Polarnej UMK jest to, że znajduje się ona poza granicami parków i rezerwatów. Pozwala to na stosunkowo duża swobodę w poruszaniu się i w prowadzeniu badań.

Większość nazw geograficznych rejonu Kaffiøyry nadana została na początku XIX wieku przez uczestników topograficznych ekspedycji Gunnara Isachsena. W sierpniu 1909 roku Gunnar Isachsen wraz z topografem Alfredem Kollerem podróżując łodzią, zatrzymali się na wschodnim wybrzeżu Cieśniny Forland. Podczas przerwy na kawę Gunnar Isachsen nadaje nadmorskiej równinie nazwę Kaffiøyra – Nizina Kawowa. Ciekawe, że pod koniec lata polarnego, Kaffiøyra przybiera kolor kawowy (?). Największy lodowiec w rejonie Stacji nosi nazwisko Generała Aavatsmarka. Parlamentarzysty, który w Stortingu wnioskował o środki na wyposażenie statku badawczego G. Isachsena, H.M.S. "Farm". Wskazując lokalizację stacji żeglarzom wymienia się najczęściej cypel Heggodden. Nazwa od Johana P. Hegga, który brał udział w sondowaniach hydrograficznych wokół Spitsbergenu. Niezwykle interesujące jest pochodzenie niektórych nazw lodowców. Nazwa lodowca Waldemara i Ireny związana jest historycznym lotem sterowca "Zeppelin" do północnego Spitsbergenu w 1910 roku. Waldemar był synem, a Irena była żoną księcia pruskiego Henryka, który był uczestnikiem wspomnianego lotu sterowca.



Ryc. 17. Uczestnicy Warsztatów Geomorfologicznych SPITSBERGEN 2003 przed Stacją Polarną Uniwersytetu im. Mikołaja Kopernika w Toruniu na Nizinie Kawowej

b. Historia badań

Początki eksploracji naukowych Kaffiøyry sięgają 1938 roku, kiedy to z inicjatywy Prezesa Zarządu Koła Polarnego Towarzystwa Wypraw Badawczych profesora Antoniego Bolesława Dobrowolskiego zorganizowana została pierwsza glacjologiczna wyprawa na Ziemię Oskara II (Oscar II Land). Wyboru terenu badań dokonał docent Ludwik Sawicki. Badania prowadzone były głównie na przedpolach lodowców Kaffiøyry. Przez długie lata wyprawa pozostawała w zapomnieniu. Zainteresowania naukowe koncentrowały się wokół południowego Spitsbergenu i rejonu Hornsundu w szczególności. Dopiero w 1960 roku profesor Mieczysław Klimaszewski, uczestnik wyprawy, publikuje pracę pt. "Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitsbergenu między Kongsfjordem i Eidembuktą". Zawiera ona precyzyjny opis form, osadów i procesów glacjalnych i peryglacjalnych regionu Kaffiøyry. Dlatego też grupa geografów z ośrodka toruńskiego zdecydowała się na organizację wyprawy w ten sam rejon celem przeprowadzenia badań porównawczych.



Ryc. 18. Tabliczka z brązu upamiętniająca 65 rocznicę pierwszych polskich badań glacjologicznych i geomorfologicznych na Spitsbergenie

W 1975 roku wyrusza ekspedycja, którą kieruje profesor Jan Szupryczyński z Instytutu Geografii PAN. Wyprawa działa w dwóch grupach. Jedna w południowej części Kaffiøyry, druga w jej części północnej. Grupa północna stawia pod morenami Lodowca Aavatsmarka (Aavatsmarkbreen) niewielki składany domek o powierzchni zaledwie 24 m². Inicjatorem, konstruktorem i jednym z budowniczych tego domku był profesor Czesław Pietrucień z Instytutu Geografii UMK. Stał się on zaczątkiem stacji działającej do dzisiaj.

W okresie od 1975 do 2000 roku zorganizowano na Kaffiøyrę 14 wypraw letnich oraz 5 wypraw wiosennych. Łącznie we wszystkich wyprawach udział wzięło około 140 osób. Do 1989 roku ze Stacji skorzystało 8 wypraw letnich. Po sześcioletniej przerwie, w 1995 roku Stacja wznawia swoją działalność. Przechodzi ona generalny remont i modernizację. Przyjąć może ona jednorazowo 7 – 9 osób. W 1998 i w 1999 roku powstają dodatkowe powierzchnie magazynowe oraz skromne laboratorium. Aktualnie łączna powierzchnia wszystkich pomieszczeń wynosi około 70 m².

W 1996 roku rozpoczęto cykl wypraw wiosennych. Do tej pory zorganizowano 5 takich ekspedycji. Głównym ich celem są badania zimowej akumulacji na lodowcach w rejonie Kaffiøyry.

Pomimo tego, że stacja działa od 3 do 4 miesięcy w roku, posiada niezbędne zaplecze techniczne, skromne wyposażenie w sprzęt pomiarowy, łodzie motorowe i skutery. Każda wyprawa pozostawia po sobie niezbędny zapas żywności, paliwa, gazu i opału.

W kosztorysie każdej wyprawy około 60 % zajmuje transport ludzi i ich wyposażenia. Od 1995 roku wielokrotnie korzystano z możliwości przewiezienia na Spitsbergen ludzi i zaopatrzenia statkiem czarterowanym przez Instytut Geofizyki Polskiej Akademii Nauk. Środki na organizację wypraw polarnych na Kaffiøyrę pochodzą głównie z Uniwersytetu Mikołaja Kopernika. Udział sponsorów oszacować można na około 10%.

Zachowanie ciągłości badań przez 29 lat uznać można chyba za duży sukces organizacyjny.

c. Problematyka badawcza

Rejon Kaffiøyry wraz przyległymi lodowcami Aavatsmark (75 km²) i Dahl (132 km²) oraz sześcioma lodowcami spływającymi w jej kierunku (28 km²) zajmuje powierzchnię 310 km². Stanowi to zaledwie 12% powierzchni Ziemi Oskara II. Pasma górskie, lodowce dolinne i ich strefy marginalne wraz z nadmorską niziną Kaffiøyry mają powierzchnię 103 km². Kaffiøyra to system teras morskich powstałych w wyniku izostatycznego podniesienia lądu na wysokość 65 m n.p.m. Terasy stanowią jakby tło rzeźby. Porozcinane są płytkimi proglacjalnymi i niwalnymi dolinami. Wypełnia je cienka warstwa osadów sandrowych. Wielkość i kształt stożków sandrowych pozostaje w ścisłym związku z aktywnością hydrologiczną lodowców dającym im początek. Stożki sandrowe są dominującym elementem krajobrazu Kaffiøyry. W morskich osadach budujących poziomy terasowe wykształciły się różnorodne formy gruntów strukturalnych. W końcu lata polarnego miąższość odmarzniętego gruntu przekracza 2 m. Licząca zaledwie 14 km długości i do 4 km szerokości Kaffiøyra, z uwagi na swoją wielką różnorodność przyrodniczą jest doskonałym poligonem badawczym.

Uczestnicy 24 wypraw polarnych na Kaffiøyrę opublikowali około 350 prac z zakresu: klimatologii, hydrologii, glacjologii, geomorfologii, gleboznawstwa i botaniki. Zapoczątkowane w 1995 roku (R. Zapolski) prace geodezyjne, kontynuowane są do dzisiaj (K.R. Lankauf). Powstało wiele map lodowców oraz mapa cyfrowa Kaffiøyry. Stanowią one cenny materiał dla różnych specjalistów. Aktualnie prowadzone są badania nad zmianami geometrii lodowców. Na podstawie wyników badań przeprowadzonych w rejonie Kaffiøyry powstało 5 rozpraw doktorskich oraz 18 prac magisterskich. W Zakładzie Klimatologii Instytutu Geografii UMK powstał unikatowy "rocznik" meteorologiczny obejmujący wyniki bez mała wszystkich obserwacji. Pełna bibliografia polskich prac z rejonu Kaffiøyry do 1997 roku opublikowana została w Polish Polar Studies (1997).

W programach naukowych ostatnich wypraw od 1995 roku największy nacisk położono na badania glacjologiczne oraz badania wieloletniej zmarzliny – sezonowego odmarzania różnych rodzajów gruntu. Lodowce są dominującym elementem Niziny Kawowej - Kaffiøyry. Zajmują one łączną powierzchnię około 255 km². Z tego 77% przypada na dwa duże lodowce spływające do morza na północy i południu Kaffiøyry. Pozostałe lodowce mają powierzchnię od 1,5 do 14 km². Od XIX wieku powierzchnia tych lodowców uległa zmniejszeniu o około 30%. Określenie przebiegu i przyczyn zmian zasięgu lodowców powinno być jednym z głównych problemów badawczych na następne lata. Osiągnąć to można przez badania bilansu masy lodowców. Dlatego też od 1995 roku realizowany jest program "Bilans masy lodowca Waldemara". Ten mały lodowiec o powierzchni zaledwie 2,7 km² (1995) i jego zlewnia o powierzchni około 5,5 km², są obiektem szczegółowych badań glacjologicznych, hydrologicznych i geomorfologicznych. Z aktualnymi wynikami prowadzonych badań zapoznać się można też na stronie internetowej stacji oraz w wydawnictwach World Glaciological Monitoring Service (WGMS- IAHS) oraz na stronie www. Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM- IPA).

Od trzech sezonów szczegółowe badania glacjologiczne prowadzone są w zlewni lodowca Ireny (4,3 km²). Udział powierzchni zlodowaconej wynosi tu około 65 %. Za priorytetowe uznano badania nad strukturą bilansu masy lodowców rejonu Kaffiøyry oraz badania nad strukturą odpływu. Podjęto próbę oszacowania zimowego odpływu z lodowców na podstawie nalodzi glacjalnych. Możliwe to było dzięki organizacji serii ekspedycji zimowo-wiosennych. Szczegółowymi planami badawczymi objęto też dwa duże lodowce kończące się w morzu: Aavatsmark na północy i Dahl na południu Kaffiøyry. Badania te prowadzono w ramach międzynarodowego projektu GEOCALVEX-2001 koordynowanym przez Jacka Janię. Aktualnie prowadzone są szczegółowe badania nad subakwalną rzeźbą glacjalną zatok Hornbaek oraz Dahl. Przewiduje się również kontynuację przerwanych w końcu lat 80 badań rejonu St. Jonsfjordu.

Podkreślić trzeba bardzo wyraźnie, że badania w rejonie Kaffiøyry zapoczątkowane zostały już w 1938 roku, a od 1975 roku prowadzone są w oparciu o własną, wybudowaną od podstaw skromną stację badawczą. O dużej atrakcyjności naukowej geoekosystemu Kaffiøyry świadczy to, że zorganizowano do tej pory 25 interdyscyplinarnych ekspedycji, służących między innymi monito-rowaniu zmian zachodzących w środowisku.



d. Zarys budowy geologicznej rejonu Kaffiøyry

Krzysztof R. Lankauf

Budowa geologiczna rejonu Kaffiøyry jest nieskomplikowana. Występują tu tylko stare skały prekambryjskie budujące masywy górskie, skały trzeciorzędowe w podłożu równiny oraz czwartorzędowe (holoceńskie) – osady morskie budujące równinę, a także osady glacjalne i glacifluwialne. Rzeźba obszaru i występowanie na powierzchni terenu, poszczególnych formacji geologicznych jest uwarunkowana przebiegiem uskoków tektonicznych. W rejonie Ziemi Oskara II, przebieg głównych uskoków ma kierunek z NNW na SSE (Dalmann i in. 1993, Hjelle i in, 1999). W rejonie Kaffiøyry główny grzbiet o takim przebiegu wyznaczają szczyty: Skredder (775 m n.p.m.) w masywie Bjørneskanka, Kaldkletten (835) w masywie Jacobsenfjella, następnie Kysa (820), Asker (935) - najwyższy szczyt rejonu Kaffiøyry, i dalej ku NW, Akutt (870), Natalie (932) i Prinsen - 770 m, w masywie Prins Heinrichfjella. Stare, kaledońskie linie tektoniczne, najprawdopodobniej odnowione na przełomie kredy i trzeciorzędu (Dallmann i in. 1993), są lekko poprzesuwane i powyginane, za co odpowiadają młodsze uskoki poprzeczne o kierunkach NE- SW. Wzdłuż tych uskoków, od tego naszkicowanego grzbietu głównego, w kierunku SW odchodzą, grzbiety poprzeczne. Od płn. są to: Prins Heinrichfjella, niski (300-345 m n.p.m.), zmutononizowany grzbiet Gråfjellet, i dalej, Prinsesseryggen, Jarlsbergryggen, Bolken, Krøvelen, Humpryggen i Bjørneskanka. Zachodnie stoki tych grzbietów nagle się urywają, dochodząc do linii młodego, trzeciorzedowego uskoku rowu Forlandsundet, oraz pomniejszych, równoległych do niego pęknięć. (Dallmann, 1993, Hjelle i in, 1999 Wójcik 1981). Pasma górskie zbudowane są z późno-proterozoicznych (wendyjskich) skał nazywanych dawniej skałami formacji Hecla Hoek Skały te, to zmetamorfizowane diamiktyty (w tym tillity) przewarstwione kwarcytami, marmurami, fyllitami oraz zielonymi łupkami. Grzbiet Jacobsenfjella to jeszcze starsze skały z mezoproterozojku (fyllity i łupki mikowe). Natomiast w zachodnich i niższych partiach grzbietów, w ławicach występujących zgodnie z przebiegiem uskoków głównych występują serpentynity, fyllity, konglomeraty i marmury, a najbardziej ku zachodowi, szare marmury i czerwonawe dolomity. Szare marmury występują także w postaci skałek ostańcowych w obrębie wyższych tarasów morskich. Powstały we wczesnym trzeciorzędzie rów tektoniczny Forlandsundet (Birkenmajer 1972) rozdzielający jednolite wiekowo i litologicznie góry Ziemi Oskara II i wyspy Księcia Karola, wypełniony jest morskimi i lądowymi osadami starszego i środkowego trzeciorzędu (paleogenu) (Lepvrier 1990). Osady trzeciorzędowe stanowia także podłoże równin nadmorskich Kaffiøyra i Sarsøyra, są to przede wszystkim grubo-okruchowe konglomeraty, zawierające w sobie bardzo dobrze obtoczone klasty kwarcytów i dolomitów formacji Hecla Hoek. (na przykład, takie osady odsłaniają się w klifie morskim płd. Kaffiøyry). Inne skały to piaskowce, łupki, w tym łupki węgliste. W drobnoziarnistych piaskowcach i łupkach odsłaniających się w dolinach fluwioglacjalnych strefy marginalnej lodowca Aavatsmarka występuje kopalna flora paleogeńska (Zastawniak 1981). Z obszarów Ziemi Oskara II mało jest danych o osadach ze starszych zlodowaceń plejstoceńskich. Jedynie Feyling-Hansen i Ulleberg (1984) opisując profil osadów budujących klifowe wybrzeże płd. Sarsøyry (Balanuspynten) wyróżniają osady morskie, (strefy przybrzeżnej) starsze od 40 tys. lat. BP, i leżące na nich piaszczysto - żwirowe osady z Vistulianu. Jednak w niektórych miejscach w klifach brzegowych Kaffiøyry i niewielkiej wyspy Hermansenøya, położonej na płd. od Kaffiøyry odsłaniają się starsze osady glacjalne. Ich wiek przyjmuje się na późnoglacjalny (Forman 1989; Szupryczyński 1983). Równina Kaffiøyra powstała podczas podnoszenia się Spitsbergenu, na przełomie późnego glacjału i holocenu. Według Niewiarowskiego i in. (1993), w czasie późnego Vistulianu niektóre z lodowców Kaffiøyry miały większy zasięg niż w Małej Epoce Lodowej. Pod koniec Vistulianu nastąpiła transgresja morska, która sięgnęła do wysokości (dzisiejszych) 46-48 m. Następnie pomiędzy 11,5 - 9 ka B.P. nastąpiło podniesienie się lądu i utworzenie systemu niższych tarasów, zbudowanych głównie z osadów strefy brzegowej (Niewiarowski i in.1993). Krawędzie poszczególnych tarasów morskich mają przebieg południkowy (ukierunkowany z NW na SE), co dowodzi, że praktycznie cały ten obszar podnosił się mniej więcej równocześnie i prawie jednakowo.

Na tak ukształtowany teren, starasowanej równiny, niektóre (największe) lodowce nasunęły się po raz pierwszy prawdopodobnie około 2,5 tys. lat temu. Zlodowacenie to miejscami miało zasięg nieco większy niż zlodowacenie w Malej Epoce Lodowej (na Svalbardzie XVIII-XIX wiek) Zlodowacenie to trwające do dnia dzisiejszego, choć do początku XX wieku większość lodowców znajduje się w stadium recesji (Lankauf 2002) pozostawiło cały inwentarz form i osadów glacjalnych i glacifluwialnych (Klimaszewski 1960). Niektóre z nich tworzone są także obecnie.



Ryc. 19. Uproszczona mapa geologiczna okolic Kaffiøyry (wg różnych autorów)

e. Albedo powierzchni Lodowca Waldemara (NW Spitsbergen)

Marek Kejna

Albedo określa zdolność powierzchni do odbijania promieniowania. Nie odbite promieniowanie słoneczne jest absorbowane przez podłoże, dlatego też nawet niewielkie zmiany albeda wpływają na temperaturę powierzchni Ziemi, a tym samym na intensywność ablacji lodowców. Albedo lodowca zależy od właściwości jego powierzchni: rodzaju podłoża - śnieg, firn, lód, jego barwy, wielkości kryształów lodu, zawartości pęcherzyków powietrza w lodzie, uwilgotnienia i obecności zanieczyszczeń, a zwłaszcza materiału morenowego (Kotljakow 1984). W ciągu roku najwyższe albedo występuje w miesiącach zimowych, kiedy to na powierzchni lodowca zalega pokrywa śnieżna, natomiast w sezonie ablacyjnym albedo ulega zmniejszeniu (Oerlemans, Knap 1995). W sezonie letnim na lodowcach spitsbergeńskich zaznaczają się strefy glacjalne (Marciniak, Szczepanik 1987, Jania 1993) charakteryzujące się zróżnicowaną powierzchnią, a tym samym i albedem.

W 1999 r., w czasie XVII Wyprawy Polarnej Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, przeprowadzono na Lodowcu Waldemara (NW Spitsbergen) pomiary wielkości albeda. Badania te stanowią część wieloletniego programu dotyczącego bilansu masy Lodowca Waldemara (Grześ, Sobota 1999, Sobota 1999). W czasie wyprawy przeprowadzono 5 serii pomiarowych w 40 punktach mierząc albedo przy pomocy pyranometru Janiszewskiego (Kejna 2000).



Ryc. 20. Albedo powierzchni Lodowca Waldemara w sezonie letnim 1999 roku Objaśnienia: 1-krawędź lodowca, 2-morena, 3-jezioro, 4-granica śniegu, 5-topniejący śnieg, 6-nalodź, 7-albedo

Pomiary albeda rozpoczęto w dniu 20 lipca 1999 r. (ryc. 20). Najwyższe wartości albeda (>70%) wystąpiły na polu firnowym, gdzie zalegał śnieg pozimowy. W środkowej, pozbawionej śniegu, partii lodowca albedo sięgało 45-55%, natomiast na czole lodowca, tam gdzie zalegał jeszcze śnieg, albedo było mniejsze od 50%. W miejscach gdzie wytopił się materiał morenowy albedo było jeszcze niższe i nie przekraczało 30%. W trakcie sezonu letniego na lodowcu powstała warstwa ablacyjna, której albedo sięgało 70%. Na czole lodowca, gdzie wytapiał się materiał morenowy, albedo kształtowało się między 20-30%. Na polu firnowym średnie albedo papki śnieżnowodnej wyniosło 60-70%. Intensywne opady deszczu, jakie wystąpiły na przełomie sierpnia i września 1999 r. spowodowały stopienie warstwy ablacyjnej, aż do niebieskiego lodu lodowcowego, którego albedo wynosiło od 50 do 60%. Jednak bardzo szybko na lodowcu utworzyła się nowa warstwa ablacyjna o większym albedzie.

Na Lodowcu Waldemara w sezonie letnim można wyróżnić kilka stref charakteryzujących się różnym albedem:

- Na czole lodowca oraz u podnóża stoków górskich i w pobliżu moreny środkowej albedo jest niewielkie (30-50%) ze względu na obecność okruchów skalnych. W ciągu lata albedo zmniejsza się ze względu na wytapianie się materiału morenowego.
- W środkowej części lodowca albedo w ciągu sezonu wzrasta do 70% wraz z rozwojem warstwy ablacyjnej i wtapianiem materiału w głąb lodu. Proces ten przerywają intensywne opady deszczu niszczące warstwę ablacyjną. Po stopieniu warstwy ablacyjnej albedo niebieskiego lodu obniża się do 50-60%.
- Na polu firnowym albedo jest najwyższe w jego górnej części, gdzie zalega śnieg pozimowy i częściej występują opady świeżego śniegu (albedo do 80%). W dolnej partii pola firnowego w sezonie letnim odbywa się intensywne topnienie, a albedo wilgotnego śniegu sięga ok. 60%

Występujące u czoła lodowca nalodzia przez cały sezon letni zachowują wysokie albedo (60-70%), albedo to nieznacznie zmniejsza się w wyniku nawiewania materiału skalnego z okolicznych moren.

W sezonie letnim 1999 r. na Lodowcu Waldemara wystąpiło duże zróżnicowanie przestrzenne albeda. Podstawowe znaczenie dla wartości albeda miał rodzaj powierzchni: śnieżna, firnowa, lód lodowcowy, lód nałożony. Istotne też było topnienie śniegu i lodu oraz duża zawartość wody na powierzchni lodowca. Znaczne zmniejszenie albeda powoduje materiał morenowy i eoliczny występujący na powierzchni lodowca (Mielnik i in. 1999). Albedo wzrastało wraz z miąższością warstwy ablacyjnej, w czasie jej rozwoju materiał mineralny wtapiał się w lód, zwiększała się porowatość lodu, a powierzchnia lodowca stawała się bielsza i bardziej sucha. Ogromne znaczenie dla stanu powierzchni lodowca mają intensywne opady, które zmywają warstwę ablacyjną. W czasie sezonu letniego spłukiwanie warstwy ablacyjnej może wystąpić kilkakrotnie, a proces wzrostu albeda powierzchni lodowca rozpoczyna się od nowa. Uzyskane wyniki potwierdziły późniejsze badania S. Nowak (2003) z 2002 r.

f. Charakterystyka tundry obszaru Kaffiøyry

Adam Barcikowski, Wanda Gugnacka-Fiedor

Obszar Kaffiøyry od lodowca Åavatsmark do sandru Elizy mieści się w północnej strefie tundry arktycznej – NATZ (northern arctic-tundra zone), natomiast dalej na południe rozpoczyna się pośrednia strefa tundry arktycznej – MATZ (middle arctic-tundra zone). O tym podziale decyduje występowanie lub brak gatunków termofilnych, których obecność obserwuje się dopiero od masywu Princesseryggen. Należą do nich między innymi: *Arabis alpina, Campanula uniflora, Cystopteris fragilis*, kilka gatunków z rodzaju *Potentilla*, Ranunculus*s affinis, Sibbaldia procumbens, Taraxacum brachyceras* i *Trisetum spicatum*, a centrum ich występowania stanowi masyw Bjørnskanka.

Z obszaru Kaffiøyry opisano dotychczas 138 taksonów sinic (głównie lądowych) oraz glonów lądowych i słodkowodnych, 90 taksonów porostów, 75 gatunków mszaków i 86 roślin naczyniowych. Lista gatunków wszystkich grup jest ciągle uzupełniana.

Większość obszaru Kaffiøyry pokrywa roślinność północnej strefy tundry arktycznej. Występują tu głównie: zbiorowiska wyleżyskowe, zbiorowiska stoków, mszarniki, charakterystyczna roślinność moren i plaż.

Zbiorowiska wyleżyskowe, zróżnicowane jest wzdłuż gradientu wilgotności podłoża - od bagien tundrowych (zbiorowisko z *Deschampsia alpina*), przez zbiorowiska świeżej tundry mszystej (zbiorowisko *Saxifraga oppositifolia – Scorpidium revolvens*), suchej tundry mszystej (zbiorowisko *Salix polaris – Sanionia uncinata*) do tundry porostowej z dominującym zbiorowiskiem *Luzula arcuata* ssp. *confusa – Cetrariella delisei*.

Na progach skalnych i stokach większości masywów górskich do 600 m n.p.m. typowym jest zbiorowisko *Dryas octopetala – Carex nardina*. Inny typ zbiorowiska z dominacją dębika ośmiopłat-kowego (*Dryas octopetala*) jest dość częsty w południowej części Kaffiøyry, na krawędziach lub stokach teras klifowego brzegu morza.

Mszarniki, występują wokół lagun na brzegu morza, przy wolno płynących ciekach, rozlewiskach i jeziorach tundrowych oraz na stokach górskich, szczególnie NW zboczu masywu Bjørnskanka. Charakteryzują się 100% pokryciem, dominacją zwykle tylko jednego gatunku oraz udziałem takich roślin naczyniowych jak: *Cardamine pratensis* ssp. *polemonioides, Dupontia fisheri, Equisetum arvense* ssp. *boreale, Ranunculus sulphureus* i *Saxifraga hyperborea*.

Charakterystyczny wygląd pustyń polarnych posiadają moreny. Charakteryzują się bardzo niewielkim pokryciem roślin naczyniowych (0-1(5)%). Porosty i mszaki mogą pokrywać do 20% powierzchni, a tylko wilgotne obniżenia posiadają wyższe pokrycie (głównie mszaków). Charakterystyczne dla tych obszarów jest zbiorowisko z *Papaver dahlianum*, któremu towarzyszą między innymi gatunki rodzaju *Draba, Braya purpurascens, Minuartia stricta, Poa alpina* var. *vivipara, Saxifraga cernua* i *Silene uralensis*. Tylko moreny lodowca Dahl posiadają wyższe pokrycie, dochodzące miejscami do 40-80%.

Równie ubogim pokryciem przez roślinność charakteryzuje się pas plaży, poza wałem sztormowym. Pokrycie roślin nie przekracza 5% powierzchni, a gatunki tam rosnące należą do ekspansywnych. Jest to głównie *Saxifraga oppositifolia*, której towarzyszą pojedyncze osobniki *Draba alpina* i *Silene acaulis*, niewielka liczba mchów gromadzi się wyłącznie w darni dominującego gatunku.

VI. Przewodnik terenowy



© NASA



© NASA





Obszary chronione na Spitsbergenie 1 – rezerwaty przyrody, 2 – parki narodowe, 3 – obszary chronionego krajobrazu, 4 – obszary wycieczkowe



HORNJUND

1. ZIEMIA WEDELA-JARLSBERGA (CZĘŚĆ POŁUDNIOWA) I SØR-KAPPLAND

a. Otoczenie fiordu Hornsund

i. Zlewnia Fuglebekken

Marian Pulina przy współpracy Macieja Burzyka

• Typy zlewni polarnych

Na Spitsbergenie można wyróżnić co najmniej pięć typów zlewni związanych bezpośrednio z charakterystycznymi obszarami krajobrazowymi:

- zlewnia niezlodowacona na wybrzeżu morskim, położona na podniesionych terasach morskich i na stokach gór nadmorskich,
- zlewnia niezlodowacona, lub zlodowacona w stadium szczątkowym, obejmująca doliny gór nadmorskich,
- zlewnia obejmująca zlodowacone doliny gór nadmorskich, w których lodowiec kończy się na lądzie; charakterystyczną jej cechą jest obecność moren czołowych położonych blisko wybrzeża morskiego, a czoło lodowca znajduje się w pewnej odległości od moreny tworząc na swym przedpolu obszar zamkniętego sandru wewnętrznego,
- zlewnia obejmująca zlodowacone doliny nadmorskie, w których czoło lodowca kończy się w morzu,
- zlewnia obejmująca wielkie doliny zlodowacone sięgające do centrum wyspy; czoło wielkich lodowców tu występujących kończy się w morzu.

Utarło się przekonanie, iż cyrkulacja wód w obszarach polarnych zachodzi wyłącznie w okresie letnim, natomiast w czasie zimy polarnej ustaje całkowicie ruch wody. Nasze badania na Spitsbergenie potwierdziły ten pogląd w odniesieniu do dwóch pierwszych typów zlewni, czyli w obszarach niezlodowaconego wybrzeża morskiego oraz w dolinach posiadających lodowce w stadium szczątkowym. W pozostałych typach zlewni, obejmujących doliny zlodowacone stwierdzono ruch wody przez cały rok, w tym również w czasie nocy polarnej. Również w obszarach krasowych Spitsbergenu, gdzie jest dobrze rozwinięte odwodnienie podziemne, szczególnie z udziałem wód termomineralnych, ruch wody odbywa się w ciągu całego roku.

• Niezlodowacona zlewnia Fuglebekken

Położona jest na podniesionych terasach morskich oraz południowych stokach grzbietu górskiego Ariekammen (511 m n.p.m.) – Fugleberget (569 m n.p.m.) na północnym wybrzeżu Fiordu Hornsund (ryc. 21), obok Polskiej Stacji Polarnej. Jest ona odwadniana przez niewielki potok Fuglebekken w ciągu pięciu miesięcy w roku. Jej powierzchnia licząca 1,3 km² objęta jest wieloletnią zmarzliną, co powoduje obecność typowych struktur i osadów peryglacjalnych zarówno w pokrywach stokowych jak i w morskich osadach terasowych.

Zlewnia jest czynna w miesiącach letnich. W okresie zimowym uch wody zanika całkowicie, następuje natomiast gromadzenie śniegu, który spływa z wodami wiosennymi. W czynnym okresie hydrologicznym 1979/1980 trwającym zaledwie 151 dni, występowały typowe – aczkolwiek krótkie – cztery sezony hydrologiczne (ryc. 22). Długość ich trwania wynosiła od miesiąca (zima) do półtora (lato). Cyrkulacja wód rozpoczynała się w czerwcu (25.06. 1979r. i 02.06. 1980 r.), a ustawała w końcu października (31.10. 1979r.).



Ryc. 21. Szkic zlewni Fuglebekken: — — — granice zlewni; 1, 2, 3, 4 – profile hydrometryczne (1 i 2 z limnigrafem, 2 – stacja terenowa) (Pulina 1986) Laboratorium terenowe czynne od 1989 roku (nr 2). Położone na wyższym wale burzowym (z jądrem lodowym) na wysokości 8 m n.p.m., zamykającym zlewnię potoku Fuglebekken.

Charakterystyka hydro-morfologiczna zlewni, profile hydrometryczne (ryc. 22).

• Uwagi o hydrologii zlewni polarnych

W zlewniach zlodowaconych Spitsbergenu ruch wody odbywa się przez cały rok. W sezonie zimowym obejmuje on tylko wnętrze lodowca, a wody wypływające w tym czasie na przedpole lodowców kończących się na lądzie zamarzają, tworząc pokrywy lodu nalodziowego. Z lodowców wpływających do fiordów wody wypływają przez cały rok. Natomiast zlewnie niezlodowacone czynne są zaledwie przez około 5 miesięcy w roku. W pozostałych miesiącach następuje gromadzenie zapasów wody w śniegu, zmarzlinie i lodzie nalodziowym pochodzącym z opadów deszczowych.

W ciągu krótkiego okresu letniego występują trzy wyraźne sezony hydrologiczne: wiosenny, letni i jesienny. Trwają one około 5 miesięcy w zlewniach niezlodowaconych i około 6 miesięcy w zlewniach zlodowaconych typu Werenskiolda. Wiosna hydrologiczna zaczyna się na przełomie maja i czerwca, wcześniej w zlewniach zlodowaconych niż w wolnych od lodu lodowcowego. W zlewniach niezlodowaconych sezon zimowy nastaje już na przełomie września i października, a w zlewniach lodowcowych jest on przesunięty o dwa miesiące i przypada na drugą połowę listopada. Interesujący jest fakt wystąpienia w zlewni niezlodowaconej sezonu zimowego, który trwa około miesiąca i kończy się w momencie ustania ruchu wody w zlewni, co ma miejsce pod koniec października. Natomiast hydrologiczny sezon zimowy w zlewni zlodowaconej obejmuje cały okres termicznej zimy polarnej.

Stwierdzono istotne różnice pomiędzy analizowanymi zlewniami w mechanizmie krążenia wód oraz w występowaniu genetycznych typów wód. Zlewnia niezlodowacona posiada stosunkowo prosty system hydrologiczny. Jest ona zasilana niemal wyłącznie przez wody atmosferyczne i w niewielkim stopniu przez wody pochodzące ze strefy czynnej zmarzliny i z wieloletnich śniegów. Najwięcej wody pochodzi z topnienia śniegów zimowych (80% opadów atmosferycznych), które spływają gwałtownie na wiosnę. W sezonie letnim odpływają wody ze zmarzliny, których udział jest słabo zauważalny w latach o dużych opadach deszczowych. Natomiast w sezonie jesiennym zauważa się wyraźną retencję wód w strefę czynną zmarzliny. W hydrologicznym sezonie zimowym, po zamarzniętej powierzchni gruntu, spływają wody opadów deszczowych. Zlewnie zlodowacone charakteryzują się skomplikowanym systemem hydrologicznym. Obok wód typowych dla zlewni niezlodowaconej, krążą wody pochodzące z topnienia lodu lodowcowego i lodu nalodziowego oraz lodu występującego w kanałach lodowcowych. Ponadto w tej zlewni, obok krążenia powierzchniowego wód ma miejsce cyrkulacja podziemna. Mechanizm hydrologiczny zlewni zlodowaconej jest porównywalny ze zlewniami krasowymi. Należy podkreślić fakt, że badanie składy chemicznego i izotopowego wód ułatwia wyróżnienie poszczególnych typów genetycznych wód krążących w zlewniach polarnych, szczególnie w skomplikowanych zlewniach lodowcowych.

Bilans wodny zlewni polarnej jest bezpośrednio zależny od typu krajobrazowego, w którym zlewnia występuje. W zlewni niezlodowaconej, ale objętej wieloletnia zmarzliną, bilans wodny jest zrównoważony. Zwraca jednakże uwagę duża ilość wód krążących w krótkim, bo zaledwie 5-miesięcznym roku hydrologicznym. Wynosiła ona na SW Spitsbergenie ponad 800 mm. Natomiast w zlodowaconej zlewni polarnej, ze względu na głęboką recesję w jakiej znajdują się lodowce spitsbergeńskie, bilans jest ujemny. Do strat obok niewielkiego parowania, dochodzą wody z top-nienia lodu lodowcowego. Udział tych wód jest tak znaczny (1/3 całości odpływu), że nie pozostaje gołosłownym twierdzenie, iż zlewnie zlodowacone Spitsbergenu żyją kosztem topniejących lodow-ców. Skutkiem tego w zlewniach tych krążą ogromne ilości wód oceniane na 1900 mm w ciągu ro-ku. Blisko 85% tych wód odpływa na wiosnę i w lecie. Dlatego też w zlewni zlodowaconej wiosna i lato, a w zlewni niezlodowaconej wiosna, są sezonami o największym dynamizmie odpływu i procesów geomorfologicznych.



ii. Morena boczna lodowca Hansa

Andrzej Karczewski, Grzegorz Rachlewicz

Lodowiec Hansa (77^o 05' N, 15^o 38' E) jest lodowcem wyprowadzającym (outlet glacier), o złożonym basenie akumulacyjnym, z wieloma bocznymi lodowcami doprowadzającymi masy lodu do głównego strumienia. Jego charakterystyka termiczna jest złożona, a w ruchu dominuje ślizg denny (Jania 1988).

Maksymalny zarejestrowany w części lądowej zasięg lodowca jest wyznaczony wałem lodowo-morenowym, którego pozycja jako wyznacznikowa dla zasięgu lodowca została zarejestrowana w roku 1936. Struktura tego wału ukazuje miąższą warstwę reliktowego lodu lodowcowego przekraczającą prawdopodobnie 20 m pokrytą płaszczem morenowym o grubości przekraczającej zaledwie do 1,0 m. Poza krawędzią tej formy rozpościera się powierzchnia akumulacyjna Fuglebergsletta, o bardzo niewyraźnych, zdegradowanych cechach rzeźby lodowcowej. Lokalizacja wału lodowo-morenowego, który był omijany przez główny strumień lodowy wychodzący w morze daleko w kierunku południowym nie spowodowała wykształcenia miąższej pokrywy morenowej w jego kulminacji. Drugą strefą ubogiego inwentarza osadów glacjalnych jest końcowa część Półwyspu Baranowskiego z bardzo wyraźnie zaznaczonymi śladami działalności egzaracyjnej lodu, ukierunkowanego strukturalnie odpływu subglacjalnego i form moreny dennej.



Ryc. 23. Zasięg czoła Hansa w latach 1972-2000 na podstawie zdjęć ze szczytu Fugleberget (568,7 m n.p.m.); odległości zdeformowane ze względu na skośność ujęć

Kierunek przebiegu poszczególnych elementów wykazuje dwie różne orientacje. Rysy lodowcowe i osie morfologiczne form fluted zawierają się w sektorze SSW, podczas gdy przebieg jednostek podłoża zbudowanego z amfibolitów, kwarcytów i łupków (Manecki i in. 1993) w obrębie proterozoicznych grup Isbjornhamna i Eimfjellet (Birkenmajer 1990) ma kierunek SSE. Na wysokości poziomu morza, gdzie przekraczający tę część fiordu lodowiec oparł się o skały półwyspu doszło także do subglacjalnej akumulacji glacifluwialnej, zaznaczającej się w obecnej rzeźbie formą szczelinową zbudowaną z wyraźnie warstwowanych piasków i żwirów.

Najbogatszy inwentarz form i osadów glacigenicznych został wykształcony w centralnej części strefy marginalnej, w obrębie depresji podłoża skał litych wypreparowanej w łupkach i amfibolitach pomiędzy wałem moreny bocznej a wychodniami skalnymi w osi Półwyspu Baranowskiego. Okres tworzenia tej strefy zawiera się w udokumentowanym obserwacjami czasie 1972-1998. Dokładna dokumentacja dotyczy przede wszystkim okresu 1996-1998. Poszczególne pozycje zasięgu krawędzi czystego lodu łącznie z obserwacjami jego ablacji i sposobami wytapiania masy mineralnej z lodu lodowcowego dały dobry materiał do interpretacji sposobu depozycji glin morenowych. Depozycja ta zachodzi na litym podłożu bądź na lodzie pasywnym i martwym. Zróżnicowanie litofacjalne osadów w tym obszarze wyraża się następującymi wydzieleniami:

- 1. bazalna glina morenowa rozłożona płatami w brzeżnej (najniższej) części strefy;
- 2. glina morenowa wytopiskowa *in situ* na podłożu mineralnym, uwidoczniona w miejscach zmiany nachylenia stoku dolodowcowego;
- 3. glina spływowa na podłożu mineralnym odłożona jako utrwalone formy lobowe. o wyraźnym ukierunkowaniu grawitacyjnym;
- 4. pokrywa supraglacjalna na płatach i bryłach martwego lodu o dużym zróżnicowaniu morfologii powierzchni, jak i miąższości do ponad 150 cm;
- 5. silnie przesycona wodą, mało stabilna pokrywa supraglacjalna na płatach lodu pasywnego, o miąższości do 40 cm;
- 6. mocno przepojona wodą glina spływowa na podłożu lodowym w formie kolejnych generacji nachodzących na siebie jęzorów spływowych;
- bruk erozyjny korytowych i pozakorytowych form przemycia moreny dennej i ablacyjnej;
- 8. osady piaszczysto-żwirowo-kamieniste fluwioglacjalnej akumulacji korytowej i pozakorytowej w postaci efemerycznych łach o małej miąższości;
- 9. osady piaszczysto-żwirowo-kamieniste form szczelinowych w miejscach kanałowego lub szczelinowego ukierunkowania odpływu wód roztopowych;
- 10. osady drobnoklastyczne marginalnych zbiorników zastoiskowych o zmiennym poziomie wody;
- 11. płaty osadów mułkowych w obrębie strefy degradacyjnej lodu martwego powstałych w wyniku spływu wód ablacyjnych



Ryc. 24. Pokrywy osadowe południowo-zachodniego przedpola lodowca Hans w 1998 roku

1 – pokrywa morenowa wałów lodowo-morenowych, 2 – supraglacjalne osady morenowe na lodzie martwym, 3 – glina bazalna na litym podłożu, 4 – uwodnio-ne pokrywy supraglacjalne na lodzie pasywnym, 5 – piaski i żwiry glacifluwialne, 6 – osady zastoiskowe wód glacjalnych, 7a – wychodnie skał litych, 7b – morena walikowa, 8 - lodowiec

iii. Lodowiec Gås i jego przedpole

Andrzej Karczewski

Jedynym lodowcem z południowego brzegu fiordu Hornsund, który kończy się na lądzie, jest lodowiec Gås. Omawiany lodowiec wraz z przedpolem zwanym Gåshamnöyra położony jest pomiędzy masywami górskimi Tsjebysjovfjellet a Wurmbrandegga. Równina Gåshamnöyra to rozległa powierzchnia sandru ekstramarginalnego modyfikowana w wielu miejscach degradacją pokryw nalodzia, występującego przede wszystkim w osi równiny.

Szeroka strefa w postaci lobu czołowych wałów lodowo-morenowych o wysokości względnej do 60 m (część E) i 30 - 40 m (część W) obejmuje trzy cięgi. Materiał morenowy pokrywający lód reliktowy jest gruboziarnisty, kamienisty o miąższości do 1,5 m.



W części środkowej lobu, w przełomie rzeki proglacjalnej znajduje się trzysegmentowy stożek fluwioglacjalny przejściowy. Zbudowany z drobnookruchowego materiału ze znacznymi śladami obróbki w środowisku wodnym. Szerokość całej strefy czołowych wałów i stożka wynosi około 500 m. Osady stożka przejściowego pokrywają warstwę lodu nalodziowego (J. Cegła, S. Kozarski 1974, E. Wiśniewski, A. Karczewski 1978), co ostatnio było podważone przez P. Kłysza (1982).

Wały moren bocznych lepiej rozwinięte są po stronie wschodniej i prezentują formy dochodzące do kilkudziesięciu metrów wysokości.

Pomiędzy strefą czołowych wałów lodowo-morenowych a współczesną strefą lodowca zalegają bardzo wyraźne i o znacznych powierzchniach dwa marginalne poziomy sandrowe. Niższy, całkowicie położony na lodzie reliktowym, wyższy- szczególnie w części dystalnej zalega na morenie dennej.

Strefa brzeżna lodowca pokryta jest bardzo grubą i zwartą warstwą materiału morenowego, supraglacjalnego.

iv. Badania przyrodnicze w zlewniach otoczenia Hornsundu

Marian Pulina, Maciej Burzyk

W kilku zlewniach położonych w rejonie Fiordu Hornsund (zlewnia lodowca Werenskiolda, lodowca Nordfall, zlewnie Fuglebekken i Brattegg oraz zlewnie krasowe Sofiekammen i Tsjebysjovfjellet) zostały przeprowadzone badania hydrologiczne i hydrochemiczne wraz z rejestracją odpływu wód, które były zsynchronizowane z pomiarami meteorologicznymi prowadzonymi w staciach stałych i terenowych. W dolinie lodowca Werenskiolda oraz w zlewni Fuglebekken realizowano bogaty program pomocniczy, taki jak prace topograficzne i pomiary radarowe, celem określenia miąższości lodowców (Czajkowski, 1981). Pracom tym towarzyszyły badania geomorfologiczne i alaciologiczne, a nawet sportowa penetracia szczelin i jaskiń lodowych. Niejako uzupełnieniem badań w zlewniach były prace porównawcze prowadzone na lodowcach Hans, Torell i na Plateau Amundsena oraz badania hydrochemiczne obszarów krasowych Rasstupet i Hilmarfjellet. Zlewnia Fuglebekken ze względu na swą specyfikę i bliskość położenia w stosunku do Polskiej Stacji Polarnej była również miejscem badań eksperymentalnych dotyczących procesów biologicznych (Klekowski, Opaliński 1984; Dubiel, Olech 1992), badań w zakresie zanieczyszczenia środowiska i antropopresji (Krzyszowska 1986) oraz całego szeregu badań ekologicznych (Konarzewski, Taylor 1989; Fischer 1990; Czajkowska 1992; Stempniewicz 1992; Fischer, Skiba 1993) klimatycznych (stacja terenowa przy jeziorze "Fugle"), pomiarów zmian temperatury gruntu w obszarze wiecznej zmarzliny (Głowacki, Pulina, Wach 1990; Migała 1991; Kamiński, Wach 1993). Szczególna uwage skierowano na badania hydrologiczne i hydrochemiczne wód (Pulina, Krawczyk, Pereyma 1984) w tym również wód opadowych (Burzyk, Burzyk, Głowacki 2001; Krawczyk Głowacki, Niedźwiedź 2002) (rejestracja i pomiary w ramach programu środowiskowego Polskiej Stacji Polarnej), a ostatnio na badania procesów wydzielania biogenicznego CO₂ i jego wpływu na denudację chemiczną (Pulina, Burzyk 2002; Pulina, Burzyk, Burzyk 2003).

Stanowisko rejestracji i pomiarów czynnej warstwy zmarzliny (ryc. 26) oraz formy segregacji mrozowej.

Elementy meteorologiczne – stacja przy laboratorium terenowym – dane porównywane ze stacją polarną. Dane meteorologiczne ze stacji polarnej – regularne, nieprzerwane obserwacje od 1978 r. (ryc. 27) wykorzystywane są do interpretacji wyników różnych badań (ryc. 28).

Bilans denudacji chemicznej i pomiary biogenicznego CO₂ (ryc. 29 i 30).







Ryc. 27. Temperatura powietrza (średnie roczne) i opady (średnie roczne) zanotowane w Polskiej Stacji Polarnej na północnym wybrzeżu Fiordu Hornsund w latach 1979-2001 (Roczniki Meteorologiczne Hornsund 1979-2001)



Ryc. 28. Krzywa przepływu (Q) na tle elementów meteorologicznych (temperatura powietrza i opad – średnie dobowe) w zlewni Fuglebekken w okresie lipiec wrzesień 2001 roku (Pulina, Burzyk, 2002)



Ryc. 30. Wielkość "wolnego" CO₂ i CaCO₃ transportowana w wodach odwadniających zlewnię Fuglebekken (w sezonach letnich 1998 i 2001 roku) (Pulina, Burzyk, Burzyk 2003)

v. Lodowce otoczenia Hornsundu

Jacek Jania¹⁾, Piotr Głowack²⁾, Elżbieta Bukowska-Jania¹⁾, Leszek Kolondra¹⁾, Zbigniew Perski¹⁾, Marian Pulina¹⁾, Agnieszka M. Piechota¹, Joanna Szafraniec¹⁾, Wojciech Dobiński¹⁾, Bogumiła A. Piwowar¹⁾

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec
Instytut Geofizyki PAN, Warszawa

• Zlodowacenie Południowego Spitsbergenu i rejonu Hornsundu

W basenie glacjalnym Hornsundu (ryc. 31) występuje wiele lodowców różnej wielkości, kilku typów morfologicznych, a zapewne także termicznych (Jania, 1988a). Obszar ten stanowi część Południowego Spitsbergenu, wyróżnionego w inwentarzu lodowców Svalbardu (Hagen i in., 1993).



Ryc. 31. Lodowce basenu glacjalnego Hornsundu. Gwiazdkami oznaczono lodowce szarżujące

Stopień zlodowacenia Południowego Spitsbergenu (68,1 %) obliczony przez Hagena i in. (1993) jest większy niż dla wyspy Spitsbergen (55 %), czy nawet całego archipelagu Svalbard (59%), mimo że nie występują tutaj rozległe czapy lodowe (lodowce pokrywowe). Zatem jest to

najszerzej zlodowacony obszar na Spitsbergenie i trzeci pod względem intensywności zlodowacenia po małej wyspie Kvitøya – 99% (NE Svalbard) i Nordaustalndet (75%). Dla basenu glacjalnego Hornsundu stopień pokrycia lodowcami określono na 70% (Jania, 1988b). Należy wziąć pod uwagę, iż dane Hagena i in. (1993) oraz Jani (1988a, 1988b) bazują na mapach z 1936 roku, uaktualnianych na podstawie nowszych zdjęć lotniczych z lat sześćdziesiątych oraz innych danych. W związku z wyraźną recesją zdecydowanej większości lodowców podane powyżej wartości ulegają zmniejszeniu. Dla Hornsundu obniżenie proporcji pomiędzy obszarem zajętym przez lodowce, a lądem niezlodowaconym nie było drastyczne, gdyż większość dużych lodowców uchodzi do morza (ryc. 31) i w efekcie recesji powiększa się fiord. Można zatem stwierdzić, iż otoczenie Hornsundu nadal należy do najbardziej zlodowaconych obszarów Svalbardu. Wykaz większych lodowców Hornsundu przedstawiono w tabeli 1, z uwzględnieniem zmian ich powierzchni.

210061								
	Pole powierzchni (km²)							
Nazwa lodowca	1026	1936 (Hagen et.al. 1993)**	Analiza porównawcza z danymi ERS-2 SAR					
	(Jania 1988)*		Baseny gla- cjalne (Jania 1988) [#] 1936	Baseny gla- cjalne (ERS-2 SAR) ^{##} 2000	Różnica (ubytek powierzchni) 1936-2000			
Hansbreen	72,8	64,0	87,9	86,4	1,5			
Paierlbreen	104,0	112,0	124,8	119,4	5,4			
Muhlbacherbreen	62,1	56,6	71,2	65,3	5,9			
Kvalfangerbreen	15,0	14,0	18,2	17,8	0,4			
Wiberbreen	6,7	5,4	8,4	7,8	0,6			
Hyrnebreen	6,2	6,0	13,9	12,5	1,4			
Storbreen	255,2	238,0	297,3	268,2	29,1			
Hornbreen	268,0	179,0	304,6	276,7	27,9			
Mendelejevbreen	50,5	45,0	69,9	63,2	6,7			
Chomjakovbreen	16,9	15,0	22,9	20,5	2,4			
Smarinbreen	107,5	81,0	128,7	119,4	9,3			
Petersbreen	2,3	2,2	4,0	3,9	0,1			
Korberbreen	10,5	11,4	14,5	13,8	0,7			

Tab. 1. Powierzchnia ważniejszych lodowców uchodzących do Hornsundu na podstawie różnych

* na podstawie Jani (1988)

** na podstawie Hagena i in. (1993)

całkowita powierzchnia basenów glacjalnych wg podziału Jani (1988). Obliczenia w systemie informacji geograficznej GRASS 5.0.1. Uwaga: w obliczeniach nie uwzględniono nunataków i moren występujących wewnątrz basenów.

całkowita powierzchnia basenów glacjalnych wg podziału Jani (1988) z uwzględnieniem położenia czoła lodowców wg stanu na 1999 i 2000 r. Czoła lodowców zinterpretowano na podstawie satelitarnych obrazów mikrofalowych typu SAR z satelity ERS-2 zarejestrowanych w 1999 i 2000 roku.

Warunki topograficzne zlodowacenia rejonu Hornsundu są mniej korzystne niż innych obszarów archipelagu. Wysokości bezwzględne obszarów, na których może następować akumulacja śniegu (terenów płaskich lub nieznacznie nachylonych) przekraczają nieznacznie 700 m n.p.m. (Amundsenisen), podczas gdy np. powierzchnia Lomonosovfonna leży powyżej 1100 m n.p.m. Pojedyncze szczyty i pasma górskie w otoczeniu Hornsundu sięgają znacznie wyżej (Hornsundtind, 1415 m n.p.m.), jednakże są zbyt strome by zachodziła na nich akumulacja śniegu prowadząca do powstania dużych mas lodowych. Na ich stokach występują tylko małe, bardzo strome lodowce fartuchowe (stokowe).

Biorąc pod uwagę tylko wysokości podłoża skalnego lodowców, poznanego dzięki sondowaniom radarowym z powietrza (Dowdeswell i in., 1984; Macheret, Zhuravlev, 1985) oraz z powierzchni lodu (Glazovsky i in., 1992; Moore i in., 1999; Pälli i in., 2003), okazuje się, iż znaczna jego część w obrębie pól akumulacyjnych leży nisko (do 100 - 200 m n.p.m.) lub nawet poniżej poziomu morza (por. ryc. 51). Oznacza to, iż rozwój zlodowacenia w obserwowanym obecnie zasięgu następował w innych, bardziej sprzyjającym lodowcom, warunkach klimatycznych. Można za-
tem stwierdzić, iż obecne zlodowacenie jest rodzajem "aktywnej" glacjologicznie pozostałości chłodnego okresu małej epoki lodowej.

Pod względem morfologicznym lodowce Hornsundu można sklasyfikować jako dolinne (np. Körberbreen, Mühlbacherbreen, Gåsbreen), wyprowadzające (np. Paierlbreen, Hornbreen) i górskie – cyrkowe (np. Nigerbreen, Sofiebreen). W basenie glacjalnym Hornsundu występuje 29 lodowców, z czego 10 to lodowce górskie, a 14 jest lodowcami dolinnymi (8 z nich uchodzi do morza), zaś lodowców wyprowadzających (wypływowych), które są największe, występuje 5. Wszystkie z tych ostatnich kończą się w morzu. Niektóre lodowce, ze względu na postępujące obniżanie ich powierzchni w wyniku procesów dynamicznych i ablacji, znajdują się pomiędzy wymienionymi typami klasyfikacji World Glacier Monitoring Service (Haeberli i in., 1989). Do nich należy Hansbreen, który dzielił część pola akumulacyjnego z Paierlbreen. Jednakże w wyniku szarży tego ostatniego jego morfologia zbliża go do lodowców typu dolinnego z powodu wyraźniejszego odseparowania obu mas lodowych w rejonie Kvitungisen.

Morfologia i układ przestrzenny pól akumulacyjnych oraz jęzorów lodowców Hornsundu, ale także Południowego Spitsbergenu wyraźnie nawiązuje do rzeźby preglacjalnej, w znacznej mierze uwarunkowanej strukturą geologiczną podłoża. Potwierdza to analiza orientacji lodowców i głównych linii geologicznych tego obszaru (ryc. 32). Oznacza to, iż współcześnie, przy obecnym stopniu zlodowacenia wpływ czynnika klimatycznego na morfologię lodowców jest mniej istotny niż czynnika topograficznego.





Zróżnicowanie klimatu odzwierciedla się na linii zachód-wschód. Intensywność zlodowacenia wzrasta w kierunku wschodnim, w związku ze zwiększonymi opadami śniegu i najprawdopodobniej niższymi temperaturami sezonów ablacji.

Szczególnym rodzajem lodowców są lodowce gruzowe. Lodowiec gruzowy zbudowany jest z niewysortowanego, ostrokrawędzistego gruzu. Ma on kształt jęzora lodowcowego, gdy umieszczony jest w dolinie lub cyrku, albo lobu przylegającego do stoku. Posiada strome czoło, o nachyleniu $38^{\circ} - 55^{\circ}$, na którym najłatwiej zaobserwować oznaki ruchu, gdy forma jest aktywna. Lodowiec gruzowy składa się z mieszaniny lodowo-gruzowej, w której lód może być dwojakiego rodzaju: cementujący lód wewnętrzny lub masywny rdzeń lodowy. Na jego pofałdowanej powierzchni występują na zmianę rowy i grzbiety, które są wynikiem ruchu lodowca gruzowego. Są one zazwyczaj łukowato wygięte w kierunku ruchu. Zawartość lodu w tych formach określana jest na 30 - 77% (Barsch 1977). Jest to forma akumulacji zwietrzeliny i tworzy się w strefie występowania wieloletniej zmarzliny, pod stokami skalnymi i w dolinach górskich. Może być także efektem deglacjacji arealnej lodowców górskich będących w fazie ostatecznego zaniku oraz procesów mrozowych występujących w wielkiej masie różnofrakcyjnego materiału zwietrzelinowego pochodzącego ze stoku. W wyniku ocieplenia klimatycznego i wytopienia lodu wewnętrznego ruch lodowca gruzowego ustaje i forma ulega fosylizacji. Na Spitsbergenie formy te były różnie nazywane: morena podstokowa, morena niwalna, jęzor rumowiskowy, lodowiec rumoszowy (por. Birkenmajer, 1982; Karczewski i in., 1981, i in.). Nazwy te mogą odzwierciedlać także pewne różnice w genezie poszczególnych opisywanych obiektów.

Generalnie biorąc, w okolicy fiordu Hornsund występują obydwa główne typy genetyczne lodowców gruzowych. Klasyfikacja genetyczna wiąże się mocno z ich morfologią. Formy kształtu lobowego, cementowane lodem wewnętrznym, nazywane są z powodu swojego występowania podstokowymi, piargowymi lub prawdziwymi (klasycznymi) lodowcami gruzowymi. Łączone są one genetycznie z peryglacjalnymi warunkami formowania. Występują szczególnie licznie na podniesionych terasach nadmorskich okolic Hornsundu. Natomiast lodowce gruzowe w kształcie jęzora, inaczej – dolinne lub cyrkowe, zawierające rdzeń lodowy (lodowcowy), kojarzone są z tworzeniem przy udziale lodowca, i z formą deglacjacji tego samego rodzaju co morena (Walley 1983). Formy takie zaobserwowano m in. w Revdalen pod Birkenmajerkammen, w masywie Tonefjellet, nieopodal Werenskioldbreen.

W rejonie Hornsundu lodowce gruzowe typu peryglacjalnego licznie występują na kontakcie stoków z podniesionymi terasami morskimi między innymi pod Jens Erikfjellet, Rotjesfjellet, Gullik-senfjellet, Trulsenfjellet, Torbjornsenfjellet. Datowanie radiometryczne określa ich wiek między 9440 (\pm 230) lat – 7100 (\pm 90) lat. Nazywane one były przez różnych autorów wałami podstokowymi, wałami morenowymi, "talus moraines", a ich geneza wiązana była z deglacjacją tego obszaru. (Jahn 1959, Szupryczyński 1963, Horwath 1981 Birkenmajer 1982 i inni). Glacjalne lodowce gruzowe obserwowane były przez Dobińskiego (1994) w rejonie Revdalen na zanikających lodow-czykach Eimfjellbreane, Skalfiellbreen, Skalfielldalbreen oraz w górnych partiach Tonedalen.

Lodowce gruzowe obydwu typów pełnią rolę swoistego pośrednika pomiędzy rzeźbą dziedziny glacjalnej i peryglacjalnej, w swej genezie nawiązując zarówno do jednej jak i drugiej dziedziny. Jeśli zgodzimy się z opinią, że wieloletnia zmarzlina jako pojęcie czysto fizyczne może odnosić się również do obydwu tych dziedzin, można postawić tezę, że lodowce gruzowe są pewnym szczególnym efektem aktywności permafrostu na styku tych dziedzin.

Geomorfologię przedpoli lodowców, a także obszarów niezlodowaconych otoczenia Hornsundu przedstawia mapa Karczewskiego i in. (1984) z komentarzem, dlatego problematyka ta nie jest tutaj szczegółowo omawiana. Wspominane są jedynie niektóre nowsze badania niektórych geomorfologicznych procesów glacjalnych.

• Bilans masy lodowców

Obserwacje bilansu masy prowadzone są systematycznie na Hansbreen od roku 1988/1989. Jest to jeden z niewielu lodowców Arktyki, na których prowadzone są takie badania (Jania, Hagen, 1996). Dla niektórych sezonów letnich jednakże brak danych. Wykonywane były także pomiary bilansu masy na Werenskioldbreen w niektórych latach. Dla innych lodowców regionu określana była tylko wysokość linii równowagi bilansowej (ELA – *equilibrium line altitude*) na podstawie analizy zdjęć lotniczych z końca okresu ablacji oraz obrazów satelitarnych. Pozwalają one tylko na przybliżone określenie średniej wysokości ELA. Wysokości te obniżają się od ok. 450 m n.p.m. w zachodniej części obszaru do ok. 250-300 m. n.p.m. w sąsiedztwie Morza Barentsa na wschodzie (Jania, 1988b). Warto zwrócić uwagę na międzyroczne zmiany wysokości ELA na Hansbreen (por. tab. 2). Obserwacje bezpośrednie bilansu masy, jak również analiza zmian geometrii wskazują, iż wszystkie lodowce mają ujemny bilans masy w ostatnich dekadach.

• Dynamika lodowców

Pomiary ruchu lodowców w rejonie Hornsundu zapoczątkowała wyprawa niemiecka w 1938r. na Hansbreen (Pillewizer, 1939). Szersze pomiary na Werenskioldbreen i Hansbreen prowadzono w czasie III Międzynarodowego Roku Geofizycznego (Kosiba, 1960), a w latach siedemdziesiątych XX wieku kontynuowały je wyprawy "wrocławskie" (Baranowski, 1977).

Systematyczne pomiary prędkości Hansbreen zapoczątkowała wyprawa Uniwersytetu Śląskiego w 1982 r. (Jania, 1988b), a najszerzej zakrojone badania dynamiki tego lodowca realizowano w sezonach letnich 1998, 1999 i są one kontynuowane nadal (Głowacki, Puczko – niepublikowane).



Analiza pomiarów prędkości wskazuje, iż ruch w wyniku deformacji lodu (por. Jania, 1997, s. 201-215) jest mniej istotny w porównaniu z poślizgiem lodowców po podłożu. Odnosi się to do większych lodowców, natomiast małe lodowce górskie przemieszczają się bardzo powoli tylko dzięki deformacji lodu. W przypadku dużych lodowców kończących się w morzach (np. Hansbreen) poślizg po podłożu może stanowić nawet ponad 90% prędkości powierzchniowej. Tak więc na ruch "deformacyjny" przypada mniej niż 10%.

Intensywność poślizgu lodowca po podłożu zależy od ciśnienia wód podlodowcowych stanowiących "smar" na kontakcie lód – podłoże skalne (por. Jania, 1997, s. 223-228).

W lipcu 1999 roku przeprowadzono badania prędkości ruchu Hansbreen z zastosowaniem odbiorników precyzyjnych GPS. Wykonywane były także pomiary ciśnień wód podlodowcowych. Wyniki eksperymentu (ryc. 33) wyraźnie wskazują na przyspieszenie poślizgu po podłożu w wyniku wzrostu ciśnienia wód podlodowcowych w okresie intensywnego topnienia w związku z wystąpieniem wiatru fenowego (por. wys. temperatury powietrza na stacji Hornsund na ryc. 33c).

Za sezonowe oraz międzydobowe zmiany szybkości lodowców odpowiadają fluktuacje intensywności poślizgu po podłożu. Dotyczy to także lodowców kończących się na lądzie (np. Werenskioldbreen). Są one jednak mniej intensywne.

Prędkości powierzchni lodowców w rejonie Hornsundu są rzędu kilku – kilkunastu metrów na rok w przypadku lodowców kończących się na lądzie, do ponad 200 m/rok w strefach czołowych lodowców uchodzących do morza.

Specyficznym procesem dynamicznym w obrębie lodowców uchodzących do morza jest ich cielenie. Zdecydowana większość tych lodowców w rejonie Hornsundu jest wsparta o dno. W najgłębszych partiach wód przed Paierlbreen i Samarinbreen lodowce mogą częściowo nie dotykać dna fiordów ze względu na znaczne przegłębienie. Intensywność cielenia zależy od kilku czynników, z których najistotniejszym jest prędkość ruchu lodowca. W strefie ruchu tensyjnego przy czole tworzą się liczne i szerokie szczeliny w lodowcu. Jeżeli lodowiec uchodzi do głębszego akwenu, ruch tensyjny jest szybszy (redukcja tarcia o podłoże przez wypór wody).

Czynniki oceaniczne mają także ważne znaczenie. Topnienie lodu na kontakcie z wodą morską (zwłaszcza przy powierzchni wody w wyniku falowania) doprowadza do powstawania podcięcia (niszy) w klifie lodowym. Powoduje ona niestabilność klifu i jest prawdopodobnie odpowiedzialna za powstawanie zerw lodowych (ryc. 34). Według najnowszych badań z wykorzystaniem interferometrii na satelitarnych obrazach radarowych - InSAR (Jania i in., 2002) pływy morskie oddziałują na czołową część lodowca uchodzącego do morza powodując "zmęczenie materiału" w strefie występowania szczelin.

Cielenie ustaje prawie zupełnie zimą gdy ruch lodowca jest najmniejszy i występuje lód morski. Pokrywa lodowa na fiordzie tłumi działanie fal, przyczyniających się do powstawania niszy w klifie lodowym.



Ryc. 34. Przekrój podłużny przez czoło Hansbreen (skala przybliżona), obrazujący mechanizm cielenia w postaci zerw lodowych (m – topnienie podwodne). Obniżanie powierzchni w okresie od 10 do 27 sierpnia 1983 roku zmierzono fotogrametrycznie, odliczając efekt ablacji powierzchniowej (wg Jani, 1988b)

• Szarże lodowcowe

Specyficznym przejawem dynamiki lodowców jest nagłe przyśpieszenie ich ruchu (wzrost prędkości o kilka- kilkanaście razy). Powoduje ono rozbicie powierzchni przez bardzo liczne głębokie szczeliny i wyraźny, niekiedy katastrofalny (kilometry) awans czoła. Zjawisko szarży można podzielić na dwie fazy (por. Jania, 1997). W jego fazie aktywnej następuje owo wspomniane szybkie przemieszczenie wielkich mas lodu z obszaru rezerwowego ku czołu lodowca. Natomiast w fazie uspokojenia prędkość ruchu lodowca jest niewielka i postępuje intensywne topnienie niższych części zazwyczaj silnie uszczelnionego jęzora. W przypadku lodowców uchodzących do morza, szarży towarzyszy niezwykle aktywne cielenie. Fazy uspokajania oddzielają fazy aktywne, a długość cyklu szarży jest różna dla lodowców spitsbergeńskich i wynosi od kilkudziesięciu do prawdopodobnie kilkuset lat. Czas trwania fazy aktywnej szacuje się na 3 – 10 lat i jest dłuższy niż w innych obszarach gdzie notowane jest to zjawisko (Dowdeswell i in., 1991). Początek fazy aktywnej notowany jest zazwyczaj w okresie zimowym.

Zdaniem Jani (1988b) oraz Lefauconniera i Hagena (1991) zdecydowana większość dużych lodowców Svalbardu jest typu szarżującego. Na podstawie bezpośrednich doniesień o pojawieniu się fazy aktywnej, a także przesłanek pośrednich (skutki morfologiczne szarży obserwowane na zdjęciach lotniczych lub w terenie) można stwierdzić, iż prawie wszystkie większe lodowce otaczające Hornsund są typu szarżującego. Ostatnio obserwowano fazę aktywną szarży lodowców Paierlbreen (1994-1999) i Mendelejevbreen (ostatnia faza awansu czoła w zimie 2000 r. – ryc. 35, 36).



Ryc. 35. Efekt szarży Mendelejevbreen – kwiecień 2000 r. Widok na potrzaskane szczelinami klifowe czoło i wschodnią strefę ścinania (Foto: J. Jania)

W wyniku szarży uchodzący do morza Mendelejevbreen (por. ryc. 31) awansował w morze o ok. 1 km w stosunku do zasięgu czoła w 1992 roku (ryc. 36). Awans szarżujących lodowców uchodzących do morza jest zazwyczaj krótkotrwały i zależy od głębokości akwenu. Jeżeli akwen jest głęboki, to cielenie jest intensywne i awans jest szybko redukowany. W przypadku płytkiego morza awans bywa trwalszy, gdyż ablacja przez cielenie zachodzi wolno.

• Wahania czół i zmiany geometrii lodowców

Zmiany zasięgu lodowców są efektem ich bilansu masy i procesów dynamicznych, czyli ruchu przemieszczania mas lodowych z części akumulacyjnej do czoła oraz ubytku w wyniku cielenia dla lodowców uchodzących do morza. Czynniki te wpływają także na wysokości powierzchni lodowca w różnych jego częściach (grubość lodowca). W przypadku lodowców Hornsundu, podobnie jak na całym Svalbardzie notowana jest wyraźna recesja prawie wszystkich lodowców w ciągu XX wieku (ryc. 37). Wyjątkami są lodowce awansujące w wyniku szarży. Notowane jest także wyraźne obniżenie grubości lodowców. W ostatniej dekadzie XX wieku stwierdzono przyspieszenie cielenia lodowców. Szczególnie widoczne jest ono dla lodowców szarżujących, np. Paierlbreen (ryc. 38), ale także dla lodowców, które w ostatniej dekadzie nie przeszły fazy aktywnej szarży jak np. Hansbreen (ryc. 39).

W ubiegłym stuleciu fiord Hornsund powiększał się co roku średnio o ok. 1 km. kw., w wyniku wycofywania się lodowców uchodzących do morza. Warto zwrócić uwagę, iż wyraźniejszej recesji niż lodowce kończące się na lądzie ulegają lodowce uchodzące do morza gdzie zachodzi dodatkowa ablacja przez cielenie. Można powiedzieć, iż lodowce południowego Spitsbergenu, podobnie jak całej wyspy uległy wyraźnej recesji przestrzennej i zmniejszeniu objętości mas lodowych w ciągu XX wieku, a w ostatnich dwóch dekadach proces ten uległ przyspieszeniu, zapewne w związku z ociepleniem klimatu.



Ryc. 36. Zmiany zasięgu czoła Mendelejevbreen w wyniku szarży. Zaznaczono boczne strefy ścinania – granice szybkiego ruchu w obrębie jęzora



Ryc. 37. Zmiany zasięgu lodowców Hornsundu w XX wieku wg Jani (1988b) oraz Perskiego (opracowanie obrazów ERS – SAR)





Ryc. 39. Zmiany grubości Hansbreen w profilu podłużnym strefy ablacyjnej.

• Struktura hydro-termiczna i drenaż lodowców

Lodowce typu subpolarnego (politermalnego) są charakterystyczne dla rejonu Hornsundu, podobnie jak dla całego Svalbardu. Był to obszar klasycznych badań termiki i drenażu lodowcowego prowadzonych przez Baranowskiego (1977). Wyróżniającą cechą struktury termicznej tych lodowców jest występowanie w strefie ablacji warstwy "zimnego" lodu (w temperaturze wyraźnie poniżej punktu topnienia pod ciśnieniem) ponad lodem "umiarkowanym" (w temperaturze topnienia pod ciśnieniem), który sięga do dna (ryc. 40). Firn i lód strefy akumulacyjnej znajdują się w całości w temperaturze topnienia lodu pod ciśnieniem (por. Paterson, 1994; Jania, 1997, s. 159-162).



Ryc. 40. Struktura termiczna Hansbreen wzdłuż przekroju podłużnego opracowana na podstawie wierceń i radiosondowań (wg Jani i in., 1996).
1 – podłoże lodowca, 2 – powierzchnia lodowca w 1936r., 3 – powierzchnia lodowca w 1989r., 4 – wewnątrzlodowcowe odbicia fal radarowych niskiej częstotliwości w czasie sondowań (LF RES) w kwietniu 1989r., 5 – przebieg granicy pomiędzy lodem zimnym a umiarkowanym (izoterma topnienia), 6 – wewnątrzlodowcowa powierzchnia odbicia fal radarowych w czasie sondowania z użyciem wysokiej częstotliwości (UHF RES) w lipcu 1979r. ze śmigłowca, 7 – lokalizacja stanowisk pomiaru temperatury lodu, 8 – otwory wiertnicze z termometrami oporowymi.

Nowsze badania na lodowcu Hansbreen (i innych w regionie) wskazują, iż powierzchniowa warstwa zimnego lodu jest cieńsza, a ujemne temperatury lodu są wyższe od spodziewanych na podstawie danych klimatycznych (Jania i in. 1996). Jest to prawdopodobnie skutek ocieplenia klimatycznego (m. in. wzmożona ablacja powierzchniowa).

Termika pól firnowych jest skutkiem występowania na nich strefy śniegu mokrego w czasie lata i wyraźnej perkolacji wód roztopowych w głąb warstw firnu. Zamarzanie tych wód oddaje utajone ciepło krzepnięcia otaczającym masom firnu i niweluje w ten sposób zimowe wyziębienie ich górnych warstw. Fakt, iż zimowe opady śniegu zawierają znaczne ilości soli pochodzących ze sprayu morskiego powoduje zamarzanie wody w temperaturach ujemnych, a więc większą perkolację. Brak możliwości przesiąkania w głąb niebieskiego lodu w strefie ablacji umożliwia narastanie i utrzymywanie się powierzchniowej warstwy lodu zimnego. Wody roztopowe w tej strefie podlegają spływowi powierzchniowemu i rzekami subglacjalnymi, a także przedostają się studniami lodowcowymi w głąb i na dno lodowca.

O ile w strefie akumulacji rozległe i słabo nachylone lodowce spitsbergeńskie zawierają wodę w postaci rozproszonej, o tyle w strefie ablacji zazwyczaj dominuje przepływ skoncentrowany w tunelach in- i subglacjalnych. Od obu typowych schematów występują wyjątki. W obrębie pola Amundsenisen w wierceniu rdzeniowym w 1980 roku stwierdzono poziomy wodonośne na głębo-kościach rzędu 180 i 340 m, która znajdowała się w połączonych ze sobą kanałach o średnicy 0,5 – 1 cm w otoczeniu warstw grubokrystalicznego lodu (Kotliakov, 1985).

W podłożu lodowców, tak w stanie akumulacji jak i ablacji, może następować przepływ powolny systemem połączonych odspojeń (linked cavity). W przypadku intensywnego topnienia powierzchniowego i dostawy wód do podłoża, jęzor lodowcowy może spoczywać na czymś w rodzaju poduszki wodnej, która redukuje tarcie o podłoże i powoduje wzrost prędkości ślizgu dennego (por. ryc. 33). Tego typu zjawisko na wielką skalę może być przyczyną wyzwolenia szarży lodowcowej (fazy aktywnej). W fazie uspokojenia szarży w lodowcach występuje dobrze zdefiniowany system drenażu tunelowego.



Ryc. 41. Plan i przekrój studni lodowcowej pod Eimfjellet sięgającej dna Werenskioldbreen (wg Puliny i Rehaka, 1991). Jaskinia lodowcowa kaskadami schodzi w dół zgodnie z kierunkiem ruchu lodowca.



Ryc. 42. Pola nalodziowe na przedpolu Werenskioldbreen. Na pierwszym planie "Nalodź Wrocławska" – W (Foto: E. Bukowska-Jania - lipiec 1999r.)

W lodowcach rejonu Hornsundu stwierdzono występowanie jednego lub kilku subglacjalnych tuneli drenażowych typu R (Rothlisberger channel) – półkolisty tunel w lodzie (Paterson, 1994). Zazwyczaj towarzyszą im dwa kanały lateralne (Pulina, 1984) przebiegające blisko stoków doliny. Spośród kanałów inglacjalnych najczęstsze są studnie lodowcowe (ryc. 41). Ze względu na zaciskanie tuneli subglacjalnych przez nadległy lód w okresie zimy, po ustaniu turbulentnych przepływów wód roztopowych, wody długiego krążenia (perkolacji) są retencjonowane w podłożu lodowca i po osiągnięciu odpowiedniego ciśnienia uwalniane zimą. Zamarzają one na przedpolach lodowców lądowych i w strefach bocznych lodowców uchodzących do morza, tworząc pola nalodzi (ryc. 42).

Nalodzia lodowcowe występują powszechnie na Svalbardzie (Bukowska–Jania, 2003), zwłaszcza w obszarach gdzie lodowce kończą się na lądzie (środkowy Spitsbergen). W rejonie Hornsundu stwierdzono je tylko przed lodowcami Werenskioldbreen, Nannbreen, Torellbreen (lateralne), Hansbreen (lateralne), Gåsbreen i Hornbreen (lateralne). W wąskich dolinach lodowców uchodzących do morza całość letnich i zimowych wód trafia do fiordu, a ponadto brak jest miejsca na płaty nalodzi.

oModele drenażu subglacjalnego dla lodowca Hansbreen i Werenskioldbreen

Dla lepszego zrozumienia drenażu lodowców politermalnych na Svalbardzie dokonano modelowania hydrologicznego na podstawie dwóch kontrastujących lodowców (ryc. 43): Hansbreen (relatywnie płaskie podłoże; cielący się) i Werenskioldbreen (strome podłoże; zakończony na lądzie – ryc. 44).

Numeryczne modele terenu (NMT) powierzchni (ryc. 45b,d) oraz podłoża (ryc. 45a,c) lodowców sporządzono na podstawie danych uzyskanych z pomiarów radarowych w 1998 roku (Ramac GPR) oraz z pomiarów GPS-em różnicowym (1999, 2000 rok) i zdjęć fotogrametrycznych z 1990 roku.

Stworzono 3 różne warianty modeli drenażu subglacjalnego dla obu lodowców wykorzystując zależność:

$$\Phi = \rho_{v}gz_{h} + K[\rho_{i}g(z_{s} - z_{h})]$$
 (1)

gdzie: Φ - ciśnienie wody, ρ_w - gęstość wody, ρ_i - gęstość lodu, g - przyspieszenie ziemskie, z_s wysokość punktu na lodowcu z_b - wysokość punktu podłoża lodowca, X - stosunek ciśnienia wody do ciśnienia nadległego lodu (Pälli i in., 2003).

Dla zróżnicowania warunków możliwych do wystąpienia pod analizowanymi lodowcami przyjęto 3 różne wartości K (K=1, K=0.5, K=0).

W pierwszym etapie dokonano porównań NMT podłoża oraz powierzchni lodowców z rozkładem linii ekwipotencjalnych (hydroizohips) dla obydwu lodowców.

1.

K=1 ($P_w = P_i$), gdzie: P_w – ciśnienie wody, P_i – ciśnienie nadkładu lodu.

Taka zależność może mieć miejsce w zimie zwłaszcza w przegłębieniach, kiedy nie ma wystarczająco wydajnego drenażu subglacjalnego (Flowers, Clarke, 1999; Hagen i in., 2000, Pälli i in., 2003).

W tym przypadku hydroizohipsy (ryc. 46) mają przebieg zbliżony do poziomic z NMT dla powierzchni lodowców (ryc. 45b,d).

2. K=0.5 (P_w = 0.5 P_i)

Warsztaty Glacjologiczne

W lecie ciśnienie wody może spaść poniżej ciśnienia nadkładu lodu jako konsekwencja zwiększonego drenażu wywołanego przez topniejące wody pochodzące z powierzchni lodowców, które udrażniają tunelowy system drenażu.

Przy takim układzie ciśnień uwidacznia się większy wpływ topografii podłoża (niż powierzchni) na rozkład linii ekwipotencjalnych (por. ryc. 47 i ryc. 45a,c).

3.

K=0 ($P_w = P_a$) gdzie: P_a – ciśnienie atmosferyczne

System taki może funkcjonować gdy mamy do czynienia z cienkim lodowcem o stromym podłożu, a natężenie przepływu jest tak wysokie, że tempo topnienia ścian tuneli przekracza tempo zaciskania kanałów subglacjalnych.

Wpływ topografii podłoża jest w tym przypadku najbardziej widoczny (ryc. 48).



Ryc. 43. Lokalizacja lodowca Hansbreen i Werenskioldbreen. Mapę sporządzono na podstawie mapy Norwegian Polar Institute (Kystkart Svalbard 1: 200 000, arkusz B4, Bellsund) Układ współrzędnych UTM, strefa 33 X (źródło: Pälli i in., 2003)





Ryc. 44. Profil podłużny dla Hansbreen (a) i Werenskioldbreen (b). W profilu dla Werenskioldbreen występuje niewielka przerwa z brakiem danych z GPR (przerwa nie jest zaznaczona w skali szkicu). Kierunek przepływu lodowców zaznaczono czarną strzałką (źródło: Pälli i in., 2003)



Ryc. 45. Numeryczne modele terenu (NMT) powierzchni (b, d) oraz podłoża (a, c) dla Hansbreen (a, b) i Werenskioldbreen (c, d) (źródło: Pälli i in., 2003)



Ryc. 46. Rozkład linii ekwipotencjalnych przy K=1 dla A: Hansbreen i B: Werenskioldbreen (źródło: Pälli i in., 2003)



Ryc. 47. Rozkład linii ekwipotencjalnych przy K=0.5 dla A: Hansbreen i B: Werenskioldbreen (źródło: Pälli i in., 2003)



Ryc. 48. Rozkład linii ekwipotencjalnych przy K=0 dla A: Hansbreen i B: Werenskioldbreen (źródło: Pälli i in., 2003)

Do ustalenia kierunku przepływu wód subglacjalnych użyto dwóch metod D₈ i D_∞ (O'Callaghan, Mark, 1984). Pierwsza z nich określa kierunek przepływu wód przez przydzielenie go, z każdego punktu węzłowego siatki NMT, do jednego z ośmiu węzłów sąsiadujących. Wadą tej metody jest możliwość określenia tylko ośmiu kierunków (wynik dyskretyzacji). W drugiej metodzie (D_∞) kąt kierunku przepływu mierzono ze wschodu, przeciwnie do ruchu wskazówek zegara. Metoda ta podaje każdą możliwą wartość z przedziału $0-2\pi$. Obie metody wykonano dla wszystkich przypadków K dla Hansbreen i Werenskioldbreen.

Zastosowanie nowych danych o topografii powierzchni lodowca oraz wyników sondowania radarowego podłoża, pozwoliło na modelowanie układu drenażu subglacjalnego z wykorzystaniem programu TauDEM (Tarborton, Ames, 2001), dla różnych scenariuszy ciśnienia wód podlodowcowych w stosunku do nadległego lodu. Uzyskany obraz koresponduje z lokalizacją studni lodowcowych obserwowanych na powierzchni lodu (por. Pulina, Rehak, 1991).

oHansbreen

Modele drenażu subglacjalnego (zarówno dla D_8 i D_∞) wskazują na przepływ wód podlodowcowych w kierunku z NW na SE i łączą się wspólnie w części wschodniej (ryc. 49a,b) i centralnej lodowca (ryc. 49c).



Ryc. 49. Mapa drenażu lodowca Hansbreen wykonana metodą D_8 i D_∞ . a) K=1, b) K=0.5, c) K=0. Czarne kropki – studnie lodowcowe. Numerami oznaczono niektóre studnie: 1 - Baza Cave, 2 - M20, 3 - Crystal Cave, 4 - M31, 5 - MVieli, 6 - M38, 7 - Gouffre Felix (źródło: Pälli i in., 2003). Główny przepływ zaczyna się powyżej linii wiecznego śniegu i dzieli powierzchnię akumulacyjną na część wschodnią i zachodnią. Wschodnie odgałęzienie ma większy przepływ, a zachodnie kończy się na skraju lodowca. W polu akumulacyjnym woda przepływa do lub z przyległego lodowca Kvitungisen (na NE), co najlepiej obserwuje się w przypadku K=1. Zjawisko to można także zauważyć, kiedy ciśnienie wody jest niższe niż ciśnienie nadległego lodu (ryc. 49b) lub ciśnienie atmosferyczne (ryc. 49c). W środkowej części lodowca Hansbreen można zaobserwować największą powierzchnię spływu po stronie wschodniej, chociaż w przypadku K=0, łagodnie przechodzi ku zachodowi. W pobliżu czoła znów jednak powraca na stronę wschodnią.

oWerenskioldbreen

Obie wykorzystywane metody (D_8 i D_∞) wskazują na dwie główne zlewnie tego lodowca (ryc. 50). Pierwsza wydaje się "ściągać" wody z lodowca Skilryggbreen na N, druga- znajdująca się w południowej części Werenskioldbreen, przechwytuje wody z Slyngfjellbreen na N (najwyższe partie lodowca).



Takiego rozkładu przepływu można oczekiwać po analizie topografii lodowca położonego w dwóch subbasenach oddzielonych wałem moreny środkowej (ryc. 45d). W górnej części Werenskioldbreen główny nurt drenażu z północnego dopływu Slyngfjellbreen biegnie wzdłuż jego zachodniej krawędzi (model z K=1 i K=0 – ryc. 50a,c). W przypadku K=0 przepływ z Skilryggbreen do Werenskioldbreen wydaje się być uniemożliwiony z powodu przebiegającej moreny środkowej (ryc. 50c). Jednak model z K=0.5 ukazuje możliwość kanałowych połączeń z części południowej do północnej pod moreną środkową, blisko czoła (ryc. 50b).

Powyższe mapy ukazują lokalizację głównego wypływu przez bramy lodowcowe w nieco różnych miejscach. Dla przykładu w modelu z K=0.5, obie główne zlewnie posiadają oddzielne, lecz sąsiadujące ze sobą wypływy na południe od moreny środkowej. Model z K=1 także wskazuje na wypływ po południowej stronie. Wypływy na północ od wału moreny środkowej ujawniono we wszystkich modelach. Odgrywają one jednak mniejszą rolę.

• Wybrane lodowce rejonu Hornsundu

oHansbreen

Hansbreen leży w południowej części Ziemi Wedela Jarlsberga (77°05'N; 15°38'E). Otoczony jest od zachodu pasmami Broddegga, Strypegga i Deilegga, a od wschodu Sofiekammen (do 923 m n.p.m.). W zachodniej części z lodowca wystają szczyty nunataków, które rozgraniczają małe lodowce dopływające do Lodowca Hansa. Lodowiec rozciąga się od wysokości nieco ponad 500 m n.p.m. Ma przebieg południkowy i uchodzi do fiordu Hornsund w postaci cielącego się klifu lodowego. Charakteryzuje się on stosunkowo małym średnim nachyleniem powierzchni poniżej 2°. Jego długość wynosi ok. 16 km, a powierzchnia około 58 km², natomiast miąższość dochodzi do 400 m. Aż 75% podłoża lodowca leży poniżej poziomu morza (por. ryc. 51), tworząc trzy baseny.

Na podstawie badań tachometrycznych powierzchni lodowca z 1989 roku i pomiarów GPS z 2000 roku zbadano zmiany w rozkładzie powierzchni lodowca wraz z wysokością nad poziomem morza w przedziałach wysokościowych co 50 m. W okresie tych 11 lat ogólna powierzchnia Hansbreen zmalała od około 60,9 km² do 58,4 km². Można stwierdzić wyraźnie zmniejszenie się stref wysokościowych w górnej części lodowca, a jej wzrost w części dolnej (por. ryc. 52).

Pomiary bilansu masy dokonywane są na podstawie odczytu z 10 - 11 tyczek, umieszczonych wzdłuż linii centralnej lodowca (ryc. 53). Dane te oraz rozkład powierzchni lodowca wzdłuż profilu podłużnego posłużyły do oszacowania bilansu letniego, zimowego i bilansu netto dla Hansbreen, co prezentuje tabela 2. Powierzchnie policzone dla 1989 roku wykorzystano dla okresu 1989-1994, a dane z roku 2000 – dla okresu 1995-2002.

Cechą charakterystyczną są małe odchylenia bilansu zimowego od średniej, która wynosi 0,92 m e.w. Większymi zmianami charakteryzuje się bilans letni, który jednocześnie istotnie wpływa na wartość bilansu netto ($r^2 = 0,87$). W ostatnich latach zaobserwowano duży wzrost bilansu letniego z 1,16 do 1,54 m e.w., który spowodował obniżenie bilansu netto, wyraźnie ujemnego w ostatnich latach, do wartości – 0,62 m e.w. (Szafraniec i in., 2003). Jest to odpowiedź na cieplejsze sezony ablacyjne ostatnich lat. Stwierdzono wysoką i istotną statystycznie zależność pomiędzy wielkością ablacji a sumami pozytywnych stopniodni sezonu letniego (Szafraniec, 2002).

Wartości bilansu letniego nie uwzględniają cielenia, które zostało oszacowane na podstawie danych pomiaru prędkości lodowca (1998-2002) oraz tempa recesji czoła. Intensywność cielenia szacowana jest w ostatnich latach na około 17,5 x 10^6 m³ e.w. (czyli ok. 0,30 m e.w.), co jest wartością niższą niż zakładano wcześniej (Szafraniec i in., 2003). Tak więc całkowita ablacja Hansbreen wynosi średnio około -1,65 m e.w., a cielenie stanowi średnio ok. 18% utraty masy.

W profilu wysokościowym Hansbreen widać (ryc. 54), że bilans zimowy prawie się nie zmienia, a amplituda wahań wynosi do około 1 m e.w. Większymi wahaniami charakteryzuje się bilans letni z amplitudą niemal 2,5 m e.w. Ponadto wartość ablacji wzrosła w ostatnich latach niemal w całym profilu podłużnym, co spowodowało zmiany także w bilansie netto. Na całej długości Hansbreen jego wartość spadła, a amplituda wahań wynosi prawie 3 m e.w.

W ostatnich latach zdecydowana większość powierzchni lodowca znalazła się w strefie ablacji. Wysokość ELA wynosi obecnie średnio ok. 382 m n.p.m., jednakże jej rzeczywisty przebieg jest asymetryczny (por. ryc. 53).

Wahania położenia czoła lodowca są wypadkową pomiędzy prędkością ruchu a intensywnością cielenia. Zachodzą one w cyklu rocznym (zimowy awans i recesja w sezonie letnim, odpowiednio ok. 0,3 m/d i 0,9 m/d). Wahania międzyroczne klifu lodowego wskazują na recesję, która jest wyraźniejsza w obrębie głębszych zachodnich obszarów zatoki przed czołem (ryc. 55).



Ryc. 51. Blokdiagramy basenu Hansbreen na podstawie numerycznych modeli terenu powierzchni (z 1936 r.), podłoża (sondowania radarowe), z zaznaczeniem linii brzegowej po ewentualnym całkowitym stopnieniu lodowca (wg Kolondry, 1993)



Ryc. 52. Zmiany rozkładu powierzchni Hansbreen w poszczególnych przedziałach wysokościowych w okresie 1989-2000 (wg Szafraniec i in., 2003)



Ryc. 53. Topografia Lodowca Hansa i rozmieszczenie tyczek pomiarowych (czarne kółka) wzdłuż jego linii centralnej. Przerywana linia prezentuje średnią wysokość ELA na początku okresu badań (wg Szafraniec, 2002)

Lata	Bilans zimowy	Bilans letni Bilans netto		Wysokość ELA (m n.p.m.)				
1989	0,88	-1,17	-0,29	365				
1990	0,91	-1,45	-0,54	380				
1991	1,18	-0,99	+0,18	290				
1992	0,90	-1,16	-0,26	390				
1993	0,93	-1,60	-0,67	400				
1994	0,77	-0,60	+0,17	260				
1995	0,75	-1,23	-0,48	380				
1996								
1997	BRAK DANYCH							
1998	1,10	-1,74	-0,65	390				
1999	1,00	-1,39	-0,39	350				
2000	0,92	-1,41	-0,49	500				
2001	0,77	-1,87	-1,10	500				
2002	0,95	-1,58	-0,63	380				
ŚREDNIA	0,92	-1,35	-0,43	382				







Podobnie jak pomiary położenia klifu lodowego metodą fotogrametrii naziemnej (por. Jania, 1988b) prowadzone są systematyczne pomiary prędkości ruchu powierzchniowego tego lodowca. Najpierw mierzono tylko ruch strefy notowanej metodą fotogrametrycznych paralaks czasowych od 1992r. (Kolondra 2003), które wykazały kierunki wektorów ruchu i silne przyspieszenie prędkości przy czole jęzora. Podobny obraz przedstawia prędkościowy profil podłużny uzyskany metodą GPS w lecie 1999r. w czasie polsko-szwajcarskich badań dynamiki tego lodowca (ryc. 56).

Pomiary prędkości ruchu na stosunkowo długim odcinku profilu podłużnego Hansbreen są kontynuowane z wykorzystaniem dalmierza elektronicznego i precyzyjnych pomiarów GPS (Głowacki, Puczko, Jania – dane niepublikowane).



Ryc. 55. Zmiany położenia czoła Hansbreen na podstawie pomiarów fotogrametrycznych z różnych lat oraz mapy topograficznej z 1936r. Współrzędne geodezyjne w układzie UTM/ED50 (wg Kolondry 2003)

Przyrost prędkości lodowców uchodzących do morza – tak jak w przypadku Hansbreen, jest typowy dla lodowców spitsbergeńskich. Prędkość lodowca w profilu poprzecznym zbliżonym do linii równowagi bilansowej (ELA) wraz z rozkładem bilansu akumulacji i ablacji wraz z wysokością pozwalają określić transfer masy ze strefy akumulacyjnej do strefy ablacyjnej. Lodowiec znajduje się w stanie równowagi, gdy przepływ lodu przez profil równowagi jest równy przychodom masy powyżej tego profilu i ubytkom poniżej oraz ablacja poniżej (ryc. 57).

Powoduje to obniżenie powierzchni całego lodowca, które jest większe w części dolnej, gdzie dodatkowym czynnikiem jest ablacja przez cielenie. Dowodzi to większego znaczenia procesów dynamicznych niż składowych bilansu masy lodowca dla kształtowania jego geometrii. Jest to zapewne spowodowane zwiększonym topnieniem lodowca w ciągu ostatniego 10-lecia. Wody roztopowe stymulują poślizg po podłożu i szybszy od bilansowego transfer masy lodowej w dół lodowca.

Procesom tym sprzyja struktura termiczna lodowca umożliwiająca penetrację wód roztopowych do studni lodowcowych w strefie ablacyjnej lodu zimowego oraz przesiąkanie (perkolacja w firn). Nowsze badania struktury hydrotermalnej Hansbreen przy pomocy profilowania radarowego (50 MHz) z powierzchni lodu dały dokładny obraz przejścia umiarkowanego lodu (temperate ice) z wyraźnymi warstwami rocznymi firnu w strefie warstwy lodu zimnego (cold ice) podścielonego lodem umiarkowanym (ryc. 58). Liczne paraboliczne odbicia wskazują na występowanie kanałów inglacjalnych lub inkluzji wodnych (Moore i in., 1999).







Hansbreen, profile 4, 50 MHz. At the firn line (about at 9400 m) the temperate ice comes to surface quite sharply and the cold ice layer disappears.

Ryc. 58. Fragment wyniku sondowania radarowego (50 MHz) we fragmencie profilu podłużnego Hansbreen na przejściu od pola firnowego do strefy ablacji. Widoczne warstwy roczne firnu, ciemniejszy lód zimny, jaśniejszy lód umiarkowany z parabolami odbić od inkluzji wodnych (wg Moore i in., 1999). Granica pomiędzy "ciepłym" firnem, a lodem zimnym jest bardzo wyraźna.

Taki szczegółowy obraz radarowy dowodzi znacznej obecności wód roztopowych w masie lodowca subpolarnego oraz występowania raczej zdefiniowanego systemu drenażu tunelowego. Próby cyfrowego modelowania drenażu subglacjalnego wykazały dużą zbieżność przebiegu tuneli z wypływami podmorskimi obserwowanymi na czole i w strefach lateralnych jęzora (Pälli i in., 2003).

Badanie geomorfologiczno-sedymentologiczne w połączeniu z pomiarami prędkości ruchu lodu w strefach bocznych wskazują na tempo transferu masy mineralnej w trakcji moreny dennej (Karczewski, Rachlewicz, 1999-dane niepublikowane). Autorzy ci oceniają, iż średnioroczne przemieszczenie materiału moreny dennej poprzez 1 m szerokości czoła wynosi 0,1–0,4 t/rok, a morena denna jest odsłaniana w tempie ok. 25-40 m/rok. Daje to depozycję materiału morenowego na lądzie w przedziale 5-16 t/rok (w strefie o szerokości 1 m). Sondowania przedpola morskiego lodowca sugerują większy przepływ materiału w postaci transportu fluwioglacjalnego przez wody subglacjalne i depozycję w postaci stożków tuż przed klifem lodowym (Giżejewski, 1997). Wody subglacjalne obciążane są także zawiesiną. Lżejsza, słodka woda z zawiesiną rozprzestrzenia się cienką warstwą na powierzchni akwenu morskiego.

oWerenskioldbreen

Werenskioldbreen jest klasycznym obiektem polskich badań glacjologicznych od 1956 roku. Jest to lodowiec dolinny o dobrze zdefiniowanych granicach basenu. Zajmuje 27 km², a jego długość wynosi 9,5 km. Składa się z dwóch głównych części, oddzielonych moreną środkową: Skilryggrbreen i Werenskioldbreen właściwy (ryc. 59).

Na podstawie sondowań radarowych (Pälli i in., 2003) określono maksymalną grubość lodu na 100-140 m w środkowo-południowej części oraz północnej części obszaru górnego lodowca. W strefie czołowej lód jest cieńszy niż 50 m i w strefie szerokiej na 700-1000 m przymarznięty do podłoża. Werenskioldbreen ma warstwę zimnego lodu o grubości 50-100 m prawie na całej powierzchni, z wyjątkiem obszarów akumulacyjnych Skilryggbreen i Slyngfjellbreen.

Bilans masy lodowca znany jest dla sezonów 1993/94 i 1998/99 i dla obu był negatywny (odpowiednio bn –0,36 m w.e. i –0,66 m w.e.). Średni przebieg ELA w 1994 roku stwierdzono na wysokości około 350 m n.p.m., a w 1999 roku na około 470 m n.p.m. Tak więc stosunek obszaru akumulacji do całej powierzchni lodowca (accumulation area ratio – AAR) wynosił odpowiednio 0,41 i zaledwie 0,29. Średnia recesja czoła lodowca wynosiła około 23 m/rok w okresie 1958-1982 (Bukowska-Jania, Jania, 1988). Natomiast mniejsze tempo recesji zanotowano w czasie ostatniej dekady XX wieku: około 15 m/rok. W tym okresie stwierdzono obniżenie miąższości strefy ablacyjnej o 9,5 m.



Ryc. 59. Basen lodowcowy Werenskioldbreen. Numeryczny model terenu opracowany na podstawie zdjęć lotniczych z 1990r. Współrzędne geodezyjne w metrach w układzie UTM/WGS84 (wg Kolondry, 2003).

Powierzchniowa prędkość lodowca w strefie ablacji mierzona była kilkakrotnie w latach 1956-1982 (por. Jania, 1988b) oraz ostatnio (2000-2001) (profil Angellfjellet – Wernerknatten). Wykazuje ona dużą stabilność w strefie linii środkowej lodowca 9,5-11 m/rok, podlegając jednak pewnym małym wahaniom sezonowym (Jania, 1988b).

Bardzo niską prędkość horyzontalną (3,8 m/rok) zmierzono w strefie czołowej zimnego lodu. Stwierdzono natomiast znaczny komponent wertykalny, który powoduje powstawanie płaszczyzn ścinania w zimnym lodzie i transport materiału moreny dennej na powierzchnię wzdłuż tych płasz-czyzn.

Transfer masy mineralnej przez ten lodowiec na drodze glacjalnej oraz fluwialnej został zestawiony przez Bukowską-Jania (2003) na podstawie jej własnych obserwacji i danych z literatury (tab. 3). Wskazuje on na podstawowe znaczenie recesji lodowca dla uwalniania spod lodu masy mineralnej. Jej napływ w transporcie glacjalnym wraz z bardzo powolnym przemieszczaniem lodu do strefy czołowej jest niewielki. Zdecydowanie większe znaczenie ma transport materiału zawieszonego i prawdopodobnie wleczonego (szacunek na podstawie literatury). W zawiesinie transportowanej w rzekach lodowcowych odbywa się najefektywniejsze przemieszczanie węglanu wapnia w postaci roztartej (mąki skalnej). Duża jego część nie pozostaje na lądzie i trafia do morza. Natomiast tylko znikoma część rozpuszczonego CaCO₃ (ok. 10-50 t kalcytu) pozostaje w strefie proglacjalnej tego lodowca dzięki procesom kriochemicznym w tworzących się nalodziach w czasie zamarzania zimowych wypływów wód subglacjalnych (Bukowska-Jania, 2003).

Dodaoi tuoneneutu	Materia mi- neralna	CaCO ₃ ogółem **	Denudacja z obszaru lodowca (m ³ /km ² rok)		Denudacja węglanów z obszaru lodowca (m³/km² rok)				
	ogółem (tys. m³/rok)	(tys. m³/rok)	Pow. lodowca 27,4 km ²	Pow. basenu 44 km ²	Pow. lodowca 27,4 km ²	Pow. basenu 44 km ²			
Glacjalny									
morena odsłaniana w									
wyniku recesji	22,0	1,1							
dostawa moreny dennej	0,44-0,88	0,02- 0,04	16-32		0,8-1,5				
Wodny									
materiał zawieszony	14,9	2,68	544,0	339,0	97,8	60,9			
materiał wleczony *	5,0	0,90	18,2	11,4	3,3	2,0			
materiał rozpuszczony	1,14	0,85	41,6	25,9	31,0	19,3			

Tab. 3. Próba oszacowania intensywności uwa	alniania mater	ii mineralnej	oraz węglanu	wapnia spod
Werenskioldbreen (wg Bukowskie	j-Jania, 2003	3)	

* - bardzo zgrubna estymacja

** - średni ciężar właściwy skał węglanowych przyjęto jako 2,7 g/cm³

oHornbreen i lodowce otoczenia Brepollen

System lodowcowy Hornbreen – Hambergbreen zamyka od wschodu fiord Hornsund i jest największy w tym regionie. Większa część powierzchni tych lodowców leży poniżej ELA, zasilane są więc obecnie z pól akumulacyjnych leżących na północy (Flatbreen, Isingbreen) oraz od południa Sykorabreen (obecnie tylko do Hambergbreen).

W świetle sondowań radarowych z samolotu (Dowdeswell i in., 1984) oraz nowych sondowań z powierzchni lodu w 2000 roku, podłoże lodowców leży bardzo blisko poziomu morza, ale nie stwierdzono przesmyku pod lodem, łączącego Hornsund z Morzem Barentsa. Grubość lodowców w rejonie owego przesmyku wynosi około 100-150 m i ulega wyraźnemu obniżaniu (ryc. 60). Następuje także znaczne obniżanie grubości zasilającego Hornbreen pola akumulacyjnego w obrębie Flatbreen na północy (ryc. 61).

Sondowania radarowe ujawniły istnienie wielkich tuneli subglacjalnych w strefach lateralnych Hornbreen oraz w części centralnej. Wylot takiego tunelu od strony Ostrogradskifjella obserwowany był przez J. Rodzika (inf. ustna). Profil podłużny lodowców i identyfikacja w obrazie radarowym drenażu tunelowego sugerują, że Hornbreen znajduje się w fazie uspokojenia po przebytej szarży. Potwierdzają to wypełnienia skompresowaną moreną denną szczelin w dnie tego lodowca, obserwowane w lecie 1999 roku (ryc. 62) w południowej strefie bocznej lodowca u podnóża Ostrogradskifjella. Ryc. 63 ukazuje natomiast mury błotne obserwowane latem 2003, które powstały z wypełnionych szczelin po wytopieniu lodu, w odległości około 500 m na zachód od miejsca z ryc. 62.

Powstawanie szczelin w spodzie lodowca szarżującego i wypełnianie moreną denną, wtłaczaną do nich pod dużym ciśnieniem dynamicznym zanotowano na obrazie radarowym Bakaninbreen na Spitsbergenie (T. Murray – informacja ustna). Podobne formy, po wytopieniu martwego lodu tworzą krajobraz moren pagórkowatych (hummocky moraine) we wschodniej części półwyspu Treskelen i są pozostałością po szarży pod koniec XIX wieku (Marks, 1981). Mają one znacznie mniejsze wymiary i mniej wyraziste formy.

Niedawno szarżujący Mendelejevbreen nie był jeszcze obserwowany w okresie letnim. Może on dostarczyć interesujących informacji o skutkach szarży dużego lodowca uchodzącego do morza



(por. ryc. 35) tak w lateralnym lądowym zapisie geomorfologicznym, jak i podmorskim (przed klifem lodowym).

Ryc. 60. Profile powierzchni lodowców Hornbreen (na zachodzie) i Hambergbreen (na wschodzie) z mapy z ekspedycji rosyjsko-szwedzkiej (1900r.), norweskiej mapy topograficznej 1:100 000 (1936r.) i na podstawie pomiarów metodą kinematyczną GPS ekspedycji polsko-fińskiej w 2000r. (Jania – niepublikowane).



Ryc. 61. Profile podłużne Flatbreen w 1936 r. i 2000 r. (objaśnienia jak do ryc. 34).



Ryc. 62. Martwy klif lodowy Hornbreen w jego bocznej południowej stronie (rejon Ostraogradskifiella). Widoczne szczeliny denne zapełnione wciśniętym materiałem morenowym – zaznaczone czerwonymi strzałkami (Foto: J. Jania – 1999).



Ryc. 63. Mury błotne – wypełnione szczeliny po wytopieniu lodu (w odległości ok. 500 m na W od miejsca z ryc. 36) (Foto: J. Jania – 2003).



WERENSKIOLD

b. Otoczenie lodowców Werenskiold i Torell (południowazachodnia część Ziemi Nordenskiolda)

i. Strefa marginalna i czołowa Wschodniego Torella

Andrzej Karczewski

Torellbreen jest on największym lodowcem rejonu Hornsundu. Zewnętrzny łuk wałów lodowo-morenowych, biegnący od zatoki Skodde po wały lodowo-morenowe lodowca Nann, osiąga 3,5 km długości i 300 m szerokości (ryc. 1). Wysokość wału wzrasta w kierunku wschodnim. W części zachodniej bowiem, w pobliżu zatoki Skodde, zaznacza się ocieplający wpływ morza na degradację jądra lodowego. Wał poprzerywany jest w wielu miejscach rozcięciami odpływów proglacjalnych lub szerokimi bramami sandrowymi. W miejscu styku wału zewnętrznego z wałem lodowca Nann, w pozycji ekstramarginalnej, występuje wyraźny, o bogatej rzeźbie "interlobalny" stożek sandrowy.



1 3 3 3 4 5 5 0 0 A T M 8 A T

Ryc. 64. Strefa marginalna Torellbreen (Karczewski A., Wiśniewski 1978). 1 - wały lodowo-morenowe Nannbreen, 2 - czołowe wały lodowo-morenowe Torellbreen, 3 - starsze, przeobrażone wały lodowo-morenowe, 4 - morena denna, 5 - poziomy sandrowe I., II, III, IV, 6 - stożki ablacyjne, 7 - morena walikowa (fluted), 8 - pagórek kemowy, 9 - koryta wód roztopowych, 10 - wytopiska. 11 - rozcięcia wypływów subglacjalnych, 12 - przełomy, 13 - wychodnie skał podłoża, 14 - krawędź lodowca, 15 - rzeki, 16 - wypływ subglacjalny.

Pomiędzy współczesną krawędzią lodowca a zewnętrznym wałem lodowo-morenowym występuję trzy wyraźne ciągi wałów w części środkowej i zachodniej przedpola. Wały o wysokości względnej 6-20 m i zmiennej długości i szerokości posiadają spłaszczone kulminacje zbudowane z gliny morenowej, w jądrach których tkwi reliktowy lód lodowcowy. Na powierzchniach wałów spotyka się w szeregu miejscach morenę walikową (fluted moraine), świadczącą o bazalnym charakterze gliny morenowej. A. Karczewski, E. Wiśniewski (1977) zakwalifikowali omawiane wały jako stare wały lodowo-morenowe przekroczone, zmutonizowane. Natomiast L. Lindner, L. Marks, S. Ostaficzuk (1982) utrzymują, iż są to nabrzmienia moreny dennej z lodem reliktowym pod powierzchnią warstwy supraglacjalnej.

W wyniku postępującej, etapowej recesji lodowca występuję cztery obniżające się w kierunku lodowca, poziomy sandrów marginalnych. Poziomy te funkcjonowały nie tylko dla wód roztopowych lodowca Torella, ale również stanowiły drogi odpływu wód lodowca Nann przez przełom utworzony w jego czołowym wale. Szczególnie najniższy poziom sandrowy w wielu miejscach deformowany jest wytapianiem zagrzebanych płatów i brył martwego lodu.

Przedpole Torella wykazuje zatem wyraźną strefowość rzeźby paralelnej do czoła regredującego lodowca, co przedstawia załączona ryc. 64.

Przedstawiona tu sytuacja geomorfologiczna moreny bocznej lodowca Torella dotyczy roku 1973. Recesja lodowca jaka miała miejsce od tamtego czasu odsłoniła znaczną powierzchnię wolną od lodu. Widoczna jest ona na ortofotomapie opartej o zdjęcia lotnicze z 1990 r.

ii. Przedpole Lodowca Werenskiolda

Elżbieta Bukowska-Jania

• Warunki środowiskowe basenu Lodowca Werenskiolda

Najszerzej zakrojone badania podjęto na Lodowcu Werenskiolda i jego przedpolu (ryc. 65).

Jest on średniej wielkości lodowcem politermalnym (subpolarnym), który kończy się na lądzie. Na jego przedpolu co roku powstaje zazwyczaj kilka pól nalodziowych. Strefa proglacjalna jest zamknięta wałem moreny czołowej z jądrem lodowym. Całość wód odprowadza Rzeka Lodowcowa w kierunku południowo–zachodnim poprzez przełom przez łuk morenowy na granicy moreny bocznej i czołowej wycięty w litej skale. Badania na tym lodowcu i jego przedpolu mają ponad czterdziestoletnią historię. Znane są dane na temat jego bilansu masy, zmian geometrii, wahań czoła, itp., (Baranowski, 1977a,b; Bukowska-Jania, Jania, 1988; Jania, 1988b; Pulina 1986, 1990). Budowa geologiczna jego otoczenia została stosunkowo dobrze poznana (Birkenmajer, 1992; Czerny i in., 1992, 1993; Kieres, Piestrzyński, 1978; Karczewski i in, 1984), hydrologicznym (Szupry-czyński, 1963; Wiśniewski, Karczewski, 1978; Karczewski i in, 1984), hydrologicznym (Krawczyk, Pulina, 1983; Krawczyk, 1992, 1994; Krawczyk, Opołka-Gądek, 1994; Krawczyk, Wach, 1993), a także klimatologicznym (Pereyma, 1981, 1983, 1988, 1991; Pereyma, Piasecki, 1982, 1983, 1988; Szczepankiewicz-Szmyrka, 1981 i inni) należy do najlepiej poznanych lodowców Spitsbergenu.

Opisywany lodowiec wypełnia 61% swojego basenu o powierzchni 44 km² (Jania, 1988b; Hagen i in., 1993; Pulina, 1997). Maksymalne wyniesienie pola firnowego znajduje się na 650 m n.p.m., linia równowagi leży na około 330 m n.p.m., a czoło spoczywa na wysokości 40-60 m n.p.m. Zarówno strefa akumulacyjna jak ablacyjna posiada ekspozycję zachodnią. Lodowiec Werenskiolda składa się z dwóch strumieni różniących się od siebie pod względem dynamiki ruchu, obszarów zasilania i otoczenia geologicznego. Oddzielone są od siebie wyraźną moreną środkową ciągnącą się od Glacjologerknausen (695 m n.p.m.) do strefy przedpola (ryc. 65). Część północna lodowca jest mniejsza i bierze swój początek z wyraźnie wyżej położonych pól akumulacyjnych (lodowiec Skilrygg). Kończy się ona mocno nachyloną, pokrytą gruzem powierzchnią frontalną bardziej cofniętą ku wschodowi niż czoło leżące dalej na południe. Jej szerokość dochodzi do 1 km. Maksymalna miąższość lodowca wynosi 250-320 m, średnia zaś około 100 m (Pälli, Moore – informacja ustna). Główne odwodnienie basenu lodowca Skilrygg stanowi rzeka Kvisla. Wypływa ona z dużego jaskiniowego otworu utworzonego w martwym lodzie moreny bocznej w NE części lobu. Południowa, główna, część lodowca zasilana jest z dwukrotnie większego pola akumulacyjnego lodowców Slyngfiell, amfiteatru pod Eimfjellet i Skållfjellet, obszaru pod pasmem Deilegga oraz Angellisen. Szerokość głównego jęzora Lodowca Werenskiolda dochodzi do 2 km a jego czoło jest znacznie mniej strome niż w części północnej i dalej wysunięte ku zachodowi. Odwadniane jest przez kilka strumieni. Strefa proglacjalna zamknięta jest od zachodu wyraźną moreną czołową z jądrem lodowym.



Ryc. 65. Szkic lokalizacyjny Lodowca Werenskiolda (SW Spitsbergen) wg Pulina, Rehak, 1991 – nieco zmieniony: 1 – strefa proglacjalna, 2 – powierzchnia lodowca, 3 – morena czołowa, środkowa i boczna z jądrem lodowym, 4 – miejsce lokalizacji wodowskazu, 5 – wypływy wód lodowcowych, 6 – studnie lodowcowe, 7 – Jezioro Mewie, 8 – linie wododziałowe, 9 – prawdopodobne kierunki przepływu wód w tunelach subglacjalnych

Morena czołowa rozpościera się szerokim południkowo wydłużonym łukiem o długości 2,5 km i szerokości od 200 do 700 m. Zamyka ona od zachodu zagłębienie końcowe Lodowca Werenskiolda. Powstała prawdopodobnie w wyniku potężnej szarży lodowca na początku XX wieku. Morena ta ma asymetryczny przekrój poprzeczny. Od strony wschodniej (lodowca) kolejne wały moreny o "rogalikowatych" kształtach stopniowo wznoszą się ku maksymalnym elewacjom rzędu 60-80 m n.p.m. W wewnętrznych bezodpływowych zagłębieniach moreny utworzyło się na różnych wysokościach kilkanaście mniejszych i większych zbiorników wodnych - stawów. Jest to strefa będąca pod wpływem działania procesów termoerozji (Karczewski i in., 1984). Od strony zachodniej (od Zatoki Nottingham) morena wznosi się stromym stokiem ponad równiną sandrową Elveflya. W tej części moreny widoczne są liczne, rozległe osuwiska. Duże nachylenie stoków oraz spore ilości wody powstałej z topnienia pokrywy śnieżnej i tajania warstwy permafrostu ułatwiają proces tworzenia się osuwisk. Płaszczyznami ślizgu jest zwykle granica permafrostu lub powierzchnia martwego lodu we wnętrzu moreny. Czasami obserwowane są całe strefy osuwiskowe. Ich jęzory łączą się w jedną całość.

Morenę czołową rozcinają dwa wyraźne obniżenia. Jedno z nich znajduje się w północnej części i stanowi stary, nieczynny przełom rzeki Kvisli. W latach sześćdziesiątych Kvisla płynęła tamtędy i przełom ten jeszcze funkcjonował (Kosiba, 1982 - mapa z 1957 r.). Zmiana konfiguracji zagłębienia końcowego na przedpolu północnego lobu Lodowca Werenskiolda związana z wytapianiem brył martwego lodu sprawiła, że Kvisla rozcinając morenę środkową skierowała swe wody ku południowemu-zachodowi i połączyła się z Rzeką Lodowcową (Kosiba, 1982 - mapa z 1973 r). Obecnie połączone rzeki opuszczają strefę proglacjalną południowym przełomem wcinającym się w litą skałę. Ta konfiguracja stwarza dogodne warunki dla określenia hydrologicznego bilansu lodowca, gdyż wszystkie wody subglacjalne i ablacyjne opuszczają basen w nurtach jednej rzeki, na której zainstalowano profil wodowskazowy. W miejscu tym od wielu lat montowany jest limnigraf pozwalający śledzić stany wód w okresie letnim. Prowadzone są pomiary młynkiem hydrologicznym. W zimie rzeka zamarza i jej koryto pokryte jest grubą warstwą śniegu, który jeszcze w końcu czerwca tworzy potężne mosty śnieżne nad płynącą już wartkim nurtem Rzeką Lodowcową.

Morena denna pokrywa 2/3 powierzchni strefy proglacjalnej Lodowca Werenskiolda. Występuje ona w postaci równiny moreny dennej pręgowanej (*fluted morains*) na przedpolu południowego lobu lodowcowego (Karczewski i in., 1984). Ku zachodowi w stronę jeziora Mewiego przechodzi ona w morenę płaską, leżącą częściowo na litej skale lub na podścielających starszych osadach fluwioglacjalnych. Jej powierzchnia jest pokryta brukiem morenowym. Morena ta występuje także w północnej części przedpola. Rozcinają ją jednak trzy duże równiny i stożki fluwioglacjalne (Karczewski i in., 1984) (ryc. 66).



Ryc. 66. Szkic geomorfologiczny przedpola Lodowca Werenskiolda (Karczewski i in., 1984 - nieco uproszczony): 1 – zasięg czoła lodowca Werenskiolda, 2 - morena czołowa, boczna i środkowa z jądrem lodowym, 3 – strefy osuwisk i spływów błotnych, 4 strefy rzeźby termokrasowej, 5 - równiny moreny dennej, 6 - równiny moreny dennej pręgowanej, 7 – miejsce występowania nalodzi, 8 równiny i stożki sandrowe, 9 – stary sandr rzeki Kvisli, 10 – przełom rzeki Lodowcowej, 11 kopalny przełom rzeki Lodowcowej, 12 – wypływy wód subglacjalnych, 13 – jeziora, 14 – stoki skalne Angelfjellet, 15 – Stacja Polarna im. St. Baranowskiego Uniwersytetu Wrocławskiego

Żwirowo - piaszczysty materiał, z dużą ilością różnej wielkości głazów, często zalega na martwym lodzie. Jest to strefa intensywnej działalności wód subglacjalnych. Wypływają one w trzech miejscach, gdzie powstają także pola nalodziowe. Krajobraz sandru na martwym lodzie ulega intensywnym zmianom w sezonie ablacji i z roku na rok wytapiające się stopniowo bryły martwego lodu zmieniają konfigurację przedpola lodowcowego (Karczewski, 1982; Wiśniewski, Karczewski, 1978). Powstają rozległe zagłębienia oddzielone od siebie kemami sedymentowanymi w szczelinach lodowych. Sterczą one stromymi "grzebieniami" i urozmaicają jeszcze bardziej ten mocno zróżnicowany wysokościowo krajobraz. Szczególnie wyraziście uformowany jest sandr na martwym lodzie przed północnym lobem Lodowca Werenskiolda. Występuje tu pięć dużych jezior powstałych po wytopieniu martwego lodu. Termoerozja była także przyczyną zmiany kierunku odpływu rzeki Kvisli z północno - zachodniego na południowo - zachodni.

Północne i południowe otoczenie Lodowca Werenskiolda stanowią moreny boczne. W północnej części doliny, u podnóża masywu Jens Erikfjellet, morena boczna wznosi się mocno nachylonym stokiem wysoko (80-100 m) nad poziom lodowca. Południowe obrzeżenie Lodowca Werenskiolda buduje znacznie szerszy (200-500 m) pas morenowy bardzo stromo wznoszący się na stoki Angellfjellet i wypłaszczający się ku zachodowi. Liczne bezodpływowe zagłębienia wypełniają większe i mniejsze jeziora. Powierzchnia tej najbardziej stromej, przylodowcowej części moreny bocznej, pokryta jest cienką warstwą osadów z licznie występującymi wielkimi głazami i rumoszem skalnym, pod którymi zakonserwowane jest potężne jądro lodowe. Rozwijają się tu ruchy masowe w postaci rozległych osuwisk. Są one szczególnie charakterystyczne dla N obrzeżenia lodowca. Także południowa morena boczna posiada liczne osuwiska. Są one jednak zdecydowanie mniejsze niż te pod Jens Erikfjellet. Zachodnia część moreny bocznej to kilka połogich garbów rozciętych starymi przełomami Rzeki Lodowcowej. Powierzchnia moreny w wielu miejscach pokryta jest brukiem morenowym i gdzieniegdzie występującymi mchami i porostami. Na południowym stoku tej moreny usytuowana jest Stacja im. Stanisława Baranowskiego.

Budowa geologiczna

Obszar Zachodniego Spitsbergenu od Sørkappøya po Kongsfiorden ma podobną budowę geologiczną. Mniej więcej równolegle do wybrzeża Morza Grenlandzkiego biegną tu cztery formacje skalne przedstawiające sukcesję wiekową od najstarszej (wczesny proterozoik) na zachodzie po utwory najmłodsze (trzeciorzędowe) na wschodzie (Birkenmajer, 1990, 1992; Harland i in., 1997). Najbardziej na zachód wysunięta formacja Hecla Hoek obejmuje skały starsze od dewonu, które wzięły udział w fałdowaniach kaledońskich. Ich miąższość osiąga 15-17 km i posiada kilka niecią-głości wieku prekambryjskiego (Birkenmajer, 1978a,b).

Szczegółowa mapa geologiczna południowo – zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Czerny i in., 1993) prezentuje basen Lodowca Werenskiolda w podziałce 1:25 000. Wynika z niej że lodowiec ten leży u zbiegu trzech tektonicznych bloków formacji Hecla Hoek. Nad najstarsza grupą Isbjørnhamny zalega dolnoproterozoiczna grupa Eimfjellet. Najwyżej leżąca środkowoproterozoiczna grupa Deilegga oddzielona jest niezgodnością werenskioldzką od grupy Eimfjellet. Południowe obrzeżenie Lodowca stanowi metamorficzna grupa Isbjornhamny i Eimfjellet. Buduja je proterozoiczne amfibolity formacji Angellfjellet i Brattegga, migmatyty formacji Gangpasset, kwracyty oraz chlorytowe i amfibolitowo-kwarcytowe łupki. Pasma górskie Angellfjellet (591 m n.p.m.), Eimfjellet (641 m n.p.m.) i Skålfjellet (670 m n.p.m.) posiadają podobną budowę geologiczną. Wschodnie otoczenie pola akumulacyjnego Lodowca Werenskiolda buduje prekambryjska formacja Deilegga (635 m n.p.m.) należąca do północnego bloku tektonicznego. Przeważają w niej grube ławice fyllitów i laminowanych łupków kwarcytowych, zlepieńców kwarcytowych z pojedynczymi wtrąceniami skał węglanowych: dolomitów, marmurów i wapiennych łupków. Północno-zachodnie obrzeżenie Lodowca Werenskiolda należy do północnego bloku tektonicznego Vimsodden. Formacja Jens Erikfjellet (576 m n.p.m.) zbudowana jest z zielonych piaskowców (zieleńców), muskowitowo-węglanowo-kwarcowych łupków. Formacja ta dzieli się na trzy serie: dolną - skały metamorficzne, kwaśne piroklastyczne i wulkaniczne z żyłami kwarcytowymi; środkową - czarne łupki na

przemian z marmurami i chlorytowo–dolomito-kwarcytowymi łupkami oraz zieleńcami; górną - z dominacją muskowitowo-węglanowo-kwarcowych łupków, z metakonglomeratami, marmurami i kwarcytami. Seria dolna zawiera śladowe ilości węglanów. W analizowanych próbach (18) stwierdzono: w jednej próbie brak węglanów, w dwóch – ich śladowe ilości, w 10 próbach do - 5 %, zaś w 5 próbach od 6,3% do 10,7% węglanów. W serii środkowej na dwanaście analizowanych prób węglany stwierdzono w dziewięciu przy czym ich procentowa zawartość wahała się od 4,6 do 28%. W dwóch próbach zawartość węglanów wyniosła 41 i 86 %. Analiza dwudziestu prób górnej serii formacji Vimsodden ujawniła węglany w siedmiu próbach. Ich zawartość procentowa wahała się od 8 do 58%.

U czoła Lodowca Werenskiolda znajduje się niższa część prekambryjskiej formacji Vimsodden. Składa się ona z metasedymentów i metawulkanitów, które reprezentowane są przez fację albitowo–epidotowo–amfibolitową i zieleńcową. Podlegały one trzykrotnym stadiom deformacji tektonicznych. Zgodnie z biegiem warstw (prostopadłym do czoła lodowca) nastąpiła mineralizacja polimetaliczna z dominacją związków żelaza, w tym zwłaszcza pirytów. Ich występowanie zostało stwierdzone w wychodniach łupków muskowitowo–węglanowo–kwarcowych, marmurów i metakonglomeratów w środkowej i południowej części strefy proglacjalnej (Czerny i in., 1992; Kieres Piestrzyński, 1992) - ryc. 67.

Z przytoczonych powyżej danych wynika, że we wschodnim i zachodnim obrzeżeniu basenu Lodowca Werenskiolda formacja Deilegga i Vimsodden posiadają pewien udział skał węglanowych. Zachodnią odsłoniętą spod lodu część basenu budują łupki chlorytowo-muskowitowo-kwarcowe z wychodniami szerszych pasów łupków muskowitowo–węglanowo-kwarcowych i wąskimi żyłami marmurów i konglomeratów marmurowo-kwarcytowych. Biegną one zgodnie ze spadkiem terenu i ukazują się w kilku miejscach w postaci wąskich wychodni prostopadłych do czoła lodowca (ryc. 67).

Jak z tego wynika w podłożu Lodowca Werenskiolda brak jest klasycznie wykształconych wapieni. Występują tylko w niewielkich ilościach zmetamorfizowane skały węglanowe (dolomity, marmury, wapienne łupki, łupki mukowitowo–węglanowo-kwarcowe, konglomeraty marmurowokwarcytowe) o zawartości od kilku do 86% węglanów.

• Nalodzia

Nalodzia na przedpolu Lodowca Werenskiolda znane są od kilkudziesięciu lat. Liczne obserwacje w okresach zimowo-wiosennych oraz letnich potwierdzają ich coroczne występowanie (Baranowski, 1973, 1977a; Pulina 1984a, 1990; Krawczyk, 1992; Krawczyk i Wach, 1993; Bukowska-Jania, 1998, 2001; Bukowska-Jania, Pulina, 1999). W 1957 roku powierzchnia nalodzi określona została na 0,5 km², a ich grubość na 2-4 m (Baranowski, 1977a). Co roku tworzy się tutaj 4-5 pól nalodziowych (ryc. 68).

Najgrubsze nalodzia powstają w północnej strefie marginalnej u wylotu marginalnego potoku Kvisli (ryc. 68 – I) i tylko w bardzo ciepłych okresach letnich ulegają całkowitemu stopieniu. Często nalodzia przykrywane są materiałem fluwioglacjalnym niesionym przez wody Kvisli w okresie lata. Tworzy się wtedy nalodzie reliktowe (*relict icing*). Znacznie mniejsze pole nalodziowe powstaje u wylotu kanału odwadniającego system jaskiń lodowych "Lipertaven" (ryc. 68 – II). Obydwa pola nalodzia łączą się ze sobą stanowiąc jedno wielkie pole nalodziowe z kilkoma kopułami, z których następują wypływy wód subglacjalnych. Nalodzia u wylotu "Wypływu Liperta" zwykle całkowicie topnieją latem, zasilając system rzeki Kvisli.

Na południe od moreny środkowej znajdują się trzy większe pola nalodziowe. Najbliżej tej moreny duży płat nalodziowy rozpościera się u wylotu wypływu "Duszana" i wywierzyska "Czarnego" (ryc. 68 – III i IV). W strefie sandru na martwym lodzie (około 100-200 m od czoła lodowca) obserwuje się kilka kopuł, pod którymi znajdują się zbiorniki wód wypływających z kanałów subglacjalnych. W ciągu lata ulegają one zazwyczaj całkowitej dezintegracji.



Ryc. 67. Szkic geologiczny przedpola Lodowca Werenskiolda (wg Czerny i in., 1992 - uproszczony): Formacja Hecla-Hoek, Grupa Eimfjellet (prekambr): 1 – łupki kwarcowo-muskowitowe, 2 – łupki chlorytowe i łupki biotytowo-kwarcowo-muskowitowe, 3 – łupki chlorytowe i muskowitowokwarcowe i łupki biotytowe, 4 – łupki albitowo-muskowitowo-kwarcowo-chlorytowe z wkładkami łupków zielonych, 5 – łupki kwarcowo-albitowo-biotytowe i kwarcowo-albitowo-chlorytowe z soczewkami albitowych gnejsów, 6 – łupki chlorytowo-dolomitowo-kwarcowe, 7 – łupki chlorytowokwarcowo-paragonitowo-muskowitowe, 8 – marmury, 9 – łupki muskowitowo-węglanowokwarcowe, 10 – metakonglomeraty marmurowo-kwarcytowe, 11 – kwarcyty, 12 – żyły rud (piryt, galena, pyrrocholit i in.), 13 – ruda zbita (piryt, chalkopiryt, pyrrocholit, i in.), 14 - ruda rozproszona (piryt)

Największe powierzchniowo nalodzia tworzą się u wylotu kanału subglacjalnego, zwanego "Wywierzyskiem Wiesławy" (ryc. 68– V). Ujście tego kanału znajduje się 150-200 m na zachód od czoła lodowca i w kolejnych latach zmienia swoje położenie. Na początku sezonu ablacji intensywność wypływu wód oraz ilość niesionego materiału jest tak duża, że kanał doprowadzający wodę bywa zasypywany, a ponowny wzrost ciśnienia wód subglacjalnych otwiera nowe drogi odpływu. Intensywność tych zjawisk jest tak wielka, że rozległe pole nalodziowe może zniknąć pod wodą w ciągu kilku godzin (koniec czerwca 1999 r.). Nalodzia te każdego lata ulegają prawie całkowitej degradacji przez ablację lub zostają pogrzebane pod osadami fluwioglacjalnymi.



Ryc. 68. Lokalizacja miejsc poboru prób osadów proglacjalnych na przedpolu Lodowca Werenskiolda (SW Spitsbergen): 1 - zasięg czoła lodowca Werenskiolda w lecie 1998 r., 2 – morena czołowa, środkowa i boczna z jądrem lodowym, 3 – źródła wypływu wód subglacjalnych, 4 – pola nalodziowe na początku sezonu ablacji: I – nalodzie Kvisli, II nalodzie Liperta, III – nalodzie Duszana, IV – nalodzie Czarne, V – nalodzie Wiesławy, VI – nalodzie wrocławskie, 5 – miejsca poboru prób wzdłuż linii profilowych, 6 – jezioro Mewie, 7 – linie profilowe

U podnóża Angelfjellet (591 m n.p.m.) w południowej części lodowca każdego roku tworzy się znacznych rozmiarów pole nalodziowe u wylotu "Wypływu Wrocławskiego" (ryc. 68 – VI). Jest ono nazywane "Nalodzią Wrocławską". Od strony północnej opiera się ono o biegnący prostopadle do czoła lodowca garb skalny. Tam właśnie nalodzia osiągają swe maksymalne miąższości (3-4 m) i zazwyczaj nie znikają w całości w czasie sezonu ablacji. W południowo - zachodniej, marginalnej części nalodzi stwierdzono fragmenty reliktowych nalodzi pogrzebanych pod warstwą osadów fluwioglacjalnych. Wszystkie wymienione pola nalodziowe leżą w wewnętrznej strefie marginalnej Lodowca Werenskiolda. Na zewnątrz moreny czołowej w obrębie Elveflya nie zaobserwowano w latach dziewięćdziesiątych pokryw nalodziowych.

Kopuły nalodziowe górują nad lekko nachyloną (ku zachodowi) powierzchnią nalodzi. Osiągają one różne wysokości od kilku do 5-7 m¹. Wyraźne kopuły nalodziowe stwierdzano już w końcu grudnia i styczniu 1998 roku (Maciej Burzyk – informacja ustna). W połowie lutego, gdy rozpoczynał się dzień polarny, lód na powierzchni kopuły wypływu Kvisli wyraźnie górował nad powierzchnią nalodzi i był na tyle gruby, by bez trudu utrzymywać ciężar człowieka na swej powierzchni. W marcu 1999 roku obserwowano naturalne wypływy wody z wywierzyska Kvisli. W ciągu 30 minut woda pokonywała odległość 15 m. W końcowym etapie cała powierzchnia pola nalodziowego była pokryta cienką warstwą spływającej wody. W lokalnych zagłębieniach tworzyły się małe "jeziorka" stanowiące mieszaninę wody, rozmiękłego śniegu i lodu. Można przypuszczać, że takie wypływy mają charakter powolny i są długotrwałym ciągłym zjawiskiem w okresie całej zimy. Kolejne warstwy lodu namarzają stopniowo i systematycznie. Powolne wypływy wód następują samoczynnie.

¹ Marian Pulina, Jacek Jania - informacja ustna
Zdarza się jednak, zwykle na początku sezonu ablacji, że zjawisko to ma bardzo gwałtowny przebieg. Woda będąca pod znacznym ciśnieniem "wybrzusza" i podnosi kopuły lodowe od dołu, rozluźnia wiązania między poszczególnymi kryształami, aż w końcu rozrywa je. Wielkie bryły lodu (ze zniszczonej kopuły) wyrzucane są daleko, a zjawisko ma przebieg katastrofalny (Olszewski, 1981; obserwacje Bukowskiej-Jani z czerwca 1999 roku). Uwolniona woda rozlewa się szeroko pokrywając nawet całą powierzchnię nalodzi. Nalodzia są szczególnie dobrze widoczne gdy stopnieje ostatnia warstwa wiosennego śniegu. Zaznacza się wtedy granica między błękitnym lodem lodowcowym i białym nalodziowym.



HORNJUND

c. Obraz geomorfologiczny obszarów niezlodowaconych fiordu Hornsund

Andrzej Karczewski

i. Wstęp

Opracowanie obejmuje wolne od lodu wybrzeże i góry nadmorskie Fiordu Hornsund oraz południowo-zachodnią część Sørkapplandu. Północno-zachodnia granica tego obszaru sięga poza wybrzeża Fiordu, od zachodniego wybrzeża Ziemi Wedela Jarlsberga po moreny środkowe Lodowca Torella. Granica wschodnia sięga wybrzeża Burgerbukty, w większości zlodowaconego, ale w kilku miejscach odsłanianego spod lodu. Południowo-zachodnia część obszaru leży na niezlodowaconym wybrzeżu w górach Sørkapplandu i sięga po lodowiec Olsok na południowym krańcu Zachodniego Spitsbergenu. Powierzchnia tak wydzielonego obszaru niezlodowaconego wynosi około 190 km², co w stosunku do całego regionu geomorfologicznego (w granicach zlewni Fiordu Hornsund) wynoszącego około I tys. km², stanowi zaledwie poniżej 20%. Wewnątrz tego regionu występuję niezlodowacone grzbiety i masywy górskie, które zajmuję niewielki procent powierzchni (około 100 km², 9%).

Mimo tak niewielkiej powierzchni obszary niezlodowacone stanowia najważniejsze jednostki geomorfologiczne w obrębie których zachowane są ślady historii rozwoju geomorfologicznego, zarówno tej ostatniej, wiekowej, sięgającej od ostatniej fazy transgresji lodowców, czy historii tysiącletniej od optimum klimatycznego zbiegającego się z czasami wikingowskimi, jak i historii przedholoceńskiej obejmującej plejstoceńskie zmiany zasiegów wielkich lodowców i kształtowanie sie lodowej kopuły arktycznej. Najmłodsza historia geomorfologiczna jest tu dokumentowana w sposób naukowy od połowy ubiegłego stulecia, chociaż penetracja człowieka, głównie wielorybników, ma tu miejsce już od początku XVII wieku. Na południowym wybrzeżu fiordu, w zatoce Gås powstaje nawet baza wielorybnicza. Jednakże za pierwszą działalność naukową należy uznać wyniki penetracji austriackiej Hornsundu w roku 1872 (załoga statku Tagetthof). Na przełomie XIX i XX stulecia wyprawa topograficzna rosyjsko-szwedzka wnosi poważny wkład do znajomości zlodzenia Hornsundu. W czasie wypraw tych wykonano pierwsze mapy topograficzne, określono zasięgi lodowców i przeprowadzono prace kartometryczne. W latach 30-tych naszego stulecia rejon ten jest badany przez Polaków (kartowanie topograficzne i geologiczne), Niemców (wyprawy kartograficzne) i Norwegów, którzy wykonują pierwsze zdjęcia lotnicze Spitsbergenu. Efektem tych wypraw były nowoczesne mapy topograficzne i dokładne plany lodowców, a zdjęcia lotnicze i naziemne zrobione w tym czasie maję ogromną wartość poznawczą w zakresie studiów nad zmiennością rzeźby i zasięgiem lodowców. Należałoby tu odnotować działalność wypraw niemieckich w końcu lat trzydziestych i na poczatku lat czterdziestych, które w tym czasie penetrowały Spitsbergen. Opracowały one zapewne rzeźbe wybrzeża i strefy podwodnej szelfu dla celów militarnych wykorzystanych w czasie II wojny światowej. Materiały te nie są znane autorom tego opracowania. W II połowie lat pięćdziesiątych podjęta została akcja międzynarodowa w ramach III Światowego Roku Geofizycznego. Udział Polaków zamanifestowany został wybudowaniem stacji naukowej nad Zatoka Białego Niedźwiedzia w roku 1956. Ważne miejsce w programie badań tej stacji zajmowały studia geomorfologiczne, w tym współczesnych procesów (grupa A. Jahna), zagadnień geologicznogeomorfologicznych (K. Birkenmajer, S. Z. Różycki), procesów i struktur peryglacjalnych (grupa J. Dylika). Dzięki tym pracom została rozpoznana geomorfologia obszarów położonych wokół fiordu Hornsund, na zachodnich wybrzeżach Sørkapplandu i południowych wybrzeżach Bellsundu. W okresie tym główny nacisk położony był na rejestrację obecności głównych typów form i określenie przebiegu najważniejszych procesów morfogenetycznych. Na podstawie obserwacji terenowych, pomiarów i analiz powstały koncepcje rozwoju rzeźby i historii zlodowaceń tego obszaru oraz stosunku rzeźby rejonu Hornsundu do innych rejonów Spitsbergenu. Najważniejsze prace tego okresu dotyczyły problemów genezy i sekwencji wiekowej podniesionych teras morskich, rozwoju form akumulacji glacjalnej i fluwioglacjalnej, zjawisk peryglacjalnych i procesów stokowych (K. Birkenmajer 1958-1970, L. Dutkiewicz 1967, J. Dylik 1968, A. Jahn 1959-1967, S. Jewtuchowicz 1962, 1965, H. Piasecki 1968, S. Szczepankiewicz 1961, 1968, J. Szupryczyński 1963-1968 i inni).

Drugi okres powojennych wypraw spitsbergeńskich przypadł na początek lat siedemdziesiątych. W czasie tych ekspedycji organizowanych przez Uniwersytet Wrocławski poszerzono zakres badań geomorfologicznych, zwłaszcza w odniesieniu do zjawisk i procesów glacjalnych i peryglacjalnych oraz krasowych. Kontynuowano wtedy prace nad współczesnymi procesami geomorfologicznymi zapoczątkowane przez A. Jahna (studia grupy M. Puliny), problemy genezy form marginalnych lodowców (A. Karczewski, E. Wiśniewski) czy też niektóre zagadnienia związane z wybranymi problemami glacjo-morfologicznymi (grupa S. Baranowskiego). W większym stopniu stosowano wtedy metody ilościowego badania procesów morfologicznych oraz struktury i tekstury form terenu, a także ich morfometrii. Ujawniono również znaczenie niedocenionych do tej pory czynników morfogenetycznych w modelowaniu form terenu. Za najważniejsze, będące rezultatem badań w tym okresie należy uznać publikacje S. Baranowskiego (1977 a, 1977 b), J. Cegły i S. Kozarskiego (1977), A. Jahna (1977), A. Karczewskiego i E. Wiśniewskiego (1977, 1979), S. Kozarskiego (1982), A. Martiniego (1975), K. Pękali (1980), A. Szponara (1975).

Duża ilość opublikowanych materiałów obserwacyjnych. a także doświadczenia zebrane w ciągu kilku lat badań terenowych stworzyły warunki do podjęcia prac nad kartograficznym podsumowaniem znajomości geomorfologii rejonu Hornsundu. Warunki do tego stworzyła nowa seria polskich wypraw organizowanych przez Instytut Geofizyki PAN od końca lat siedemdziesiątych. Wyprawy te działały w oparciu o odrestaurowaną polską stację polarną. Wyposażenie techniczne tych wypraw pozwoliło rozszerzyć obszar badań. Celem prac terenowych w latach 1979 i 1980 było systematyczne kartowanie geomorfologiczne, prowadzone przez kilka zespołów (grupa A. Karczewskiego i W. Stankowskiego).

Niezależnie od zadań zmierzających do opracowania kartograficznej syntezy geomorfologii otoczenia Hornsundu, w tym najnowszym okresie badań powstało wiele prac szczegółowych, które mają istotne znaczenie dla poznania rozwoju różnych form na badanym obszarze (L. Andrzejewski, W. Stankowski 1981; J. Jania i in. 1981; A. Karczewski, A. Kostrzewski, L. Marks 1981 a, 1981 b, 1981 c; P. Kłysz, L. Lindner 1981 a, 1981 b, 1981 c; L. Lindner, L. Marks, K. Pękala 1983; L. Marks 1981; W. Stankowski 1981 i inni).

Rezultatem wspomnianych badań, które koncentrowały się w strefach marginalnych głównych lodowców kończących się na lądzie, na podniesionych terasach morskich oraz stokach i dnach dolin niezlodowaconych, jak również w oparciu o uzupełnienia dokonane w obszarach trudno dostępnych na podstawie interpretacji zdjęć lotniczych wykonano pierworys mapy geomorfologicznej w podziałce I:50 000. Dodatkowe kartowanie terenowe i sprawdzenie niektórych fragmentów mapy wykonano w lecie 1983 roku. Na mapie wydanej w 1984 roku w podziałce I:75 000 (A. Karczewski i in. 1984) wyeksponowany został dodatkowo obszar strefy marginalnej lodowca Werenskiold, przez umieszczenie na kartonie w podziałce I: 25 000. Stanowi on przykład najlepiej poznanej strefy marginalnej lodowca w rejonie Hornsundu i zawiera prawie pełną sekwencję form spotkanych przed czołami lodowców kończących się na lądzie.

Wydana mapa zamyka wyraźny etap badań zjawisk geomorfologicznych południowego Spitsbergenu, będąc rodzajem podsumowania wyników dotychczasowych wysiłków badawczych. Jednocześnie mapa ta otwiera nowy etap bardziej szczegółowych badań nad problemami które m.in. wyłaniają się z prezentowanego obrazu kartograficznego. Poniżej zostaną omówione niektóre zespoły form czy charakterystyczne struktury w wybranych czterech najlepiej poznanych jednostkach geomorfologicznych, a mianowicie w obrębie podniesionych teras morskich, podstokowych wałach moren niwalnych, strefach marginalnych lodowców i w obszarach krasowych.

ii. Podniesione terasy morskie

Największe powierzchnie nie zajęte przez współczesne zlodowacenie stanowią podniesione terasy morskie. W latach 1979 i 1980 przeprowadzenie kartowanie tych teras a uwzględniając dotychczasowe wyniki polskich badań (K. Birkenmajer 1958 a, 1958 b, 1959 b, 1960, 1970, 1982; A. Jahn 1959 a, 1959 b, 1960, 1961, 1968 b, 1977; A. Karczewski, A. Kostrzewski, L. Marks 1981 c; P. Kłysz, L. Lindner 1981 b; W. Stankowski 1981) było możliwe dokonanie ich klasyfikacji i rozkładu przestrzennego (ryc. 69, 70, 71). Stanowią one jeden z ważniejszych typów morfogenetycznych na mapie geomorfologicznej Hornsundu. Na równinie o szerokości od kilkudziesięciu metrów do kilku kilometrów występuje zespół płaskich, pochylonych w kierunku morza teras morskich zbudowanych przeważnie z otoczaków morskich. W ich obrębie spotyka się w wielu miejscach skałki ostańców abrazyjnych. Poziomy, których powierzchnie obserwować można nieraz na wysokości kilkuset metrów, wyniesione zostały w wyniku ruchów izostatycznych. Wielkość powierzchni terasy zależeć będzie od prędkości ruchu wznoszącego, jak też od długości spokoju izostatycznego. Poniżej zostaną omówione poszczególne poziomy terasowe, oddzielnie dla północnego, jak i dla południowego wybrzeża fiordu Hornsund. Oddzielne omówienie tych teras podyktowane jest faktem nierównomiernego ich wykształcenia i różnych wysokości względnych na obydwu brzegach fiordu Hornsund. W 1993 roku L. Lindner i L. Marks podjęli próbę korelacji podniesionych teras morskich z epizodami glacjalnymi.

• Obszar północny (ryc. 69, 71)

Na obszarze położonym pomiędzy lodowcem Torella, a półwyspem Treskelen (obszar północny) wydzielono system piętnastu podniesionych teras morskich o następujących wysokościach: 230-220 m, 205-200 m, 190-180 m, 115-100 m, 95-80 m, 75-70 m, 65-60 m, 46-45 m, 46-40 m, 35-32 m, 25-22 m, 18-16 m, 12-8 m, 6-4,5 m, 2 m n.p.m. Poziomy występują nierównomiernie i o różnym wykształceniu, pod względem genetycznym.

Na obszarze pomiędzy Torellbreen a Werenskioldbreen obejmującym równinę Vimsy i Elveflya przeważają ostańce abrazyjne o małych powierzchniach ze szczotkowymi pokrywami akumulacyjnymi. Szczególnie na Vimsodden zachowały się fragmenty teras: 25-22 m, 18-16 m, 12-8 m, 6-4,5 m i 2 m n.p.m. Duża powierzchnia terasy 12-8 m npm zachowała się pod stokami Jens Erikfjellet.

Najpełniejszy zestaw poziomów teras morskich na równinie nadmorskiej na północ od Hornsundu przedstawia Kvartsittsletta. Pomiędzy Kvartsittodden a północno-zachodnim zboczem Gulliksenfjellet po Hyttevikę widoczny jest amfiteatralny układ od poziomu 6-4,5 m, na którym występują podwójne lub pojedyncze wały burzowe, poprzez poziomy 12-8 m, 18-16 m. 25-22 m, 35-32 m do 45-40 m n.p.m. Za wyjątkiem powierzchni abrazyjnych teras 18-16 m, 25-22 m, 35-32 m npm, pozostałe są pochodzenia akumulacyjnego.

Począwszy od Hytteviki po Worcesterpynten występuje najrozleglejsza powierzchnia terasy 12-8 m obejmująca znaczną część równiny nadmorskiej Skjerstranda i Rålstranda. Monotonia powierzchni urozmaicona jest szeregiem ostańców abrazyjnych, nieraz o wysokości kilku metrów. W obrębie zatok najczęściej poziom terasy opada krawędzią lub wałem burzowym na najniższy poziom terasy 6-4,5 m n.p.m. Na wysuniętych półwyspach np. Seterdalneset, Låkpynten, Worcesterpynten znajduję się ostańce poziomu wyższego terasy 18-16 m npm typu abrazyjnego ze szczotkowymi pokrywami akumulacyjnymi.

Mały fragment poziomu terasy 35-32 m n.p.m. występuje przy wylocie Steinvikdalen. Poza obszarem równiny nadmorskiej terasy morskie, o mniejszych lub szczątkowych powierzchniach występują w głównych lub bocznych dolinach.

W dolinie Brattegg największą powierzchnię, obejmującą jej dno zajmuje terasa 80-95 m n.p.m. W części wylotowej, po obu stronach doliny, znajdują się małe fragmenty poziomu terasy 110-100 m npm. Ten sam poziom występuje również w części górnej doliny, nadbudowany częściowo ilością głazów pochodzących z obrywu skalnego. Na tym samym zboczu, idąc w górę doliny, znajdujemy fragmenty poziomów 180 m n.p.m. i 200 m n.p.m. Są to powierzchnie częściowo zamazane dużym obszarem głazowiska, które je pokrywa. Gdzieniegdzie wśród bloków skalnych znajdują się dość znaczne powierzchnie o wyraźnie abrazyjnej genezie. W zawieszonej dolince na zachodnich zboczach Angellfjellet widoczne są również dwa poziomy - 200 m i 230 m n.p.m.





Ryc. 70. Podniesione terasy morskie obszaru południowego Hornsundu (Sörkeppland), (Andrzejewski, Kłysz P., Lindner L., Stankowski W., 1980) 1 - 16 - poziomy podniesionych teras morskich, 17- wały burzowe, 18 - jeziora

W partii wylotowej Stainvikdalen występuje wąska półka poziomu o wysokości 180 m n.p.m. Dość rozległą powierzchnię akumulacyjną stanowi natomiast poziom 200-205 m npm. Pod zboczami Trulsenfjellet, po obu stronach doliny, widoczne są wąskie półki poziomu o wysokości 220-230 m n.p.m.



Ryc. 71. Podniesione terasy morskie (układ pionowy), (Stankowski W., 1982)

W następnej bocznej dolince Gangpasset znajduje się wyraźny poziom akumulacyjny o wysokości 80-95 m n.p.m. Rozciąga się on od załomu przy wylocie formy do pierwszego łuku moren czołowych lodowca Gang.

W ostatniej formie na Rålstrandzie, małej dolince Lechdalen w masywie Rotjesfjellet, występują dwa wyraźne poziomy terasowe. Niższy poziom o wysokości 110-100 m n.p.m. oraz wyższy na wysokości 220-230 m n.p.m. są pochodzenia abrazyjno-akumulacyjnego.

Następny obszar szeregu poziomów terasowych to środkowy i dolny odcinek Revdalen i Fuglebergsletta. U nasady Worcesterpynte znajdujemy poziomy częściowo abrazyjne - 45-40 m n.p.m. i akumulacyjne o wysokości 25-22 m n.p.m. i 12-8 n n.p.m. Pomiędzy Ariebukta a częścią południową Revvatnet występuje zespół poziomów terasowych, w formie wachlarza, którego oś stanowi Revelva. Nad samą zatoką rozciąga się dość znaczna powierzchnia tarasy 6-4,5 m n.p.m. Otoczona od strony morza i kontaktu z wyższą terasą potężnymi systemami wałów burzowych. Rozległą powierzchnię stanowi poziom 12-8 m n.p.m., po obu stronach Revelvy. Występuje na niej szereg niewielkich ostańców abrazyjnych o wysokości względnej do 3-2 m. Poziom terasy 25-20 m n.p.m. oddzielony jest od poprzednio opisanego, na znacznych odcinkach wyraźnymi wałami burzowymi. Jest to terasa akumulacyjna występująca tak w zachodniej części, jak i wschodniej dolnego odcinka Revdalen, wzdłuż zboczy Rotjesfjellet. Od strony południowej i południowowschodniej występuje poziom terasy o wysokości 45-40 m n.p.m., również oddzielony od poprzedniej terasy wałem burzowym. Jest to poziom akumulacyjny, który rozleglejszą powierzchnią kontaktuje ze stokami Skoddefjellet. Fragment tej terasy przylegającej do południowej części Revvatnet kontaktuje z dużą zmutonizowaną powierzchnią skalną. U podstawy zboczy Skoddefjellet, na wysokości południowej części Revvatnet znajdują się niewielkie półki teras o wysokości 45 - 46 m i 60 - 50 m n.p.m. W głębi doliny Rev., przy wylocie Skalfjelldalen, na zboczach progu skalnego występują wąskie półki teras abrazyjno-akumulacyjnych o wysokościach 100 - 105 m i 180 - 190 m n.p.m.

Na południowo-zachodnim zboczu Ariekammen, przy wylocie Ariedalen, znajduje się fragment z cienką pokrywą akumulacyjną terasy o wysokości 100 - 115 m n.p.m., który koresponduje prawdopodobnie ze wspomnianą półką terasową przy wylocie Skalfjelldallen.

Na obszarze Fuglebergslette występuję trzy poziomy wyniesionych teras na wysokości 6-4,5 m, 12-8 m i 25-22 m n.p.m. Poziom najniższy występuje na przedłużeniu zatok, pomiędzy Isbjörnhamna a Veslebogen. Powierzchnie wspomnianej terasy oddzielone są od morza od wyższego poziomu mocno rozbudowanymi wałami burzowymi. Poziom 12 - 8 m n.p.m. zajmuje największą powierzchnię. Jest to poziom akumulacyjny na którym w wielu miejscach występują skałki abrazyjne o wysokościach względnych do kilku metrów. W części wschodniej powierzchnie skalne od strony Hansbreen posiadają cechy mutonów.

W części zachodniej Fuglebergsletta występują podłużne rozcięcia erozyjne wytworzone przez wody roztopowe, podobnie jak i w części ujściowej Revdalen. W części środkowej Fuglebergsletta natomiast znajduje się, szczególnie w strefie kontaktowej z wyższym poziomem terasowym, rozcięcie erozyjne w litych skałach wyerodowane przez spływające wody pro niwalne ze stoków Ariekammen. W zapleczu rozbudowanego wału burzowego rozwinęło się szereg jeziorek tundrowych.

Następna z kolei terasa o wysokości 25 - 22 m n.p.m. w przewadze prezentuje powierzchnię abrazyjną. Gdzieniegdzie występują tylko cienkie pokrywy akumulacyjne. W niej znajdują się partie źródliskowe opisanych poprzednio rozcięć pro niwalnych.

O wiele mniejsze powierzchnie podniesionych teras morskich występują w północnośrodkowej części fiordu Hornsund, pomiędzy lodowcem Hansa a półwyspom Treskelen.

Najwyraźniejszy układ teras występuje na Bogstrandzie, pomiędzy Fannytoppen a Gnålberget. Względnie rozległą powierzchnię stanowi poziom terasy 25-22 m, następnie 35-33 m, oraz 45-40 m n.p.m. Są to poziomy przeważnie typu akumulacyjnego. Pod samym Gnålberget, od strony Burgerbukty, znajdują się poziomy niższe to znaczy 4,5 m, 10-8 m oraz 22 m n.p.m. Na poziomie najniższym widoczne są niewielkie wały burzowe. Również i te poziomy są przeważnie pochodzenia akumulacyjnego.

Następnym odcinkiem północnego wybrzeża fiordu Hornsund, na którym znajdują się poziomy terasowe, to pas podnóża Marietoppen przy Hyrneodden. Tutaj również powierzchnie są niewielkie, a wysokości teras następujące: 12-8 m, 25-22 m, 35-33 m i 45-40 m n.p.m.

Ostatnim wycinkiem tej części wybrzeża fiordu są terasy znajdujące się u nasady oraz części zachodniej półwyspu Treskelen. Tworzę one zespół wąskich półek na wysokościach: 2 m, 6-4,5 m, 12-8 m, 18-16 m, 25-22 m, 46-40 m, 46-45 m, 65-60 m i 115-100 m n.p.m. Wykorzystują one rzeźbę strukturalną półwyspu, a powierzchnie prezentują typ abrazyjno-akumulacyjny.

• Obszar południowy (ryc. 70, 71)

Obszar na którym wyznaczono terasy morskie zawarty jest pomiędzy Tsejbysjovfjellet a Olsokbreen. Przede wszystkim rozległe obszary Kulmstrandy, Hornsundneset, Breinesflya i TörrfIya przedstawiają rzeźbę podniesionych teras morskich. W wielu miejscach tworzę one wyraźne zespoły występujące na różnych wysokościach z bogatymi systemami burzowymi wałów lub liczne powierzchnie abrazyjne pooddzielane skalnymi ścianami klifów.

Zazębianie się typów genetycznych teras jest bardzo charakterystyczne dla całej Kulmstrandy, Hornsundnest i Breinesflya, aż po Rafenodden włącznie.

Na omawianym obszarze wydzielono siedemnaście wyraźnych poziomów terasowych o wysokościach: 4-3 m, 8-6 m, 18-10 m, 28-20 m, 38-30 m, 54-42 m, 75-67 m, 100-80 m, 110-100 m, 126-120 m, 13 m, 160 m, 190-180 m, 200 m, 215 m, 240-230 m, 270-260 m n.p.m. Poza tym wydzielono w obrębie masywu górskiego Hohenlohefjellet klify na wysokościach 330 m, 380-370 m, 440 m, 546 m (?) n.p.m.

U wylotu Lisbetdalen, na zachodnim zboczach Wurmbrandegi, występuje zespół poziomów terasowych od poziomu 10-18 m, poprzez 20-28 m, 30-38 m, 42-54 m do 67-75 m n.p.m. Są to terasy z przewagą akumulacyjne. W części środkowej doliny Lisbet występuje ten sam zespół poziomów bez najwyższego tzn. 56-75 m n.p.m. Typ genetyczny teras jest podobny.

Na Kulmstrandzie, północnym zboczu Hohenlohefjellet, występują dwa rozległe poziomy na wysokościach 10-18 m i 42-54 m n.p.m. oraz oddzielony wyraźnym klifem, poziom na wysokości 80-95 m n.p.m.

Zachodnie wybrzeże Sørkapplandu, począwszy od Hornsundneset przez Breinesflya po Törrfiya, przedstawia najszerszą równinę nadmorską rejonu fiordu Hornsund na której występuje zespół podniesionych teras morskich. Największy pod względem powierzchni i rozciągłości południkowej obszar zajmuje terasa na wysokości 10-18 m. Poza nią duże obszary zajmuje poziom o wysokości 20-28 m n.p.m. Cechę charakterystyczną wspomnianych dwóch poziomów jest olbrzymia ilość wałów burzowych występujących w ich obrębie.

Na obszarze Hornsundneset układ poziomów jest następujący: 3-4 m, 6-8 m, 10-18 m, 20-28 m, 30-38 m, 42-54 m oraz 67-75 m n.p.m. Oprócz rozlicznych skałek abrazyjnych, wałów burzowych występuje duża ilość jezior o znacznych rozmiarach stwarzając wrażenie krajobrazu "pojeziornego".

Breinesflya natomiast prezentuje nam podstawowe poziomy teras 3-4 m, 6-8 m, 20-28 m, 30-38 m n.p.m. U podstawy masywu skalnego Wiederfjellet pod Kulmrabben znajdują się półki teras 42-54 m, 56-75 m, 100-130 m oraz 160-180 m npm.

Na przedpolu Bungebreen wśród rozległej powierzchni sandru ekstra marginalnego zaznaczają się wyraźne płaty terasy 6-8 m i 10-18 m n.p.m. Podobna sytuacja występuje na Törrflya na przedpolu Vitkowskibreen.

Pomiędzy Vitkowskibreen a Olsokbreen oprócz najniższych poziomów zaznaczają się niewyraźne, zdeformowane zjawiskami krasowymi powierzchnie abrazyjne poziomów 42-54 m, 67-75 m i 80-95 m n.p.m.

Na stokach Hohenlohefjellet stwierdzono, choć niejednomyślnie, miejsca działalności abrazyjnej na wysokościach 440 m, 380-370 m i 330 m n.p.m.

iii. Podstokowe wały moren niwalnych

Elementem morfologicznym, który wywiera dość znaczny wpływ na rzeźbę obszarów niepokrytych współczesnym zlodowaceniem są podstokowe wały. Geneza ich i wiek nie są w pełni wyjaśnione (K. Birkenmajer 1958, 1959; Z. Czeppe 1966; A. Jahn 1959 a, 1959 b; J. Szupryczyński 1968).

Fakt współczesnego tworzenia się analogicznych form w głębi Fiordu Hornsund (na przykład pod Sofiekammen od strony Burgerbukta) przemawia za uznaniem ich za moreny niwalne czy moreny lodowców stokowych typu fartuchowego.

W obrębie przestrzennego układu wałów zaznacza się wyraźna dysproporcja. Zdecydowana większość tego typu form występuje na obszarze pomiędzy Torellbreen a półwyspom Treskelen (ryc. 72). Nieliczne wały zaznaczają się na Sørkapplandzie u stóp masywu skalnego Hohenlohe i w Lisbetdalen (*vide* mapa geomorfologiczna Hornsundu zamieszczona w załącznikach do przewodnika na CD). Podstawowe wały wykazują różną morfologię i wielkość. Zbudowane są z bloków skalnych, które są miejscowego pochodzenia. Bloki skalne złożone są chaotycznie, choć dominuje układ prostopadły do osi morfologicznej wałów. Materiał skalny pochodzi z denudacji stoków i ma charakter obrywowy. Wały wyznaczają okres nasilenia obrywów skalnych i odpadanie po płatkach śnieżnych. Od stoku górskiego oddzielone są najczęściej obniżeniem do którego schodzę stożki piargowe.



du), (Karczewski A., Kostrzewski, Marks L., 1979) 1 – wały podstokowe, 2 – lód lodowcowy, 3 – grzbiety górskie, 4 – podniesione terasy morskie

Przebieg wałów jest nieciągły. Występuję one najczęściej na najniższych terasach morskich o wysokościach 8-12 m, 16-18 m, 32-35 m i 45 m n.p.m., rzadziej natomiast na poziomy 115 m, 230 m n.p.m. W przestrzennym rozmieszczeniu brak jest określonej prawidłowości w ich występowaniu. W wielu przypadkach schodzą z jednej terasy na drugą, maskując ich krawędzie względnie je wyraźniej podkreślają. Największe wały osiągają długość około 1800 m, szerokość 400-1200 m, wysokości względnej do 100 m. W wielu formach zaznacza się wewnętrzne rozczłonkowanie.

W związku z różnym wykształceniem morfologicznym wydzielono typy: pojedyncze wały, zespoły stożków podłużnych, wachlarzowaty, zwałowiskowy. Analiza powyższa wskazuje na wieloetapowość w ich rozwoju, co należy wiązać z okresami wzmożonej dostawy materiału blokowego.

Przestrzenne rozmieszczenie najważniejszych form wałowych przedstawia analizowana mapa geomorfologiczna reionu Hornsundu (A. Karczewski i in. 1984) Poczawszy od obszaru północnego omawianego regionu wały podstawowe występują u podstawy północnego i zachodniego zbocza Jens Erikfjellet o długości około 1500 i 700 m i średniej szerokości 250 m. Wysokości względne dochodzą do 50 m. O podobnych parametrach występują wały na Kvartsittsletta u podstawy północno-zachodniego zbocza Gulliksenfiellet (ryc. 73). Najwieksza ilość wałów podstokowych o różnej skali zaznacza się na równinie nadmorskiej Skjerstranda i Ralstranda. U wylotu Gangpasset wał jest krótszy o długości około 450 m, 100 m szerokości względnej. U podstawy Torbjornsenfjellet występuje wał o długości 1000 m i szerokości 250 m oraz wysokości względnej 47 m. Ostatnimi wałami na wspomnianej równinie nadmorskiej są wały położone u podstawy zbocza Rotjesfiellet. Mniejszy, położony na wysokości Rotjespynten, osiąga długość 400 m, szerokość 200 m i wysokość względną 15 m. Zaznaczenie większych rozmiarów wał występuje na wysokości Worcesterpynten o długości 1100 m, szerokości 350 m i wysokości względnej 37 m. Duże ilości podstokowych wałów moren niwalnych występuje po obu stronach doliny Rev. Na zachód od Revvatnet u podstawy stoków występuje podwójny zespół wałów podstawowych o długości 1000 m, szerokości 100 m i wysokości względnej 16 m. Przy wylocie doliny, wzdłuż zbocza Rotjesfjellet, występuje jeden z większych wałów o długości 1500 m, szerokości 150 m i wysokości względnej 30 m. Po stronie wschodniej Revdalen u stóp Skoddefjellet, zaznacza się duża i wyraźna forma o długości 1750 m, szerokości 200 m i wysokości względnej 30 m. U wylotu bocznej doliny Arie znajduje się jedna z mniejszych form wałowych o długości 500 m i szerokości 60 m oraz wysokości względnej 35 m. Na obszarze Fuglebergsletta, pomiędzy lodowcem Hansa a zboczem Fugleberget, występuje najdłuż-sza forma wałowa – długość 1800 m, szerokość 100 m, wysokość względna do 20 m.



Ryc. 73. Szkic geomorfologiczny wału podstokowego (Karczewski A., Kostrzewski A., Marks L., 1979)

A: 1 – skały podłoża, 2 – pisaki i żwiry morskie, 3 – kamienie i głazy wału, 4 – kamienie współczesnych stożków usypiskowych

B: 1 – skały podłoża, 2 – część akumulacyjna teras morskich, 3 – część abrazyjna teras morskich,
4 – stożki usypiskowe, 5 – zatorfione dna obniżeń, 6 – krawędzie teras morskich, 7 – zasięg wałów, 8 – oś morfologiczna wału, 9 – cieki, 10 – linia profilowa

Ostatnimi formami wałów moren niwalnych po północnej stronie Hornsundu jest strefa wzdłuż wschodniej strony Burgerbukty u stóp masywów górskich Kruseryggen, Urnetoppen i Marietoppen. Długości ich wynoszą 1000 m, 300 m, 500 m, szerokości 1200 m oraz wysokość względna od 30 do 80 m.

Na obszarach położonych na południe od fiordu Hornsund na Sørkapplandzie, podstawowe wały moren niwalnych występują jedynie w części środkowej i wylotowej Lisbetdalen oraz u podstawy północnego zbocza Hohenlohefjellet. Jest to kilka małych form o długości maksymalnej do 750 m, szerokości do 70 m i wysokości względnej do 30 m. Jeszcze mniejsze dwie formy wałowe występują u wylotu Sergeijevskardet.

iv. Strefy marginalne lodowców rejonu Hornsundu

Przy analizie rzeźby obszarów współcześnie nie objętych zlodowaceniem niewątpliwie najciekawsze, jeśli chodzi o bogactwo form, stanowią strefy marginalne lodowców kończących się na lądzie. Na omawianym obszarze są to lodowce: Torella (część wschodnia), Nann, Werenskiold, Gangpasset, Hans, Bunge i Vitkowski. Część z nich a mianowicie: strefy marginalne lodowców Wschodniego Torella, Nanna, Werenskiolda oraz Hansa i Gåsa, zostały przedstawione w pierwszej części przewodnika ("Otoczenie Fiordu Hornsund"), pozostałe zostaną poniżej pokrótce omówione.

• Lodowiec Torella (część wschodnia)

Jest on największym lodowcem rejonu Hornsundu. Zewnętrzny łuk wałów lodowomorenowych, biegnący od zatoki Skodde po wały lodowo-morenowe lodowca Nann, osiąga 3,5 km długości i 300 m szerokości (ryc. 64). Wysokość wału wzrasta w kierunku wschodnim. W części zachodniej bowiem, w pobliżu zatoki Skodde, zaznacza się ocieplający wpływ morza na degradację jądra lodowego. Wał poprzerywany jest w wielu miejscach rozcięciami odpływów proglacjalnych lub szerokimi bramami sandrowymi. W miejscu styku wału zewnętrznego z wałem lodowca Nann, w pozycji ekstramarginalnej, występuje wyraźny, o bogatej rzeźbie "interlobalny" stożek sandrowy.

Pomiędzy współczesną krawędzią lodowca a zewnętrznym wałem lodowo-morenowym występuję trzy wyraźne ciągi wałów w części środkowej i zachodniej przedpola. Wały o wysokości względnej 6-20 m i zmiennej długości i szerokości posiadają spłaszczone kulminacje zbudowane z gliny morenowej, w jądrach których tkwi reliktowy lód lodowcowy. Na powierzchniach wałów spotyka się w szeregu miejscach morenę walikową (fluted moraine) świadczącą o bazalnym charakterze gliny morenowej. A. Karczewski, E. Wiśniewski (1977) zakwalifikowali omawiane wały jako stare wały lodowo-morenowe przekroczone, zmutonizowane. Natomiast L. Lindner, L. Marks, S. Ostaficzuk (1982) utrzymują, iż są to nabrzmienia moreny dennej z lodem reliktowym pod powierzchnią warstwy supraglacjalnej.

W wyniku postępującej, etapowej recesji lodowca występuję cztery obniżające się w kierunku lodowca, poziomy sandrów marginalnych. Poziomy te funkcjonowały nie tylko dla wód roztopowych lodowca Torella, ale również stanowiły drogi odpływu wód lodowca Nann przez przełom utworzony w jego czołowym wale. Szczególnie najniższy poziom sandrowy w wielu miejscach deformowany jest wytapianiem zagrzebanych płatów i brył martwego lodu.

Przedpole Torella wykazuje zatem wyraźną strefowość rzeźby paralelnej do czoła regredującego lodowca, co przedstawia załączony ryc. 64.

Przedstawiona tu sytuacja geomorfologiczna moreny bocznej lodowca Torella dotyczy roku 1973. Recesja lodowca jaka miała miejsce od tamtego czasu odsłoniła znaczną powierzchnię wolną od lodu. Widoczna jest ona na ortofotomapie opartej o zdjęcia lotnicze z 1990 r. (vide załącznik do przewodnika nr 2)

• Lodowiec Nann

Jednym z mniejszych lodowców północnej części rejonu Hornsundu jest lodowiec Nann. Jego zewnętrzny wał lodowo-morenowy, mocno rozbudowany styka się z zewnętrznym wałem lodowca Torella. Szczególnie w części środkowej zaznacza się znaczna degradacja lodu reliktowego w wyniku czego powstaje szereg nisz soliflukcyjnych i lobów spływów gliniastych. W części północnej bezpośredniego przedpola znajduje się jezioro proglacjalne do którego niewysokim klifem opada lodowiec. Natomiast w części południowej występują dwa poziomy sandrowe. Poziom niższy powstający współcześnie poprzez proglacjalny odpływ, rozciął poziom wyższy tworząc w ten sposób szereg ostańców.

W zewnętrznym wale lodowo-morenowym występują dwa przełomy. W części środkowej, przełom zawieszony, starszy którym przepływały wody roztopowe na przedpole lodowca Torella (A. Karczewski, E. Wiśniewski, 1977) oraz przełom młodszy wykorzystywany przez współczesny odpływ proglacjalny, ekstramarginalny w południowo-zachodniej części łuku. Od przełomu w kierunku rzeki Vimsy rozwijają się corocznie rozległe pokrywy nalodzi.

Lodowiec Gangpasset

W sytuacji przełęczowej, pomiędzy Trulsenfjellet a Tobjörnsenfjellet, występuje niewielki lodowiec Gangpasset. W górnych odcinkach dolin Rev i Gang tworzy on dwie strefy marginalne. W dolinie Gang strefę marginalną tworzę dwa wyraźne cięgi czołowo-morenowych wałów lodowomorenowych w kształcie łuków. Niższy wał położony na wysokości ok. 95-100 m n.p.m. osiąga wysokość ok. 20 m. W jego części środkowej w wyniku degradacji lodu spływa potok.

Na przedpolu wału zaznacza się szereg małych walików moren recesyjnych nieprzekraczających 1,5 m wysokości.

Drugi wał czołowy lodowo-morenowy położony jest na wysokości ok. 185-190 m n.p.m., przebiega w odległości około 300 m od poprzedniego. Pomiędzy krawędzią lodowca a wspomnianym wałem zalega płat martwego lodu o szerokości do 250 m pokryty zwartą pokrywą supraglacjalną, ablacyjną. Również przestrzeń pomiędzy wałami lodowo-morenowymi zajęta jest również przez martwy lód pokryty podobną pokrywą który podlega silniej degradacji.

W górnej części doliny Rev, strefa marginalna lodowca składa się z czołowego wału lodowomorenowego, mocno rozbudowanego na przedpolu, którego dość znacznie nachylona powierzchnia skalna wykazuje wyraźne pagórki mutonowe.

• Lodowiec Arie

U wylotu doliny Rev, pomiędzy masywami Ariekammen a Skoddefjellet, położone jest równoległe pole firnowe omawianego lodowca. Poniżej pola zaznacza się obniżona i silnie rozczłonkowana powierzchnia lodowa z miąższą pokrywą materiału ablacyjnego. W kierunku wylotu doliny zaznaczają się czołowe wały lodowo-morenowe, których wysokości względne osiągają 10-15 m wysokości. Jądra lodowe pokryte są dość miąższą warstwą, liczącą 1-1,8 m grubości, warstwą moreny kamienistej z dużymi licznymi blokami. Strefę marginalną odwadnia zewnętrzny wysoko zawieszony szlak sandrowy, który u wylotu doliny Arie kończy się stromym skalnym progiem. Ciek proglacjalny wcina się w litą skałę, u podstawy której, w wyniku załamania spadku powstał bardzo wyraźny stożek napływowy. Powyżej progu wzdłuż szlaku sandrowego występują po obu stronach płaty moreny dennej z wyraźnymi śladami transformacji soliflukcyjnej.

• Lodowiec Bunge

Lodowiec położony jest w północno-zachodniej części Sørkapplandu. Od zachodu otoczony jest masywem górskim Plogen. Czołowe wały lodowo-morenowe występuję w odległości 700-800 m od krawędzi współczesnego lodowca (ryc. 74). Strefa wałów składa się z szeregu równoległych garbów, w których pod cienką warstwą materiału morenowego znajduje się trzon lodu reliktowego podlegający silnej degradacji. Również wały moren bocznych o wysokości kilkudziesięciu metrów i wał moreny środkowej są w fazie postępującej degradacji.

Pomiędzy krawędzią lodowca a wałami czołowymi występuje rozległa powierzchnia sandru marginalnego z położonymi po obu stronach wału moreny środkowej proglacjalnymi zbiornikami zastoiskowymi. Sandr wykazuje cztery do pięciu poziomów morfologicznych przede wszystkim w postaci ostańców, a składany jest na lodzie pasywnym lub martwym.

Odwodnienie proglacjalne na przedpole odbywa się dwoma przełomami - wschodnim i zachodnim, gdzie wody tworzą rozległą powierzchnię sandru ekstramarginalnego, w dwóch wyraźnych poziomach: wyższym na wysokości 10-6 m n.p.m. i niższym na wysokości 4 - 3 m n.p.m. (ryc. 74). Powierzchnie sandrów marginalnego i ekstramarginalnego deformowane są degradacją rozległych pokryw nalodzi. Na przedpolu czołowych wałów lodowo-morenowych oprócz powierzchni sandrów ekstramarginalnych występuje system siedmiu poniesionych teras morskich od najwyższej położonej na wysokości 130-100 m n.p.m. do najniższej na wysokości 8 - 6 m n.p.m. z kompleksów wałów burzowych.



Ryc. 74. Strefa marginalna Bungebreen (Kłysz P., Lindner L., 1980)

1 - wychodnie skał podłoża podczwartorzędowego, 2 - starsze (Würm) osady morenowe, 3 - czołowe wały lodowo-

morenowe, 4 boczne wały lodowo

- morenowe, 5 muton, 6 - morena środkowa, 7 - powierzchnia moreny ablacyjnej, 8 - sandr intermarginalny, 9 wyższy poziom sandru ekstramarginalnego, 10 - niższy poziom sandru ekstramarginalnego z pokrywą supraglacjalną, 12 - pagórki morenowe na lodzie, 13 - pokrywa supraglacjalna na lodowcu, 14 - nisze niwalne, 15 - przełomy, 16 - stożki ablacyjne, 17 - stożki aluwialne, 18 - wytopiska, 19 - nisze i jęzory soliflukcyjne, 20 - gleby strukturalne, 21 - terasy morskie (wysokość n.p.m.), 22 - krawędzie teras, 23 - klify morskie, 24 - krawedzie erozyjne sandrowe, 25 - rzeki, jeziora, 26 - pozycja lodowca w 1966, 27 - pozycja lodowca w 1980, 28 - rozcięcia erozyjne, 29 - źródła krasowe





• Lodowiec Vitkowski

W odległości 4 - 5 km na południe od lodowca Bunge znajduje się lodowiec Vitkowski, pomiędzy masywami górskimi Plogen na północy i Hilmarfjellet na południu (ryc. 75). Opis strefy marginalnej lodowca przedstawili L. Andrzejewski, W. Stankowski (1981).

Boczne i czołowe wały lodowo-morenowe wychodząc poza obręb masywów górskich schodzą na zespół podniesionych teras morskich Björnbeinflyena i Törrfiya. Budują je w odróżnieniu od wszystkich dotychczas wspomnianych, przede wszystkim drobnookruchowe materiały morenowe. Przy przejściu wału czołowego w moreny boczne zaznaczają się dwa wyraźne przełomy odpływu proglacjalnego. Wały moren bocznych zbudowane są natomiast z grubookruchowych osadów morenowych.

Od przełomów w kierunku morza zaznaczają się wcięte w system podniesionych teras morskich ekstramarginalne szlaki sandrowe. W strefie wewnętrznej, marginalnej dominuje powierzchnia moreny dennej w wielu miejscach typu fluted. Na niej występują niewielkie wały lodowomorenowe oraz drobne pagórki moren czołowych, świadczących o etapach recesji lodowca.

Płat moreny dennej porozcinany jest wieloma szlakami sandrów marginalnych kończących się w wielu wypadkach na bezpośrednim zapleczu zewnętrznych wałów lodowo-morenowych, jeziorkami zaporowymi



HORNJUND

d. Zjawiska krasowe południowego Spitsbergenu

Marian Pulina

Zjawiska krasowe rozwijają się na południowym Spitsbergenie (ryc. 76) w marmurach, wapieniach i dolomitach wieku proterozoicznego i staropaleozoicznego, zaliczanych do serii Hecla Hoek. Ponadto występują tu niewielkie obszary zajęte przez wapienie jurajskie oraz gipsy i wapienie karbonu i permu. Północno i południowo - wschodnie wybrzeża Fiordu Hornsund, pod masywami wapiennymi Sofiekammen i Tsjejbysjovfjallet są zbudowane najczęściej z białych i szarych marmurów staropaleozoicznych. Są one podłożem oryginalnego reliefu litoralnego. Pod wysokimi ścianami masywów wapiennych rozciąga się wąski pas wybrzeża zajęty najczęściej przez dwie podniesione terasy morskie (niska 1 - 2 m, wyższa 4 - 5 m). Terasa górna ograniczona jest wysokim klifem wapiennym z licznymi niszami skalnymi i otworami niewielkich jaskiń (ryc. 77, 78), często wypełnionych korkami lodowymi. Na brzegach najniższej terasy odsłania się bądź wąski pas piaszczystej plaży, bądź wysepki i guzy wapienne tworzące typowy obszar szkierowy. Niejednokrotnie wybrzeże fiordu jest tu wykształcone w postaci małych zatoczek i palczastych półwyspów skalnych, którym towarzyszy szeroki pas szkierów. Powierzchnia teras pokryta jest licznymi formami skalnymi (skałki wapienne niejednokrotnie w kształcie iglic i baszt) oraz stożkami gruzowymi a często blokami, które spadły z wysokich ścian skalnych.

Omawiany tu typ wybrzeża wapiennego z zespołem form skalnych, występuje w wielu innych miejscach na Spitsbergenie. Podobne formy obserwujemy nie tylko na wybrzeżach Fiordu Hornsund ale na innych wybrzeżach wapiennych fiordów min. w Bellsundzie czy też na południowych wybrzeżach Sørkapplandu. Podobny typ wybrzeża został opisany przez francuskie wyprawy min. z Kongsfjordu, Forlandsundu i Isfjordu (Corbel red.1964). Z całą pewnością można uznać kras litoralny wybrzeży wapiennych Fiordu Hornsund za typowy dla wysp arktycznych.

Oryginalnym zjawiskiem w hydrografii krasowej na Spitsbergenie są ciepłe ale słabo zmineralizowane źródła. Niejednokrotnie odprowadzają one wody z wielkich wodonośców wapiennych położonych pod lodowcami (często zlokalizowanymi pod czaszami lodowcowymi), zajmującymi wnętrze środkowego i południowego Spitsbergenu. Źródła takie zostały odkryte w południowozachodniej części Ziemi Nordenskiolda w obrębie lodowców Torella. Wypływają one pod nunatakiem Raudfjellet (1014 m n.p.m.). Charakteryzuje je wysoka w tej strefie chłodu, temperatura osiągająca kilkanaście stopni Celsjusza i znaczna wydajność (sumaryczna wydajność tych źródeł wynosi kilkaset l/s). Wypływają one w brzeżnej strefie lodowca Wschodniego Torella, co spowodowało powstanie obszernej depresji termalno-krasowej położonej między skalnym stokiem nunataku a lodowcem (por. zlewnia nr 1 na ryc. 76). Źródła te czynne są przez cały rok, w tym również w czasie zimy i nocy polarnej. Na niektórych z nich powstają w zimie wysokie na kilka metrów kopuły lodowe z zamarzającą woda wypływającą ze szczytu takiej kopuły.

i. Kras wybrzeża Fiordu Hornsund u podnóża Masywu Sofiekammen

Północne wybrzeże centralnej części Fiordu Hornsund (ryc. 77, pkt 1) zwieńcza wysoka na ponad 800 m stroma ściana wapienna spadająca niemal do lustra wody morskiej. U jej podnóża rozpościera się tylko wąski pas wybrzeża z malowniczymi skałkami wapiennymi i palczastym wybrzeżem pełnym maleńkich guzów skalnych stanowiących typowe tu wybrzeże szkierowe. Wysoka ściana skalna zwana Gnälberget stanowi zakończenie wielkiego wapiennego masywu Sofiekamen, sięgającego na kilkanaście kilometrów w głąb Spitsbergenu (ryc. 78).

Przeważającą część wąskiego wybrzeża wapiennego pod Sofiekammen okala kilkumetrowej wysokości klif skalny ograniczający wyższą terasę morską. Jest on najwyższy w zachodniej części w obrębie zatoki Sofiebogen. Poniżej tego klifu, tuż pod wysoką ścianą Gnälberget odsłania się wąski, liczący zaledwie kilkadziesiąt do stu metrów szerokości, pas terasy niższej. Na niej występują ory-

ginalne formy skalne i otwory jaskiń, z których jedna większa zamknięta jest korkiem lodowym w odległości kilkudziesięciu metrów od otworu. Powierzchnia litych wapieni najniższej części tej terasy, położonych w obrębie pływów i kipieli morskiej, jest pokryta licznymi typowymi dla strefy litoralnej mikroformami. Są to różnorodne kociołki i zagłębienia, wanny skalne etc.



Ryc. 76 Lokalizacja form kriokrasowych na SW Spitsbergenie (Pulina 1997). 1-Torell, 2 – Gas, 3 - Polje kriokrasowe Flakdalen. Depresje kriokrasowe na lodowcach: 4- Hans (pod nunatakiem Tuva), 5 - Werenskiold, 6 - Hans, 7 – Bunge, 8 – Vitkovski. Formy zapadliskowe w obrębie lodowcowych jaskiń marginalnych: 9 - Hans (pod Wienertinden), 10 - Werenskiold (nad jaskinią Kvisla)



Ryc. 77 Lokalizacja szkiców hydro-morfologicznych: 1 – ryc. 78, 2 – ryc. 79, 3 – ryc. 80, 4 – Polska Stacja Polarna



Ryc. 78 Szkic hydro–morfologiczny Masywu Sofiekammen (Pulina 1977)

1 – grzbiety górskie i punkty wysokościowe (m n.p.m.), 2 – lodowiec, 3 – osady morenowe, 4 – żleby,
5 – stożki usypiskowe, 6 – głazowiska, 7 – pow. z czynną soliflukcją, 8 – załomy stożkowe lub krawędzie dolin, 9 – wąwóz skalny lub odcinek przełomowy rzeki, 10 – krawędzie teras morskich: I – terasa niska pokryta żwirami morskimi, a – wąski pas plaży z wałem brzegowym, b – wysepki wapienne w strefie wpływów morskich, II – terasa średnia z licznymi mikro- i mezoformami krasowymi, c – klif wapienny, III – terasa wysoka w przewadze pokryta osadami stokowymi; 11 – jaskinie, 12 – większe cieki powierzchniowe, 13 – przepływy podziemne w lodzie i wieloletnim śniegu: a – ponory, b – wypływy; 14 – studnie lodowe, 15 – jeziora, 16 – źródło krasowe "Orvin", 17 – inne źródła. U podnóża terasy wyższej pod Gnälberget bije duże źródło krasowe, czynne w ciągu całego roku, o wydajności kilkudziesięciu I/s (źródło Orvina). Jest to źródło termalne osiągające temperaturę 13^o C o składzie chemicznym typowym dla wód z krasu wapiennego (HCO₃, Ca, Mg). Odwadnia ono stosunkowo pokaźny zbiornik wód krasowych związanych ze skałami węglanowymi masywu Sofiekammen a zalegających pod warstwą zmarzliny. Zwraca uwagę fakt iż strefa wypływów związana jest z wyraźną tu strefą szczelin wypełnionych starymi osadami w tym również kalcytem.

ii. Kras na podniesionych terasach morskich masywu Tsjebysjovfjellet

Południowe obrzeżenie centralnej części Fiordu Hornsund (ryc. 77, pkt 2) stanowi wysoka na 700 m ściana wielkiego masywu Tsjebysjovfjellet u podnóża której, podobnie jak po drugiej stronie fiordu pod opisywanym wyżej, masywem Gnälberget, rozciąga się wąski pas wybrzeża (ryc. 79).

W obrębie masywu Tsjebysjovfjellet można wyróżnić trzy jednostki morfologiczne, ściśle związane ze zjawiskami krasowymi:

- płaską powierzchnię szczytową pokrytą lodowcem;
- strome ściany skalne spadające do Fiordu Hornsund
- wąski pas wybrzeża oraz powierzchnie podstokowe w dolinie Gäs.

Wschodnia strona masywu opada również wysoką ścianą skalną do doliny lodowca Körbera. U podnóża tej ściany płynie marginalny potok lodowcowy, który ginie w wielu miejscach pod ziemia.

Wąski pas wybrzeża przypomina poprzednio opisany obszar położony u podnóża Sofiekammen. Leży on w obrębie dwóch teras morskich, z których wyższa ograniczona jest klifem skalnym osiągającym najwyższą wysokość między Gashamną a Kamiennym Miastem (Stonehengesteinane).

W strefie litoralnej spotykamy mikro i mezoformy znane z drugiej strony fiordu pod Sofiekammen. Klif wapienny jest pełen zagłębień i jaskiń, które osiągają kilkanaście metrów długości. Rozwinęły się one w miejscach dopływu okresowych potoków ze ściany Rasstupet. Na wschód od Hornstullodden rozciąga się obszar szkierowy i palczaste półwyspy pokryte licznymi mikroformami.

Na północno-wschodnim wybrzeżu, u podnóża terasy wyższej występuje strefa źródeł, których wydajność mierzona na lądzie przekracza w okresie lata 0,5 m³s⁻¹. Stwierdzono również w tej strefie obecność wypływu podmorskiego części tych wód. Woda na lądzie wypływa pod ciśnieniem spod gruzowego stożka, leżącego u podnóża dużego żlebu spadającego ze ściany Rasstupet. Strefa zasilania tych wód związana jest z podziemnym odpływem wód z lodowca Tsjebysjovfjellet leżącego na plateau podszczytowym (około 680 m n.p.m.) oraz z infiltracją wód potoku lodowca Körbera. Wody charakteryzują się dużą zmiennością wydajności i zmieniającym się składem chemicznym i temperaturą. W źródle tym następuje mieszanie wód słodkich spływających pod ziemią szczelinami krasowymi z wodami morskimi. Cechy fizyko-chemiczne i fakt częściowego wypływu tych wód we fiordzie wskazują iż są one podobne do źródeł podmorskich typu "vrulja" znanych z wybrzeży Adriatyku pod wysokimi ścianami Gór Dynarskich.

iii. Kras hydrotermalny, masyw Hilmarfjellet, południowy Sørkappland

Na południowym wybrzeżu Sørkapplandu (S Spitsbergen, ryc. 77, pkt 3), u podnóża masywu Hilmarfjellet rozciąga się największy na Spitsbergenie pas wybrzeża wapiennego (ryc. 80). Leży on w obrębie kilku podniesionych teras morskich, z których niższa (kilkumetrowa) i wyższa (kilkunastometrowa) stanowią typowy obszar krasu litoralnego. W centralnej części wybrzeża, tworzącego typowy obszar szkierowy, z wysepkami i palczastymi półwyspami, występują mikro i mezoformy krasowe, opisane z wybrzeży fiordu Hornsund. Natomiast w zachodniej części wybrzeża stwierdzono obecność klasycznych mezoform: lejki krasowe, uwala, ślepe dolinki związane z ponorami i wywierzyskami, zagłębienia krasowe wypełnione okresowo wodą i in.



Ryc. 79 Szkic hydro-morfologiczny Masywu Tsjebysjovfjellet (Pulina 1977) 1 – krawędź plateau Tsjebyjovfjellet i lodowca Niger (punkt wysokościowy n.p.m.), 2 – grzbiety górskie, 3 – lodowiec, 4 – żleby, 5 – osady morenowe, 6 – stożki usypiskowe: a – duże aktywne stożki, b – usypiska i małe stożki, 7 – jęzor lawiniska blokowego "Kamienne Miasto", 8 – wąwóz skalny lub odcinek przełomowy strumienia, 9 – krawędzie teras morskich, 10 – terasy morskie: I – terasa niska pokryta żwirami (występują formy segregacji mrozowej), II – terasa średnia z licznymi mikro- i mezoformami krasowymi pokryta żwirami morskimi oraz osadami stokowymi, III – terasa wysoka w przewadze przykryta osadami stokowymi; a – klif wapienny średniej terasy morskiej, b – plaża piaszczysta, c – tundra wilgotna na terasie niskiej, d – lita skała wapienna w obrębie terasy średniej; 11 – mała jaskinia, 12 – źródła krasowe, 13 – ciek stały, 14 – ciek okresowy, 15 – domek traperski "Konstantinovka".

Z formami tymi są związane ponory i wywierzyska oraz sieć kanałów podziemnych, oznaczona lejkami zapadliskowymi. Kanały podziemne przebiegają od czoła i wschodniej strefy marginalnej lodowca Vitkowski oraz podnóża terasy wyższej, w kierunku centralnego wywierzyska położonego w dolince wywierzyskowej, na wybrzeżu morskim. Jest to wielkie wywierzysko znane pod nazwą Trollosen o wydajności kilkunastu m³ s⁻¹ (na wywierzysku tym została założona w 1992 r automatyczna stacja pomiarowa, którą niestety zniszczyły niedźwiedzie). Woda tego wielkiego wywierzyska pochodzi z rzeki lodowca Vitkowski oraz ze strumieni spływających ze stoku masywu Hilmarfjellet. Skutki podziemnego kaptażu wód lodowca Vitkowski powodują iż u czoła tego wielkiego lodowca wypływa tylko niewielki strumień wody, nawet w czasie maksymalnego letniego tajania lodu w środku sezonu letniego. Wody z tego lodowca są bowiem przechwytywane przez podziemne, krasowe kanały i spływają do wywierzyska Trolosen, położonego w odległość kilku kilometrów od lodowca. Również i wody dopływające ze stoków górskich na płaskie powierzchnie terasy morskiej, giną pod ziemią w ponorach i są przechwytywane do kanałów podziemnych tego samego podziemnego systemu wywierzyskowego. Te niezwykle interesujące zjawiska przyrodnicze, zostały po raz pierwszy zbadane prze polskie wyprawy na początku lat 70-tych a następnie w roku 1993 potwierdzone przez Norwegów przy pomocy zastosowania znaczników wrzuconych do ponorów i zaobserwowanych w wywierzysku.



Ryc. 80 Szkic hydro-morfologicznych Masywu Hilmarfjellet (Pulina 1977) Formy krasowe: 1 – ponory, 2 – źródła krasowe, 3 duży lej krasowy (dolina krasowa), 4 – małe lejki krasowe, 5 – podłużne zagłębienie krasowe typu uwala, 6 – jaskinia, 7 – skałki wapienne, 8 – lita powierzchnia wapienna: a – z licznymi mikroformami, b – z nielicznymi mikroformami krasowymi, pokryta żwirami terasy niskiej oraz osadami stokowymi, 9 – szeroka, niska terasa morska z licznymi mezoformami krasowymi, 10 – wyższa terasa morska pokryta żwirami, z licznymi formami segregacji mrozowej i soliflukcją (obecność mikro- i mezoform krasowych). Hydrografia: 11 – ciek powierzchniowy stały w okresie lata, 12 – ciek okresowy, 13 – jezioro stałe, 14 – jezioro okresowe. Pozostałe formy: 15 – główne grzbiety masywu, 16 – krawędzie teras morskich, 17 – inne krawędzie, 18 – stożek napływowy, 19 – gruz skalny, 20 – duże nagromadzenie żwirów terasowych, 21 – osady morenowe, 22 – lodowiec.

Wody tego wywierzyska stanowią mieszaninę wód lodowcowych, wody morskiej oraz wód termomineralnych krążących w kanałach krasowych tego masywu. Stąd też w zależności od udziału poszczególnych typów wód kształtują się własności fizyko-chemiczne tych wód. Latem temperatura tych wód wynosi około 4[°] C a mineralizacja do kilku g dm⁻³.

Obok klasycznych mikro i mezoform krasowych stwierdzono oryginalne izolowane skałki wapienne o wysokości kilku a nawet kilkunastu metrów. Stoją one na szerokim cokole skalnym a na ich stromych ścianach zachowały się fragmenty nisz abrazyjnych oraz niewielkich jaskiń klifowych. Najczęściej wysokość tych form nawiązuje do powierzchni terasy wyższej. Są one związane z palczastymi półwyspami terasy wyższej a ich genezę należy wiązać z rozczłonkowaniem tej terasy. Większość z tych form skalnych występuje na terasie niższej we wschodniej części wybrzeża Hilmarfjellet. W centralnej i wschodniej części terasy niższej występują licznie ciepłe źródła mineralne o wydajności od kilku do 50 dm³ s⁻¹. Temperatura tych wód latem wynosi nawet kilkanaście °C (!) przy wysokiej mineralizacji dochodzącej nawet do 8 - 9 g dm⁻³. Jedno z tych największych źródeł położone w wschodniej części wybrzeża pod lodowcem Olsok deponuje osad barwy biało-żółtej

iv. Kras gipsowy w centralnej części Spitsbergenu

W obszarach zbudowanych ze skał gipsowych na Spitsbergenie rozwijają się intensywnie zjawiska krasowe, mimo obecności zmarzliny i długiej zimy polarnej, w czasie której zanika cyrkulacja wód powierzchniowych. Przejawy krasu gipsowego są widoczne przede wszystkim w dobrze rozwiniętej cyrkulacji wód podziemnych, najczęściej niezależnej od powierzchniowego systemu hydrograficznego. Strefy zasilania tych wód występują w dnach dolin i cyrkach glacjalnych pokrytych "ciepłymi" subpolarnymi lodowcami, pod którymi zanika zmarzlina (okna termalne). Skutkiem tego niektóre doliny zlodowacone, przez które przebiega pas skał gipsowych, są drenowane przez kanały krasowe i w konsekwencji woda jest odprowadzana poza obszar zlewni powierzchniowej. Obecność kanałów krasowych oraz intensywne chemiczne ługowanie skał gipsowych, powodują powstawanie oryginalnych form krasu powierzchniowego. Są to najczęściej leje czy zapadliska krasowe bardzo często pod nadkładem skał luźnych (leje reprodukowane). Z krasem gipsowym zachodniego Spitsbergenu związanych jest wiele zjawisk hydrochemicznych do których należą min. procesy kriochemicznego wytrącania gipsów z wód wypływających ze źródeł krasowych.

Podłożem krasu gipsowego na Spitsbergenie są skały karbonu i permu, które przylegają do staropaleozoicznej i prekambryjskiej serii Hecla Hoek (ryc. 76). Skały te ukazują się na powierzchni w głębi Isfjordu (Dolina Gipsdalen) oraz w jego zachodniej części w obrębie północno-zachodniego krańca Ziemi Nordenskiolda. W tym ostatnim obszarze gipsy i towarzyszące im wapienie wykształcone są w postaci wąskiego pasa poprzecinanego uskokami, przebiegającego południkowo pomiędzy Gronfiordem a doliną Linne. Budują one część wododziałowego grzbietu i obejmują górne odcinki dolin zlodowaconych (m.in. lodowca Aldegonda) i przełęcz z jeziorem Kongress. Poniżej tej przełęczy skały gipsowo- wapienne występują na prawym brzegu jeziora Linne a u wylotu doliny przykryte są morskimi osadami żwirowymi 25-metrowej podniesionej terasy morskiej.

Zjawiska krasowe w tym obszarze Ziemi Nordenskiolda związane są z podziemnym kaptażem wód z górnych odcinków dolin zlodowaconych, położonych w południowej części grzbietu wododziałowego, do wielkiego leja krasowego jakim jest jezioro Kongress (głębokość 72 m). Woda z tego jeziora odwadniana jest, przede wszystkim poprzez źródła krasowe (odpływ powierzchniowy ma miejsce tylko w czasie wysokich stanów wód), zarówno do doliny Linne jak i do Gronfiordu. Dalsze przejawy oryginalnych zjawisk krasowych stwierdzono u wylotu doliny Linne. Występuje tu kilkanaście lejów krasowych reprodukowanych w żwirach podniesionej terasy morskiej. Osiągają one kilkadziesiąt metrów średnicy i kilka metrów głębokości. Większość z nich jest wypełniona wodą.

Stwierdzono bardzo intensywny proces denudacji chemicznej gipsów. Uzasadnia ona tezę iż te duże formy krasu powierzchniowego (łącznie z lejem krasowym jeziora Kongress), są tworem współczesnym i powstały w holocenie.

v. Zjawiska kriokrasowe na Spitsbergenie

Lodowce subpolarne Spitsbergenu, znajdujące się w stadium silnej recesji, odwadniane są zarówno przez wody płynące po powierzchni lodowca jak, przede wszystkim przez wody wewnątrzlodowcowe i podlodowcowe. Wiosną większa część wód ablacyjnych odpływa po powierzchni lodowca, gdyż korki lodowe w studniach zamykają dostęp do wnętrza lodowca. Jednakże już z końcem wiosny i na początku lata, jak również przez cały sezon letni i część sezonu zimowego, przeważa cyrkulacja wód wewnątrz lodowca i pod lodowcem.

Wody w lodowcu cyrkulują w dwóch lub w trzech strefach hydrogeologicznych, zbliżonych do tych, które występują w masywach krasowych. Najsłabiej w lodowcach jest rozpoznana strefa phreatic. Występuje ona w dużych lodowcach w obrębie głębokich cyrków glacjalnych. Natomiast

najlepiej poznana i najlepiej wykształcona jest strefa vadose i strefa przejściowa (phreatic/vadose). Te dwie strefy posiadają wszystkie "ciepłe" lodowce w strefie ablacyjnej. W obrębie tych dwóch ostatnich stref możemy wyróżnić co najmniej trzy systemy kanałów kriokrasowych. Są to systemy cyrkulacji: marginalnej, centralnej i lokalnej.

Kanały **marginalne** są zlokalizowane na brzegach jęzora lodowcowego, najczęściej na kontakcie z moreną boczną lub bezpośrednio z niezlodowaconym, skalnym zboczem doliny lodowcowej. Są one zasilane zarówno przez wody spływające z powierzchni lodowca jak i ze skalnego zbocza doliny. System marginalny jest wykształcony najczęściej w formie korytarzy oraz sal rozwiniętych równolegle do dłuższej osi lodowca. W wielu przypadkach korytarze są założone na skalnym zboczu doliny lodowcowej lub w jądrze lodowym moreny bocznej. Wyloty kanałów marginalnych występują najczęściej w czole lodowca na kontakcie z moreną boczną. Na powierzchni brzeżnej części lodowca, w obrębie kanałów marginalnych, rozwijają się liczne formy kriokrasowe takie jak: leje kriokrasowe - powstałe przez zawalenie się dużych sal jaskiniowych, leje ze studniami lodowcowymi - dostarczającymi wody z powierzchni lodowca, doliny i kotliny ślepe (na wiosnę zapełnione wodą - jeziora marginalne) oraz różnorakie depresje kriokrasowe, szczególnie liczne w dolnej części jęzora lodowcowego na kontakcie z moreną boczną (m.in. kaniony lodowcowe, mosty lodowe, itp.).

Centralny system cyrkulacji wewnątrz-lodowcowej posiada wylotowe części w strefie czołowej lodowca. Wypływ wód z tego systemu następuje bądź z otwartego kanału (brama lodowcowa) lub najczęściej z otwartych źródeł, bijących z kanałów założonych w martwym lodzie na przedpolu lodowca. Główna rzeka lodowcowa posiada najczęściej tutaj swój główny wypływ. System centralny składa się z co najmniej trzech odcinków: wylotowego, przejściowego i wewnętrznego. Część wylotową stanowi najczęściej jeden wielki kanał poziomy (tunel - centralny kolektor), przeważnie założony na martwym lodzie. Jest on położony w jęzorze lodowcowym w miejscach gdzie miąższość lodu jest niewielka (do kilkudziesięciu metrów). Kanał taki jest kształtowany przez rzekę lodowcową, której wody w czasie wysokich stanów wypełniają go w całości. W mniejszych kanałach z w sezonie zimowym może nastąpić zalodzenie jego otworu. Powoduje to gromadzenie się wody i podniesienie poziomu piezometrycznego w kanałach systemu centralnego. Cześć przejściowa systemu centralnego to odcinek łączący centralny kolektor z kanałami założonymi w wewnętrznej części lodowca. Stanowi go płaski, często syfonalny korytarz, wielokrotnie się rozwidlający. Bardzo czesto jest on wypełniony osadami. Natomiast cześć wewnetrzna systemu centralnego to labirynt korytarzy wykształcony w postaci "szwajcarskiego sera". Korytarze przejściowe kształtowane są zarówno przez wody pod ciśnieniem w czasie wysokich stanów jak i przez wody rzeczne w czasie niskich stanów. Natomiast część wewnętrzna systemu centralnego jest stale pod wpływem zmieniającego się poziomu wód a w dolnej części kształtowana przez wody w warunkach freatycznych.

Zasilanie wód centralnego systemu drenażu następuje przez wody ablacyjne bezpośrednio ze studni lodowcowych jak i przez wody ze strefy freatycznej, występujące w górnej części jęzora lodowcowego i w cyrku glacjalnym. W tej części lodowca dużą rolę przypisuje się wodom spływającym z lodowca i ze zboczy doliny w miejscu dopływu lodowców bocznych, najczęściej w obrębie moren środkowych. Cyrkulacja wód w systemie centralnym zachodzi przez cały rok hydrologiczny, również w czasie surowej zimy i nocy polarnej. Wtedy to, na skutek zaczopowania otworów wylotowych korkiem lodowym (lód nalodziowy), następuje podniesienie poziomu wód, które osiąga najwyższe stany tuż przed odkorkowaniem tego systemu, co ma miejsce dopiero w końcu sezonu wiosennego. Jest ono przyczyną wielu zjawisk hydrologicznych. Należą do nich gwałtowne wypływy wód ("gejzery lodowcowe"), czy spokojne wypływy na powierzchnię jęzora lodowcowego, powodujące powstawania obszarów zimowego lodu nalodziowego.

Alimentacja centralnego systemu odwodnienia następuje z różnorodnych form kriokrasowych położonych w ablacyjnej części lodowca. Są to najczęściej zamknięte lub częściowo zamknięte depresje odwadniane licznymi studniami lodowcowymi (np. okresowe jezioro pod lodowcem Gas – ryc. 76 pkt 2). Niektóre z tych depresji osiągają znaczne rozmiary, szczególnie na kontakcie z dużymi lodowcami bocznymi położonymi w sąsiedztwie pola firnowego i w górnej części jęzora lodowcowego. Formy te przybierają niekiedy kształt "lodowcowego polja" (np. nad lodowcem Bunge – ryc. 76 pkt 3 i 7) z typowymi cechami morfologicznymi (m.in. humy lodowcowe) i hydrologicznymi (okresowe jeziora w systemie ponorów). Występują tu również "zamknięte doliny" rzek lodowcowych, tworzące okresowe jeziora. Są one często zlokalizowane w obrębie skalnych nunataków (np. pod nunatakiem Raudfjellet - ryc. 76 pkt 1).

W specyficznych miejscach ablacyjnej części lodowca może powstać lokalny system korytarzy. Stanowi go najczęściej studnia lodowcowa z horyzontalnym meandrycznym korytarzem, wychodzącym na powierzchnię jeszcze na lodowcu lub na jego przedpolu. Niejednokrotnie lokalny system wykształcony jest z odcinka korytarza poziomego, który przecina grzędę lodowcową, czy też morenę środkową lodowca. Jest to wtedy fragment krótkiego, podpowierzchniowego przepływu strumienia lodowcowego. System lokalny powstaje również na przedpolu lodowca w obrębie martwego lodu zarówno w sandrze wewnętrznym i zewnętrznym jak i w jądrze moren marginalnych. Te krótkie systemy korytarzy związane są tu ze zjawiskami termokrasowymi.

W systemie korytarzy marginalnych i lokalnych woda cyrkuluje wyłącznie w sezonach letnich. Wyjątkiem są te korytarze marginalne, które posiadają kontakt z systemem centralnym. Natomiast w sieci korytarzy systemu centralnego woda cyrkuluje przez cały rok. Wody z tego systemu wypływające w zimie na przedpole lodowca, zamarzają tworząc niekiedy wielkie pola lodu nalodziowego. Lód ten ulega stopnieniu na wiosnę i z początkiem lata.

vi. Charakterystyka wybranych jaskiń lodowcowych

Występowanie jaskiń w lodzie lodowcowym jest ściśle związane z poszczególnymi strefami odwodnienia lodowca w obrębie wadycznej i przejściowej (v/ph) strefy hydrogeologicznej. Lokalizacja studni lodowcowych, szczególnie systemu centralnego odwodnienia lodowca, oraz przebieg korytarz i lokalizacja sal są podporządkowane głównym liniom tektonicznym i spękaniom lodowca.

Najlepiej poznane i najłatwiej dostępne są jaskinie systemu marginalnego. Występują one we wszystkich lodowcach klimatycznej strefy subpolarnej. W lodowcach Spitsbergenu są to najdłuższe systemy korytarzy jaskiniowych. Jaskiniami tego typu są m.in. Aida w lodowcu Loven, Piramida w lodowcu Bertil oraz jaskinia Kvisla w lodowcu Werenskiolda

Najlepiej poznaną jaskinią marginalną na Spitsbergenie jest jaskinia Kvisla (ryc. 74 pkt.4, ryc. 76). Była już znana już na początku lat 1970 - tych. Stanowiły ją wielkie korytarze położone w obrębie wytapiającego się sandru wewnętrznego lodowca Kvisla (prawa część lodowca Werenskiolda). Wylot tej jaskini był wówczas zlokalizowany przy morenie czołowej w miejscu przełamywania się rzeki Kvisla przez morenę środkową. W miarę ustępowania lodowca odsłonił się sandr wewnętrzny Kvisli z martwym lodem i został otwarty wielki kanał tej jaskini w formie kanionu lodowego. W latach 1979/1980 korytarze ujściowe jaskini Kvisla były znane pod moreną boczną położoną pod grzbietem Jens Erikfiellet. Jesienia 1983 r. został sporządzony plan tej jaskini (Misztal, Pulina 1983) a w latach późniejszych (1983, 1986, 1988, 1993, 1998), w miarę odsłaniania się jaskini (ryc. 85) spod ustępującego lodowca wykonywano dokumentację kartograficzną (ryc. 82) i śledzono ewolucję jaskini (ryc. 86) oraz form powierzchniowych związanych z tym systemem marginalnym. Ewolucja tego systemu korytarzy doprowadzała do zmian na powierzchni na skutek zapadania się i odsłaniania sal i korytarzy oraz rozbudowę korytarzy w górę lodowca i przechwycenie wód z centralnego systemu odwodnienia lodowca Kvisla. Dnem korytarzy jaskini Kvisli płynie rzeka, w obrebie której występują typowe formy dna, m.in. terasy akumulacyjne i okazałe żwirowisko koryta rzecznego, kaskady na litym dnie i na lodzie, marmity etc. (ryc. 83). Wśród korytarzy przeważa typowy kanał rzeczny, ale występują również liczne boczne kanały o owalnym przekroju. Jednym z takich owalnych kanałów doprowadzana jest woda z centralnego systemu odwodnienia. Jest to kanał kształtowany w warunkach freatycznych (ryc. 84). Ściany i strop korytarzy pokrywają różnorodne formy wirowe oraz odcinki z "kanałem stropowym". Jesienią i w zimie płynie niewielki strumień, którego wody pochodzą z centralnego systemu odwodnienia. Zamarzają one na przedpolu lodowca zamykając stopniowo otwór jaskini i wylotową cześć korytarzy. W jaskini tworzą sie wówczas nacieki lodowe (ryc. 87).



Ryc. 81 Szkic basenu lodowca Werenskiold (Pulina, Rehak 1991) 1 – czoło lodowca Werenskiolda w latach 1930 – tych, 2 – zbocza dolin niezlodowaconych, 3 – cieki wodne, 4 – wypływy wód glacjalnych, 5 – zbiorniki wodne, 6 – profile hydrometryczne, 7 – moreny, 8 – czoło lodowca Werenskiolda w 1983r, 9 – jaskinie poziome, 10 – studnie lodowcowe (głębokość w m), 11 – stacje i stanowiska meteorologiczne (czynne w czasie ekspedycji), 12 - stacja glacjologiczna im. S, Baranowskiego. Jaskinie: 1 - Eimfjelletaven, 2 - Lipertaven, 3 - Skilryggaven, 4 – Kvisla.

Korytarze jaskini Kvisla związane są z systemem spękań przeważających w brzeżnej części lodowca Werenskiolda. Na skrzyżowaniu spękań (szczególnie w miejscach występowania grzęd skalnych w podłożu lodowca) tworzą się sale. Strop tych sal ulega zawaleniu na skutek intensywnej ablacji powierzchni lodowca.

W roku 1998 znaczna część jaskini przedstawiona na ryc. 85 uległa wytopieniu. Natomiast został odkryty ponad kilometrowy odcinek nieznanej dotąd jaskini położony na północ od części wylotowej jaskini pod martwym lodowcem schodzącym spod Tonefjellet). Jest to jaskinia założona w korycie wapiennym przykrytym lodem.

Na Spitsbergenie odkryto kilka wielkich jaskiń stanowiących wylotowe części rozległych centralnych systemów odwodnienia lodowców. Wśród nich największe i najlepiej poznane to: jaskinia Elza (w lodowcu Bertil), jaskinia Aldegonda (w rejonie Gronfiordu), jaskinie Isfjellelva (w lodowcach Zachodniego Torella) i Iskantelva (w lodowcu Wschodni Torell).



Ryc. 82 Eksploracja jaskini lodowcowej (za pozwoleniem SPELEO-Ŕehák)



Ryc. 83. Eksploracja jaskini lodowcowej (za pozwoleniem SPELEO- Ŕehák)





Ryc. 84. Eksploracja jaskini lodowcowej (za pozwoleniem SPELEO- Ŕehák)









Ryc. 87. Eksploracja jaskini lodowcowej (za pozwoleniem SPELEO- Ŕehák)



Poza wymienionymi wylotowymi odcinkami centralnego systemu jaskiniowego znanych jest wiele jaskiń, przede wszystkim studni lodowcowych związanych z obszarami alimentacji w wodę tego systemu. Są to zarówno studnie lodowcowe zlokalizowane w depresjach kriokrasowych bądź też ponorowe odcinki dolin zamkniętych położone w na powierzchni ablacyjnej części lodowca. Dno tych jaskiń trafiają najczęściej do wewnętrznej części kanałów centralnego systemu odwodnienia. W kanałach tych najczęściej ustala się lustro wód lodowcowych. Maksymalne głębokości jakie osiągnięto w tych jaskiniach wynoszą 150 m od powierzchni lodowca. Głębokość tą osiągnięto w jesieni czy na początku zimy, gdy lustro tych wód posiada najniższy poziom. Natomiast najwyższe poziomy tego lustra wód jest osiągane w końcu zimy i na wiosnę i jest wyższe od minimalnego o 100 - 130 m.

Na Spitsbergenie znanych jest ponad 20 jaskiń położonych w alimentacyjnej - wadycznej strefie lodowca. Występują one powszechnie we wszystkich większych lodowcach Spitsbergenu. Kilkadziesiąt jaskiń tego typu było eksplorowanych na lodowcach Werenskiold i Hans na Ziemi Wedel Jarlsberga. W roku 1983 eksplorowano system głębokich studni Skilryggaven na lodowcu Werenskiold, który zbadano do głębokości 90 m pod powierzchnią lodowca(!) (Misztal, Pulina 1983, ryc. 74 pkt.3). W tym samym rejonie lodowca znaleziono jeszcze kilka tak głębokich jaskiń zasilających kanały wewnętrzne centralnego systemu odwodnienia lodowca Werenskiolda.

W roku 1988 odkryto najgłębsze studnie: Eimfjelletaven na lodowcu Angell (ryc. 81 pkt.1 - lodowiec boczny Werenskioldbreen), osiągającą 135 m głębokości (Pulina, Rehak 1991) i Gouffre Felix na lodowcu Hans przekraczający 120 m (140-150 m) głębokości (Schroeder 1988). Natomiast w latach następnych odkryto liczne głębokie aveny zarówno na lodowcu Werenskiolda (ryc. 81), na lodowcu Hansa (ryc. 88) jak i na innych lodowcach południowego Spitsbergenu. W jaskiniach tych poziom wód w sezonach letnich i jesiennych sięgał bardzo głęboko. W trakcie tych eksploracji rzadko osiągano lustro wód lodowcowych. Natomiast eksploracje przeprowadzane w końcu sezonów zimowych lat 1991 i 1992, zatrzymywały się na bardzo podniesionym poziomie wód. Poziom ten występował wówczas już na głębokości kilkudziesięciu metrów od powierzchni lodowca.

A oto opis dwóch typów jaskiń położonych w alimentacyjnej - wadycznej strefie, zasilających centralny system odwodnienia lodowca. Gouffre Felix (ryc. 89) jest typową, dobrze rozwiniętą jaskinią pionową (studnią lodowcową) odwadniającą lokalną powierzchniową depresję kriokrasową. Znajduje się ona w środkowo-wschodniej części lodowca Hansa (ryc. 88) w obrębie obszernej zamkniętej depresji lodowej. Do tej jaskini wpada latem duży strumień wód ablacyjnych. W trakcie pierwszej eksploracji tej jaskini we wrześniu 1988 r.(Schroeder 1988) po osiągnięciu dna wielkiej studni na głębokości 92 m, trafiono na stromo opadający meander, który zbadano do głębokości 115 m. Z powodu braku sprzętu zaniechano dalszej eksploracji tej jaskini mimo iż widoczny był do głębokości 140 - 150 m stromo opadający korytarz lodowy. Nie trafiono wówczas na poziom wód. Eksploracja tej jaskini przeprowadzona w sezonie zimowych 1991 r. została zatrzymana już w głębokiej studni na -75 m a w 1992 na -45 m z powodu natrafienia na poziom wód (ryc. 89).

Drugim typem jaskini pionowej odwadniającej depresję kriokrasową położoną przy nunataku jest Grotte de Cristal (ryc. 90). Jaskinia ta jest położona w środkowo-zachodniej części lodowca Hans. Odwadnia ona depresję położoną przy nunataku Tuva w miejscu połączenia się bocznego lodowca Tuv z lodowcem Hans (ryc. 88). Na wiosnę depresja ta zapełniona jest wodą okresowego jeziora, którego wody spływają latem przez system korytarzy tej jaskini. jaskinię tworzą dwa systemy korytarzy. Pierwszym jest prostolinijny tunel, będący przedłużeniem kanionu lodowego, odwadniającego okresowe jezioro. Długość tego tunelu wydłużała się na przestrzeni lat 1988 - 1991 od 106 m do 125 m, skutkiem ruchu lodowca. Tunel kończył się studnią lodowcową, dającą początek drugiego typu korytarzy opisywanych powyżej w Gouffre Felix. Podobnie jak i tam, stanowi ją głęboka na 90 m studnia lodowcowa, przechodząca w dnie w stromy meander zbadany w 1988 r. do głębokości 120 m (Schroeder 1988). Powtórna eksploracja tej jaskini zimą 1991 zatrzymała się w studni wejściowej na głębokości -52 m z powodu obecności poziomu wód.



HORNSUND FIORD, SVALBARD Ryc. 88 Szkic lodowca Hansa wraz z lokalizacja jaskiń lodowcowych (J. Schroeder 1995)


Ryc. 89 Gouffre Felix w lodowcu Hans (J. Schroeder 1995)

Godnym faktem zasługującym na uwagę jest wynik eksploracji jaskini Eimfjelletaven reprezentującą typową studnię lodowcową położoną w depresji kriokrasowej na powierzchni lodowca Werenskiolda, genetycznie podobną do Grotte Felix. W jaskini tej na głębokości 135 m trafiono na system ciasnych owalnych korytarzy lodowych w formie "szwajcarskiego sera", które zapewne stanowią typową hydrogeologiczną strefę phreatic.

W obrębie nunataków oraz u podnóża grzbietów górskich, w górnych częściach lodowców powstają lokalne depresje kriokrasowe, podobne do tej, która jest odwadniana przez Grotte de Cristal. Depresje te na wiosnę są najczęściej wypełnione wodą, która jest gwałtownie odprowadzana latem. Opróżnianie tych zbiorników systemem lokalnych kanałów, które mogą osiągać znaczne rozmiary. Jednym z takich wielkich kanałów tego typu jest Jaskinia Express Horn. Jest ona związana z depresją kriokrasową pod nunatakiem Ostrogradskifjella, na lodowcu Horn w rejonie Fiordu Hornsund. Została ona zbadana we wrześniu 1993 r. Stanowi ją 500 m długości meandryczny tunel lodowy opadający stopniami lodowymi do syfonów w końcowych częściach jaskini. Tunel osiąga ponad 15 m szerokości i 25 m wysokości. Największa z sal położona w środkowej części jaskini posiada średnicę 40 m i wysokość kilkunastu metrów.

Jaskinie **lokalnego** systemu cyrkulacji występują bardzo licznie na jęzorach lodowcowych jak i w obrębie jąder lodowych moren i w martwym lodzie sandrów. Najbardziej okazałe jaskinie tego typy związane są najczęściej z morenami środkowymi położonymi w obrębie dolnej części jęzora lodowcowego.

Do takich jaskiń należy Lipertaven odkryta na lodowcu Werenskiolda. Jest on położony w dolnej części jęzora lodowcowego Werenskiolda i Kvisla w obrębie moreny środkowej (ryc. 81). Ponor tej jaskini znany był na początku lat 1980 - tych. Wtedy to w ciągu kilku lat można było prześledzić ewolucję górnej części tej jaskini. Pierwszą eksplorację tej jaskini dokonano w 1986 r. a następne w latach 1988 i 1993.

Lipertaven to wielka jaskinia zbudowana z dwóch typów korytarzy. Część otworowa wykształcona jest w formie ogromnej studni o głębokości 70 m., która przechodzi w poziomy meandryczny korytarz z jeziorami i podziemną rzeką. Korytarz ten kończy się syfonem. Cała jaskinia położona jest w lodzie lodowcowym.

Dopływ wód do jaskini następuje z potoku meandrującego na powierzchni lodowca, który przechodzi w kanion lodowy spadający do ogromnego avenu. Natomiast odpływ z jaskini w postaci źródła ma miejsce u czoła lodowca Kvisli. Woda w jaskini Lipertaven cyrkuluje tylko w czasie sezonu letniego.

Na ryc. 77 prześledzić można ewolucję tej jaskini na przestrzeni 7 lat. Zwraca uwagę systematyczne zalodzenie starej studni wejściowej i powstawanie nowej w miarę przesuwania się lodowca. Jaskinia jednakże znajduje się stale w tym samym miejscu mimo ruchu lodowca.



Ryc. 90 Grotte de Cristal w lodowcu Hans (J. Schroeder 1995)

vii.Uwagi końcowe

Obszary rejonu Hornsundu i na Sorkapplandzie wykształcone są w postaci kilku typów krajobrazowych (morfogenetycznych), z których każdy charakteryzuje się swoistym zespołem form rzeźby. Reprezentuję one typy krajobrazu stref subpolarnych.



Ryc. 91 Przepływy i mineralizacja wód Rzeki Lodowcowej Werenskiolda w roku hydrologicznym 1979/1980 (Pulina, Pereyma i in. 1984)

Wybrzeże niezlodowacone, w obrębie podniesionych teras morskich (I typ krajobrazu) charakteryzuje się rzeźbą literalną przeobrażoną przez procesy peryglacjalne a w mniejszym stopniu przez procesy fluwialne czy krasowe. Pierwotna powierzchnia niższych teras została zmniejszona przez wkroczenie na nie lodowców w ostatni fazach glacjalnych holocenu (po okresie wikingowskim). Oryginalną cechę morfologiczną tego typu krajobrazu są zjawiska i formy krasowe.



Na podniesione terasy morskie wkraczają formy pochodzące z niezlodowaconego obszaru gór nadmorskich stanowiących II typ krajobrazu. Jest on krainą form stokowych kształtowanych w specyficznych warunkach nadmorskiego klimatu peryglacjalnego. Soliflukcja, gwałtowne ruchy masowe, w tym gruzowo-śnieżne oto najważniejsze procesy kształtujące ten typ rnorfogenetyczny. Niewielkie powierzchnie tych gór pokrywają lodowce szczątkowe i płaty wiecznych śniegów z zespołem charakterystycznych form glacjalnych i niwalnych. Znajdują się tu również podstokowe wały, modyfikowane przez procesy stokowe, dobrze wyznaczające granicę między dwoma typami krajobrazu.

Obszar podniesionych teras morskich kontaktuje się również z obszarem glacjalnym (III typ krajobrazu), pokrytym marginalnymi formami glacjalnymi i fluwioglacjalnymi oraz lodowcami znajdującymi się w strefie ablacyjnej. Najczęściej formy tego typu krajobrazowego wkraczają na podniesione terasy morskie. Formy krajobrazu glacjalnego zajmuję znaczne powierzchnie na badanym obszarze, szczególnie w strefach marginalnych lodowców, które na przestrzeni ostatnich, kilkudziesięciu lat znajdują się w głębokiej recesji. Krajobraz glacjalny wybrzeża Spitsbergenu posiada również stare formy rzeźby glacjalnej przemodelowane przez procesy ostatniego cyklu glacjalnego.

Niezlodowacone obszary występuję również we wnętrzu Spitsbergenu, gdzie przeważa lód lodowcowy będący fragmentem starych kopuł lodowych wraz z odchodzącymi od nich jęzorami lodowców największych w tej części wyspy, jak również niezależnie od nich lodowce dolinne i karowe. Krajobraz tych nunataków, wchodzący w IV typ krajobrazu, kształtowany jest przez specyficzne procesy stokowe i peryglacjalne nieco odmienne od tych znanych w krajobrazie gór nadmorskich.



JORKAPP

e. Rzeźba i osady polodowcowe wybranych fragmentów południowego Spitsbergenu

Ryszard Szczęsny

Południowy Spitsbergen odznacza sie wysokogórskim charakterem rzeźby, ze stromymi, wąskimi grzbietami o wysokości przekraczającej często 1000 m n.p.m. (Hornsundtind 1431 m n.p.m.) i głęboko wciętymi dolinami zajętymi przez lodowce. Założeniami tych dolin były trzeciorzędowe obniżenia (Birkenmajer 1980, Jania 1988) przemodelowane w trakcie czwartorzędowych zlodowaceń. Obecnie jezory lodowe opuściły już niektóre doliny, głównie na zachodnim wybrzeżu wyspy (np. Dunderdalen, Lisbetdalen), w innych zajmują tylko ich górne partie (np. Tjörndalen, Wiederdalen). Część dolin pozostaje jednak nadal zlodowacona. W tych przypadkach jęzory lodowców wychodzą na przedpole dolin, gdzie wkraczają na równiny nadmorskie (np. Bungebreen, Vitkovskibreen) a nawet spływają do morza (np. Hansbreen, Olsokbreen, Renardbreen). Na Spitsbergenie stopień zlodowacenia i miąższość lodowców rośnie w kierunku wschodnim i północno-wschodnim tak, że spod pokrywy lodowej wystają tam w formie nunataków jedynie najwyższe wzniesienia (np. Haitanna, Grimfjellet). Skutkiem obserwowanego od około 100 lat intensywnego zaniku lodowców (ryc. 93) uwalniane są z nich olbrzymie ilości wmarzniętego materiału skalnego. Okruchy o najgrubszej frakcji deponowane są w bezpośredniej bliskości jezora lodowego, budując m.in. moreny czołowe, boczne i denne. Wiekszość współczesnych i młodych moren czołowych i bocznych ma jeszcze lodowe jądro i bywa określana jako wały lodowo-morenowe. Materiał o drobniejszej frakcji jest przenoszony przy współudziale wód lodowcowych i deponowany w dalszej odległości, formując stożki sandrowe.

Oprócz współczesnych i bardzo młodych form rzeźby związanych z akumulacyjną i erozyjną działalnością lodowców, na stokach masywów górskich i dnach dolin zachowane są także wały moren bocznych, podciosy lodowcowe i mutony świadczące o innym rozprzestrzenieniu lodowców w przeszłości. Prześledzenie lokalizacji tych form w różnych rejonach Spitsbergenu, wraz z określeniem wieku osadów umożliwiło zrekonstruowanie zasięgów starszych zlodowaceń (Szupryczyński 1968a, Boulton 1979, Salvigsen 1979, Troitski i in. 1979, Salvigsen i Nydal 1981, Lindner, Marks i Pękala 1987, Butrym i in. 1987, Mangerud i in. 1987, Szczęsny 1991, Lindner i Marks 1993a, 1993b, i inni).

Warunki klimatyczne na Spitsbergenie sprzyjają rozwojowi procesów zboczowych, zwłaszcza na skalnych ścianach nunataków i zboczach dolin wypełnionych przez lodowce. Dzięki sile grawitacji, lawinom śnieżnym i wodom roztopowym dezintegrowany przez wietrzenie mrozowe materiał skalny przemieszczany jest w dół stoku, tworząc m.in. obrywy skalne, stożki usypiskowe i napływowe, pokrywy soliflukcyjne czy moreny niwalne (ryc. 94, patrz też Jahn 1961, Dutkiewicz 1967, Pękala 1980, Karczewski i in. 1981, Baranowski i Pękala 1982, Jania 1982, Lindner i Marks 1985, Dzierżek i Nitychoruk 1987, Nitychoruk i Dzierżek 1988, i inni).

W strefie zachodniego wybrzeża Spitsbergenu i wzdłuż fiordów, masywy górskie oddzielone są od morza wąskim pasem równin nadmorskich o szerokości od kilkudziesięciu metrów do kilku (3-4) kilometrów. Na obszarze tych równin najbardziej charakterystycznym elementem rzeźby są wyniesione tarasy morskie – półki o zazwyczaj erozyjnym charakterze aczkolwiek z zachowaną miejscami cienką pokrywą akumulacyjną (ryc. 95). Jest ich zwykle od kilku do kilkunastu i są one świadectwem pionowych ruchów lądu oraz zmian poziomu morza w przeszłości (ryc. 96). W młodszym czwartorzędzie tempo dźwigania lądu, w efekcie izostatycznej reakcji podłoża na malejące obciążenie przez lodowce gwałtownie wzrosło. Sprawą otwartą pozostaje określenie amplitudy tych ruchów. Na podstawie obserwacji na południowym brzegu fiordu Hornsund P. Kłysz i L. Lindner (1981) przyjmują, że najwyższe tarasy morskie sięgają do 80-100 m n.p.m. Pomiary wyniesionych tarasów wykonane przez autora na południowym brzegu fiordu Bellsund (Szczęsny i in. 1989a) podnoszą wartość czwartorzędowego dźwignięcia lądu do około 130 m n.p.m., a być może nawet do 160 m n.p.m. Za jeszcze bardziej mobilnym podłożem opowiadają się A. Jahn (1959), A. Mar-





Formy współczesnej rzeźby w południowym Spitsbergenie wraz z budującymi je osadami maja różną genezę. W serii map fotogeologicznych wybranych fragmentów południowego Spitsbergenu wykonanych w Instytucie Geologii Podstawowej Uniwersytetu Warszawskiego (Ostaficzuk i in. 1980, 1982, 1986, Szczęsny i in. 1985, 1987, 1989a, 1989b, 1991), formy te zostały połączone w następujące grupy:

- Formy stokowe z elementami struktury
- Formy i osady glacjalne i niwalne
- Formy i osady morskie z elementami struktury
- Formy i osady o innej genezie

Z racji na przedmiot zainteresowań Warsztatów Glacjologicznych "Spitsbergen 2004" uwaga autora skupia się wyłącznie na prezentacji form i osadów glacjalnych i niwalnych.



Rvc. 94. Fragment mapy fotogeologicznej południowego zbocza Hyrnefjellet, wg R. Szczęsnego i in. (1989b) - bez rysunku poziomicowego 1 – masywy górskie z pokrywą zwietrzelinową, 2 skałki, 3 - elementy strukturalne, 4 - moreny boczne, 5 - tarasy morskie (wysokość w m n.p.m.), 6 plaża, 7 - stożki napływowe, 8 - stożki usypiskowe, 9 - lód lodowcowy, 10 płaty śniegu, 11 - jeziora i strumienie, 12 - krawędzie erozyjne, 13 - linia brzegowa

i. Stare moreny czołowe i boczne

Formy rzeźby i nagromadzenia osadów, interpretowane jako stare moreny boczne i czołowe występują na stokach masywów górskich, w dolinach i na tarasach morskich z dala od współczesnych lodowców. Tworzą, jak np. na półwyspie Treskelen, ciągi izolowanych od siebie wałów (ryc. 96). Podobne formy występują również na południowych stokach Hilmarfjellet i Karentoppen na wysokości 80, 120-150 i 230-240 m n.p.m. (ryc. 97) a także w Tjörndalen (ryc. 98) i w Wiederdalen (ryc. 99).

Wały tego typu zbudowane są z grubego, nieobtoczonego materiału, bez żadnej selekcji a ich powierzchnia pokryta jest często blokami skalnymi o średnicy przekraczającej 2 metry.



Ryc. 95. Fragment mapy fotogeologicznej przedpola Scottbreen, wg R. Szczęsnego i in. (1989a) – bez rysunku poziomicowego

 1 – masywy górskie z pokrywą zwietrzelinową, 2 - skałki, 3 - stożki usypiskowe, 4 – lód lodowcowy, 5 - wały lodowo-morenowe z liniami strukturalnymi, 6 – lodowce gruzowe, 7 – moreny środkowe, 8 – moreny ablacyjne, 9 – pokrywy soliflukcyjne, 10 – sandry, 11 – stożki napływowe, 12 tarasy morskie (wysokość w m n.p.m.), 13 – plaża, 14 – strumienie, 15 – krawędzie erozyjne, 16 – płaty śniegu, 17 – dna dolin i obniżeń, 18 – linia brzegowa

ii. Moreny denne

Moreny denne zajmują stosunkowo niewielkie obszary, zwykle w bezpośredniej bliskości lodowców. Nie tworzą one zwartych pokryw a występują raczej w formie izolowanych płatów na tarasach morskich (np. płw. Treskelen – ryc. 96) lub w obrębie pokryw sandrowych (np. przedpole Vitkovskibreen - ryc. 100). Na przedpolu Renardbreen (ryc. 101) i Chamberlindalenbreen morena denna przykrywa glebę kopalna z zachowanymi szczątkami roślinności tundrowej (Pękala 1987, Pękala i Repelewska-Pękalowa 1990).

Moreny zbudowane są z materiału ilasto-piaszczystego z domieszka żwirów a czasem głazów. Mimo, że miąższość osadów budujących moreny denne zwykle nie jest wielka (Szupryczyński 1968b) mają one dwudzielną budowę. Ich spągowa warstwa ma subglacjalne pochodzenie natomiast stropowa ablacyjne (Price 1973). Szczególnym typem tego typu form są moreny żłobkowe z licznymi, drobnymi równoległymi do siebie grzbiecikami o rozciągłości zgodnej z kierunkiem wycofywania się lodowca. Ten charakterystyczny relief miałby być według starszych koncepcji omówionych szczegółowo przez T. Mertę (1989) wynikiem wciskania materiału morenowego w spękania lub wyżłobienia w stopie lodowca. Relief moreny miałby być zatem odlewem spągu lodowca. Tymczasem obserwacje T. Merty (1989) poczynione na przedpolu Renardbreen (ryc. 101) wskazują jednoznacznie na związek grzbietów na powierzchni moreny z obecnymi na powierzchni czoła lodowca linijnymi zagłębieniami ablacyjnymi, wypełnionymi częściowo materiałem supraglacjalnym. Zgodnie z modelem Price'a (1973) osady morenowe są i tu dwudzielne, z tym jednak, że na warstwie gliny pochodzenia subglacjalnego spoczywa osad supraglacjalny, którego relief jest negatywowym odbiciem rzeźby powierzchni czoła lodowca (ryc. 102). Moreny tego typu znane są również między innymi z przedpola Vitkovskibreen (ryc. 100).



Ryc. 96. Fragment mapy fotogeologicznej południowej cześci półwyspu Treskelen, wg R. Szczęsnego i in. (1989b) - bez rysunku poziomicowego 1 – masywy górskie z pokrywą zwietrzelinową i liniami strukturalnymi, 2 skałki z liniami strukturalnymi, 3 – stare moreny boczne, 4 – moreny denne, 5 - tarasy morskie ze starymi wałami burzowymi (wysokość w m n.p.m.), 6 – plaża, 7 – sandry, 8 stożki napływowe, 9 – pokrywy soliflukcyjne, 10 jeziora, 11 – krawędzie erozyjne, 12 - linia brzegowa

iii. Wały lodowo-morenowe

Formy te zbudowane są z lodowego jądra przykrytego stosunkowo cienką (od kilkunastu centymetrów do kilku metrów) pokrywą mineralną zbudowaną z materiału wytopionego z lodu. Pokrywa ta jest całkowicie bezładną mieszaniną zbudowaną z materiału o skrajnie różnych frakcjach. Tego typu budowę mają najmłodsze w południowym Spitsbergenie wały moren czołowych (w tym spiętrzonych) i bocznych oraz lodowce gruzowe pochodzące z Małej Epoki Lodowej (np. Scottbreen, Vitkovskibreen, Renardbreen - ryc. 95, 100, 101). W przypadku moren spiętrzonych zdarza się, że w obręb pokrywy morenowej inkorporowane są iły morskie oraz piaski i żwiry glacio-fluwialne (np. Austre Torellbreen - ryc. 103, patrz też Lindner i in. w tym przewodniku).



Ryc. 97. Fragment mapy fotogeologicznej zachodniego otoczenia Olsokbreen, wg R. Szczęsnego i in. (1987) - bez rysunku poziomicowego 1 - masywy górskie z pokrywą zwietrzelinową, 2 – skałki, 3 – stare moreny boczne, 4 - wały lodowomorenowe z liniami strukturalnymi, 5 - moreny ablacyjne, 6 – lód lodowcowy ze szczelinami, 7 – wały podstokowe, moreny niwalne, 8 - stożki usypiskowe, 9 - pokrywy soliflukcyjne, 10 - sandry, 11 stożki napływowe, 12 - jeziora i strumienie, 13 krawędzie erozyjne, 14 dna dolin i obniżeń,

Opisywane wały mają zwykle wydłużony (np. na Torellbreen - ryc. 103) lub podkowiasty kształt (np. na Scottbreen - ryc. 95), zwykle są formami pojedynczymi (patrz Scottbreen – Szczęsny i in. 1989a) choć czasami, jak w przypadku lodowczyka na zboczach Gråkallen (Ostaficzuk i in. 1986) może to być system nakładających się na siebie nabrzmień. Są dominującymi elementami rzeźby na równinach nadmorskich (np. Vitkovskibreen – ryc. 100) jak również w obrębie dolin polodowcowych (np. Tjörndalen – ryc. 98). Największe wysokości tych wałów stwierdzone w południowej części Spitsbergenu sięgają 40-50 m (Vitkovskibreen – ryc. 100, patrz też Szczęsny i in. 1987), jakkolwiek znane są formy osiągające nawet 100 m wysokości (Szupryczyński 1968b).

Na powierzchni wałów znajdują się zwykle drobniejsze formy rzeźby takie jak:- linie strukturalne – rowki równoległe do osi wałów będące zapewne odzwierciedleniem spękań lub płaszczyzn ślizgowych w lodowych jądrach wałów (np. Scottbreen, Vitkovskibreen - ryc. 95, 100) czy aktywne spływy soliflukcyjne na stokach (np. Vitkovskibreen, Torellbreen - ryc. 100, 103)



Ryc. 98. Szkic fotointerpretacyjny rejonu Tjörndalen, wg R. Szczesnego (1987) 1 - masywy górskie z pokrywą zwietrzelinową, 2 – dno doliny, 3 - skałki, 4 lód lodowcowy, 5 – moreny ablacyjne, 6 – moreny boczne, czołowe i środkowe, 7 – moreny niwalne na morenach bocznych, 8 - wały lodowomorenowe, lodowce gruzowe, 9 - sandry, 10 stożki usypiskowe, 11 stożki napływowe, 12 - tarasy morskie (wysokość w m n.p.m.), 13 - jeziora i strumienie, 14 - krawędzie erozyjne, 15 - granie, 16 linia brzegowa,

iv. Moreny niwalne

Intensywne wietrzenie mrozowe sprzyja produkcji dużej ilości zwietrzeliny, która przemieszcza się w dół stoku często przy współudziale śniegu i buduje stożki usypiskowe u których podnóży formują się moreny niwalne (Lindner i Marks 1985, Dzierżek i Nitychoruk 1987), nazywane dawniej wałami podstokowymi (Karczewski i in. 1981).

Moreny te znajdują się u podnóża zboczy masywów górskich (np. w Tjörndalen - ryc. 98) lub na tarasach morskich (np. na przedpolu Scottbreen - ryc. 95).



Tworzą one długie, niekiedy na kilka kilometrów, szerokie na kilkadziesiąt metrów i wysokie na 20-30 m wały oddzielone od stoku wąskim obniżeniem (co odróżnia je od starych moren bocznych). Na ich powierzchnię wkraczają często aktywne stożki usypiskowe (np. w Tjörndalen - ryc. 98). Według Lindnera i Marksa 1985) oraz Dzierżka i Nitychoruka (1987) moreny niwalne stanowią pierwsze stadium do powstania podstokowych lodowców gruzowych.

v. Lodowce gruzowe

Pojęcie lodowców gruzowych pojawiło się w literaturze spitsbergeńskiej stosunkowo niedawno. Tego typu formy zaliczane były do starych wałów morenowych (Jahn 1961), moren niwalnych (Czeppe 1966), moren stokowych (Baranowski 1977), wałów podstokowych (Lindner i Marks 1985), czy wałów lodowo-morenowych (Szczęsny 1986, 1987). Dopiero prace Lindnera i Marksa (1985) oraz Dzierżka i Nitychoruka (1987) uporządkowały zagadnienia interpretacji genetycznej lodowców gruzowych.



W największym skrócie można przyjąć, że lodowce gruzowe są nagromadzeniami materiału zwietrzelinowego na lodzie. Zamarznięte wnętrze tych form jest wykształcone w postaci zwartego lodowego jądra lub lodu międzycząsteczkowego, spajającego okruchy skalne. Topnienie lodu sprawia, iż materiał skalny znajduje się w ciągłym, powolnym ruchu, w efekcie którego przemieszcza się również cała forma. Z racji na położenie Dzierżek i Nitychoruk (1987) wyróżnili 3 typy lodowców gruzowych: morenowe, cyrkowe (np. w Tjorndalen - ryc. 98) i podstokowe (np. w Wiederdalen - ryc. 99).

vi. Moreny środkowe

Są to długie struktury w obrębie lodowców, ciągnące się od ich czół w kierunku pól firnowych przez kilkadziesiąt (np. na Scottbreen – ryc. 95) do kilku tysięcy metrów (np. na Bungebreen -

Ostaficzuk i in. 1982) dzieląc lodowiec na odrębne loby. Zbudowane są z piasku i żwiru partiami wzbogaconego w ił i glinę. Formy te osiągają największe rozmiary przy czołach lodowców z racji na najbardziej intensywną ablację w tych miejscach. Tam też są najbardziej wypukłe i osiągają wysokość względną do dwudziestu kilku metrów jak na Torellbreen (ryc. 103 - patrz też Szczęsny i in. 1985). W wyższych partiach lodowców przechodzą w płaskie, wąskie smugi moren powierzchniowych (Szczęsny i in. 1989b). Przeciętna szerokość moren środkowych wynosi kilkadziesiąt metrów i maleje wraz z odległością od czoła lodowca (por. Szczęsny i in. 1989b). Zdarzają się jednak formy zdecydowanie większe osiągające przy czole lodowca 100 m (Bungebreen – Ostaficzuk i in. 1982) a nawet 400 m (Torellbreen – ryc. 103, patrz też Szczęsny i in. 1985). Ich lokalizacja na powierzchni lodowca uzależniona jest od ilości lodu dopływającego do poszczególnych lobów.



Ryc. 101. Fragment mapy fotogeologicznej przedpola Renardbreen wg R. Szczęsnego i in. (1989a) - bez rysunku poziomicowego

1 – skałki, 2 – lód lodowcowy, 3 – moreny ablacyjne, 4 – moreny denne, miejscami żłobkowe, 5 – moreny środkowe, 6 – wały lodowo-morenowe, 7 – stare moreny boczne, 8 – ozy, 9 – tarasy kemowe, 10 – pokrywy soliflukcyjne, 11 – sandry (starsze, młodsze, najmłodsze), 12 - tarasy morskie ze starymi wałami burzowymi (wysokość w m n.p.m.), 13 – plaża, 14 – nalodzia, 15 – płaty śniegu, 16 – jeziora i strumienie, 17 – krawędzie erozyjne, 18 – linia brzegowa

Aby doszło do uformowania moreny środkowej musi zostać spełniony warunek stałego zasilania lodowca materiałem skalnym. Na tej podstawie Szupryczyński (1968b) wyróżnił 3 typy moren.

 Pierwszy z nich, najczęstszy na Spitsbergenie powstaje z połączenia 2 moren bocznych stykających się lodowców np. Tanngardmorena i Klockmanmorena na Torellbreen (Szczęsny i in. 1985) morena na Hyrnebreen (Szczęsny i in. 1989b), oraz częściowo Torellmorena (ryc. 103). Na powierzchni niektórych z nich (Tanngardmorena – ryc. 103) widoczna są na zdjęciach lotniczych linie strukturalne, równoległe do rozciągłości tych form i mające przebieg niezgodny z kierunkami spękań lodowca. Najprawdopodobniej są to szwy morenowe powstałe na styku moren bocznych.



Ryc. 102. Etapy rozwoju form rzeźby na przedpolu lodowca w trakcie jego recesji, na przykładzie Renardbreen, wg T. Merty (1989)

A – lodowiec całkowicie przykrywa badany obszar, B – przedpole częściowo odsłonięte, C – przedpole odsłonięte, c – szczeliny w lodzie wypełnione osadem, st – glina subglacjalna, sp – glina supraglacjalna, rm – garb w podłożu, os – osady starszego sandru, gm – morena denna, w stropowej części o pochodzeniu supraglacjalnym, d – formy drumlinopodobne o pochodzeniu subglacjalnym, t – poprzeczne grzbieciki, rc – morena denna na garbie w podłożu, ru – odsłonięta część garbu w podłożu, ms – potok marginalny, m – osady współczesnego sandru



Ryc. 103. Fragment mapy fotoaeoloaicznei reionu moreny środkowej Torellbreen, wg R. Szczesnego i in. (1985) - bez rysunku poziomicowego 1 – masywy górskie z pokrywą zwietrzelinową, 2 – skałki, 3 – moreny środkowe z liniami strukturalnymi, 4 - boczne i czołowe wały lodowo-morenowe z liniami strukturalnymi, 5 – lód lodowcowy ze szczelinami, 6 moreny ablacyjne, 7 – najstarsze osady jeziorne, 8 – starsze osady jeziorne, 9 - młodsze osady jeziorne, 10 – najmłodsze osady jeziorne, 11 – sandry, 12 – pokrywy soliflukcyjne, 13 stożki usypiskowe, 14 - jeziora i strumienie, 15 krawędzie erozyjne, 16 – płaty śniegu

- Moreny drugiego typu biorą początek od wystających ponad lodowiec nunataków np. Torellmorena (Szczęsny i in. 1985).
- Trzeci typ moren formowany jest wyłącznie w czołowych strefach lodowców z materiału subglacjalnego. Te bardzo krótkie, kilkudziesięciometrowe formy występują na Scottbreen (ryc. 95) i Renardbreen (ryc. 101).

vii.Moreny ablacyjne na powierzchni lodowców

Na obszarze południowego Spitsbergenu moreny ablacyjne znajdują się na powierzchni niemal wszystkich lodowców (np. na Scottbreen, Vitkovskibreen, Renardbreen czy lodowczyku na Urnetoppen - ryc. 95, 100, 101, 104). Ich istnienie związane jest z wydobywaniem się na powierzchnię lodowca materiału skalnego rozproszonego w jego masie. Według Jahna (1954, za Szupryczyńskim 1968b) jest to efekt wytapiania lub wyrzucania skutkiem ruchu lodowca okruchów skalnych wzdłuż płaszczyzn poślizgu. Są to formy zbudowane przede wszystkim z iłu piasku i żwiru o niewielkiej miąższości, tak że są przez nie widoczne elementy struktury lodowca.



Ryc. 104. Fragment mapy fotogeologicznej rejonu Urnetoppen, wg R. Szczesnego i in. (1989b) - bez rysunku poziomicowego 1 – masywy górskie z pokrywą zwietrzelinową, 2 – skałki, 3 – lodowce gruzowe, 4 - boczne i czołowe wały lodowo-morenowe, 5 kemy, 6 – moreny ablacyjne, 7 – moreny denne, 8 - lód lodowcowy, 9 - sandry, 10 - pokrywy soliflukcyjne, 11 – stożki napłvwowe, 12 - jeziora i strumienie, 13 – plaża, 14 – płaty śniegu, 15 – linia brzegowa

Między innymi w oparciu o analizę zdjęć lotniczych (Szczęsny 1991) można stwierdzić, że rozległe, często silnie rozczłonkowane pokrywy moren, obecne w czołowych partiach lodowców, maja genezę z wytapiania (np. na Vitkovskibreen - ryc. 100). Natomiast moreny ablacyjne zbudowane z materiału wydobywającego się wzdłuż płaszczyzn poślizgu tworzą wąskie smugi na powierzchni lodu, zwykle w nieco wyższych partiach lodowców.

viii. Kemy

Kemy są zwykle niewielkimi pagórkami o regularnym kształcie znajdującymi się na przedpolach lodowców. Typowe kemy znane są z przedpola niewielkiego lodowca na zachodnich stokach Urnetoppen (ryc. 104). Zbudowane są ze żwirów i piasków o wyraźnym warstwowaniu. Miąższość warstw jest zmienna, piaszczyste są generalnie grubsze niż żwirowe. Tarasy kemowe są obecne na przedpolu Renardbreen po wewnętrznej stronie wału lodowomorenowego moreny bocznej (ryc. 101). Różnią się od kemów położeniem i mniej regularnym kształtem.

Materiał budujący kemy akumulowany jest w obniżeniach między bryłami martwego lodu i stąd formy te są interpretowane jako wskaźnik deglacjacji arealnej (Szupryczyński 1968b). Mogą mieć genezę supra-, in- jak i subglacjalną (Jewtuchowicz 1962, Szupryczyński 1968b). Tarasy kemowe powstające przy współudziale wód roztopowych formowane są w strefach kontaktu pomiędzy krawędziami lodowców a wałami morenowymi. Jakkolwiek podnoszona była także możliwość powstawania tego typu form przy współudziale nalodzi (Cegła i Kozarski 1977).

ix. Ozy

W badanych przez autorów fragmentach południowego Spitsbergenu ozy stwierdzono wyłącznie na przedpolu Renardbreen (Szczęsny i in. 1989a). Są one prostoliniowymi wałami o długości około 200 m i wysokości sięgającej 3 metrów, położonymi mniej więcej w osi lodowca, prostopadle do współczesnej krawędzi lodu (ryc. 101). Ozy te zbudowane są piasku i żwiru, często o grubej frakcji. Materiał mineralny jest wyraźnie warstwowany przekątnie-rynnowo. Ozy na przedpolu Renardbreen są formami in- lub subglacjalnymi, leżą bowiem na płacie moreny dennej.

Niższe o wysokości około 1 m, przypominające ozy, wały o krętym przebiegu obserwowano również na przedpolu Vitkovskibreen (ryc. 100). Prawdopodobnie są one jednak efektem oddziaływania nalodzi na procesy sedymentacyjne na sandrach (Cegła i Kozarski 1977, Baranowski 1977).

x. Sandry

Sandry tworzą płaskie lub lekko wypukłe powierzchnie na przedpolach lodowców, uformowane z dużej niekiedy ilości nakładających się na siebie stożków. W południowym Spitsbergenie sandry zajmują zwykle niewielkie powierzchnie. Sandry wewnętrzne zajmują obszary pomiędzy współczesnymi czołami lodowców a wałami lodowo-morenowymi (np. współcześnie Scottbreen). Obszary pokryte sandrami zewnętrznymi są również niewielkie z racji na bliskość czół lodowców do morza (np. przedpole Vitkovskibreen - ryc. 100). Niekiedy pas lądu jest tak wąski, że akumulacja większości materiału niesionego przez wody roztopowe następuje już w morzu. Płycizny Josephbukta na przedpolu Renardbreen są w istocie sandrem podwodnym (ryc. 101). Powstanie tego sandru było możliwe dzięki niewielkiej głębokości zatoki oraz istnieniu prądów morskich sprzyjających raczej akumulacji niż abrazji. Jest to zatem obszar nakładania się akumulacji morskiej i wodnolodowcowej, co nie jest na Spitsbergenie wyjątkowe (np. Skoddebukta, na przedpolu Austre Torellbreen - Ostaficzuk i in. 1980).

Interpretacja zdjęć lotniczych pozwoliła na skartowanie na półwyspie Treskelen niewielkich pokryw sandrowych niemających łączności ze współczesnymi lodowcami (ryc. 96). Obecność tych sandrów wiązać należy ze starszymi epizodami glacjalnymi, podczas których zasięgi lodowców były znacznie większe niż obecnie.

Według S. Jewtuchowicza (1962), akumulacja materiału sandrowego ma miejsce podczas gwałtownego topnienia lodowców (czasem kilkakrotnie podczas jednego sezonu letniego). Sandr pokryty jest wówczas cienką warstwą wody i w efekcie jego powierzchnia jest wyrównywana przez żwir i piasek niesiony ze stref czołowo-morenowych, pokryw zwietrzelinowych, stożków usypiskowych itd. W okresach umiarkowanego topnienia lodu spływ powierzchniowy przechodzi w linijny i dominują wówczas procesy erozji. Wachlarzowate zwykle układy strumieni rozcinają wówczas powierzchnię sandru nadając jej charakterystyczną, szczególnie dobrze widoczną na zdjęciach lotniczych smużystą strukturę (Szczęsny 1991).

W osadach sandrowych często zagrzebane bywają bryły martwego lodu, po wytopieniu którego powstają na powierzchni liczne zagłębienia (Price 1973). Jednakże na żadnym z opracowywanych sandrów na południu Spitsbergenu nie stwierdzono obecności "dziurawego sandru". Natomiast w świetle analizy fotointerpretacyjnej, udział nalodzi w kształtowaniu rzeźby powierzchni sandrów nie budzi wątpliwości. Mają one bowiem bezpośredni wpływ na formowanie sieci odpływu powierzchniowego i związane z tym procesy erozji i akumulacji.

f. Zarys wydarzeń glacjalnych w południowym Spitsbergenie.

Leszek Lindner, Leszek Marks i Ryszard Szczęsny

Badania prowadzące do odtworzenia czwartorzędowej ewolucji południowego Spitsbergenu oparte były na analizie wzajemnych relacji pomiędzy osadami o różnej genezie - głównie lodowcowymi i morskimi. Pierwsze z nich dokumentują chłodniejsze okresy klimatyczne gdy zasięgi lodowców ulegały powiększeniu. Drugie zaś reprezentują okresy cieplejsze.

Ustalenie wzajemnych relacji pomiędzy wymienionymi grupami dotyczyło zarówno wieku osadów jak i ich wzajemnego położenia. Niniejsza interpretacja nawiązuje głównie do badań autorów przeprowadzonych w wybranych rejonach południowego Spitsbergenu (ryc. 105), aczkolwiek uwzględnia też wyniki prac innych badaczy prowadzonych w innych rejonach archipelagu.

Przy datowaniu osadów, zwłaszcza morskich, szczególnie użyteczne były wyniki analiz termoluminescencyjnych (Lindner i in. 1983, 1984, 1987, Pękala i in. 1985, Marks i Pękala 1986, Butrym i in. 1987, Pękala 1987, Pękala i Repelewska-Pękalowa 1990, Reder 1990, Lindner i Marks 1991), oraz radiowęglowych (Birkenmajer i Olsson 1970, Pękala 1980, 1989, Marks i Pękala 1986).

Lokalizacja osadów była możliwa dzięki szeroko zakrojonym pracom kartograficznym wykorzystującym zarówno metody terenowe jak i teledetekcyjne (Birkenmajer 1964, Szupryczyński 1963, Pulina 1977, Ostaficzuk i in. 1980, 1982, 1986, Karczewski i in. 1984, Szczęsny i in. 1985, 1987, 1989a, 1989b, 1991, Szczęsny 1986, 1987, 1991).

Na tej podstawie wyróżniono w południowym Spitsbergenie dwa plejstoceńskie zlodowacenia: Wedel Jarlsberg Land i Sørkapp Land, oraz dwa interglacjały Torellkjegla i Bogstranda (ryc. 106). W holocenie miały natomiast miejsce trzy awanse lodowców (ryc. 106). Ich korelacja ze zlodowaceniami i interglacjałami w innych rejonach Spitsbergenu i w Europie przedstawiona została na wspomnianej już ryc. 106.

i. Morfogeneza

Najstarsze czwartorzędowe osady na obszarze południowego Spitsbergenu pochodzą z **in-terglacjału Torellkjegla**, poprzedzającego największe zlodowacenie na tym obszarze - Wedel Jarlsberg Land (patrz ryc. 106). Zostały one znalezione w obrębie najpotężniejszej moreny środkowej w południowym Spitsbergenie powstałej na styku Vestre i Austre Torellbreen (ryc. 105 i 107). Są to zdeformowane glacitektonicznie morskie iły (ryc. 107) wydatowane na 413000-383000 lat (Lindner i in. 1983, 1984).

Podczas **zlodowacenia Wedel Jarlsberg Land** (patrz ryc. 106), które nastąpiło później lodowce spitsbergeńskie osiągnęły maksymalne rozmiary (o czym świadczą np. podciosy na stokach Hilmarfjellet ok. 200 i 300 m n.p.m. – ryc. 108) i zniszczyły ślady starszych zlodowaceń. Lodowce opuszczały wówczas doliny górskie a ich jęzory łączyły się na przedpolu tak, że ich czoło pływało w morzu (ryc. 105). Stąd generalnie brak zachowanych form i osadów typowych dla stref czołowomorenowych. Najstarsze osady należące do tego zlodowacenia znajdują się w obrębie wspomnianej wcześniej moreny środkowej na Torellbreen. Są to dwa poziomy zaburzonych glacitektonicznie glin lodowcowych wydatowanych (TL – Lindner i in. 1983, 1984) na 313 000 - 184 000 lat i 229 000 – 189 000 lat (ryc. 107). Dokumentują one dwukrotny awans lodowców w trakcie tego zlodowacenia (patrz ryc. 106). Gliny te rozdzielone są warstwą żwirów i piasków glacifluwialnych (ryc. 107) datowanych na 220 000 – 190 000 (op. cit) dokumentująca moment okresowego (inrterglacjalnego?) zaniku lodowców.



Ryc. 105. Szkic obszarów badań w rejonie Hornsundu, wg L. Lindnera i L. Marksa (1993b), uzupełniony

Objaśnienia na następnej stronie

Pozostałości moren bocznych pochodzące z młodszej części tego zlodowacenia zachowały się na zboczach najwyższych masywów górskich, które sterczały wówczas ponad pokrywą lodową w formie nunataków. Moreny te zostały zidentyfikowane na zboczach Hilmarfjellet i Karentoppen (ryc. 108) na wysokości 230-240 m n.p.m. i 110-140 m n.p.m. Wydatowane (TL) próbki osadów pobrane z analogicznych form na Gavrilovfjellet (ryc. 109) i Stuppryggen (ryc. 110) wskazują od-powiednio na 217 000 i 141 000 lat (Butrym i in. 1987). Odpowiadające im wiekowo gliny (156 000 i 130 000 lat) są znane również z rejonu Bellsundu (Pękala i Repelewska-Pękalowa 1990).



Ryc. 106. Korelacja schematów stratygraficznych czwartorzędu z Ameryki Północnej, Grenlandii, Spitsbergenu i Europy, wg L. Lindnera i L. Marksa (1993a) Stadiały ¹⁸O wg Shackelton i Opdyke (1973) oraz Martinson i in. (1987)

1 - masywy górskie, 2- lodowce, 3 - linia brzegowa, zasięg lodowców podczas: 4 -zlodowacenia Wedel Jarlsberg Land, 5 - stadiału Lisbetdalen zlodowacenia Sørkapp Land, 6 - holocenu, 7 - Małej Epoki Lodowej, 8 - opublikowane arkusze map fotogeologicznych: A - strefa moreny środkowej Torellbreen (Szczęsny i in. 1985), B - przedpole Torellbreen i Nannbreen (Ostaficzuk i in. 1980), C rejon Slaklidalen (Ostaficzuk i in. 1986), D - przedpole Bungebreen (Ostaficzuk i in. 1982), E - rejon Hilmarfjellet (Szczęsny i in. 1987), F - rejon Treskelen-Hyrnefjellet-Kruseryggen (Szczęsny i in. 1989b), G - obszar Hansbreen-Sofiekammen (Szczęsny i in. 1991), 9 - lokalizacje schematycznych przekrojów geologicznych: a - Torellkjegla (ryc. 107), b - Elveflya (ryc. 115), c - Revdalen i Fuglebergsletta (ryc. 113), d - Bogstranda (ryc. 111), e - Treskelen (ryc. 116), f - Lisbetdalen i Kulmstranda (ryc. 112), g - Slaklidalen (ryc. 109), h - Bungeleira (ryc. 110), i - Hilmarfjelet (ryc. 108), j – Wiederdalen (ryc. 114)



Ryc. 107. Schematyczny przekrój geologiczny przez Torellkjegla, wg K. Pękali i in. (1985) - uzupełniony

1 - podłoże skalne, 2 - osady zdeformowane glacitektonicznie, 3 - żwiry morskie (wysokości tarasów morskich w m n.p.m.), 4 - iły morskie, 5 - osady wałów lodowo-morenowych, 6 - glina lodowcowa, 7 - żwiry i piaski starszych (a) i młodszych (b) sandrów zewnętrznych i wewnętrznych (c), 8
- poziom wody, 9 - piaski eoliczne, 10 - lodowce i ich zasięgi, 11 - odsłonięcie (profil A), 12 - miejsca pobrania prób do datowań

Schyłek tego zlodowacenia to prawdopodobnie okres formowania najwyższych tarasów morskich (100-120 m n.p.m.), których osady, na północ Hornsundu, zostały wydatowane na 163 000 lat (Pękala 1989, Lindner i in. 1991).

Cieplejszy okres **interglacjału Bogstranda** (patrz ryc. 106) wiąże się z wyraźnym zanikiem lodowców.

Z tego okresu pochodzą piaski sandrowe na zboczach Fannytoppen (ryc. 111), których wiek oznaczono na 161 000 i 143 000 lat (TL – Marks i Pękala 1986) oraz przykrywające je pokrywy soliflukcyjne (TL – 143 000 lat).

W tym czasie formowane były również wyniesione tarasy morskie znajdujące się na północ od Hornsundu na wysokości 80-95 m n.p.m. (Lindner i in. 1991) a na Sørkappland na wysokości 80-100 (patrz ryc. 112) i 56-75 m n.p.m. (patrz ryc. 110). Wiek analogicznych tarasów w Bellsundzie został oznaczony (TL) na 127 000 - 98 000 (Reder 1990)

Ślady kolejnego zlodowacenia - **Sørkapp Land** (ryc. 106) są na południu Spitsbergenu znacznie częstsze niż poprzedniego. Zlodowacenie to składa się z czterech stadiałów rozdzielonych trzema cieplejszymi interstadiałami.

Pierwsze ochłodzenie miało miejsce około 100 000 temu (Lindner i Marks 1993b). Ocieplenie, które nastąpiło później spowodowało zmniejszenie obciążenia podłoża przez topniejące lodowce i podniesienie lądu. Powstały wówczas kolejne generacje wyniesionych tarasów morskich na Breinesflya (42-56 i 30-38 m n.p.m. - patrz ryc. 109) datowane (TL) na 87 000 - 88 000 (Butrym i in. 1987).

Śladem następnego epizodu glacjalnego (ryc. 106) jest kolejny poziom glin z moreny środkowej Torellbreen (ryc. 107). Ich wiek oszacowano na 73 000 lat (Lindner i in. 1987).



Ryc. 108. Schematyczne przekroje geologiczne w rejonie Hilmarfjellet, wg L. Lindnera i in. (1989) 1 - podłoże skalne, 2 – glina lodowcowa, 3 - żwiry morskie (wysokości tarasów morskich w m n.p.m.), 4 – osady moren bocznych i wałów lodowo-morenowych, 5 – żwiry i piaski sandrowe, 6 – deluwia, 7 – martwy lód lodowcowy, 8 – aktywny lód lodowcowy, 9 – zasięgi lodowców (WJLG – zlodowacenie Wedel Jarlsberg Land, LIA – Mała Epoka Lodowa)

W czasie następnego ocieplenia (patrz ryc. 106) na Sørkapp Land powstały kolejne generacje tarasów morskich. Na północ od Hornsundu w Revdalen na wysokości 40-46 m n.p.m. (ryc. 113), datowane na 61 000 lat (Lindner i in. 1991). Tymczasem na południe od Hornsundu na Breinesflya (ryc. 110), tarasy o podobnym wieku (63 000 lat) znajdują się na wysokości 15-18 m n.p.m.

Trzeci stadiał (**Lisbetdalen** – ryc. 106) miał prawdopodobnie największy zasięg w trakcie tego zlodowacenia (ryc. 105, Boulton 1979). Na zboczach dolin, np. Lisbetdalen (ryc. 112) na wy-sokości 70-80 m n.p.m. znajdują się pozostałości starych moren bocznych wydatowane na 47 000 lat (Butrym i in. 1987). Analogiczne formy są znane z rejonu Hilmarfjellet (Szczęsny i in. 1987). Gliny lodowcowe z tego stadiału (50 000 lat –TL, ryc. 111) znaleziono również na przedpolu Sofiebreen (Lindner i in. 1983, 1984). Śladami erozyjnej działalności lodowców z tego czasu są podciosy (pozostałości den dolinnych) widoczne na zboczach dużych dolin (np. Slaklidalen - fig 5) na wyso-

kości 90 i 40 m n.p.m. oraz odpowiadające im wysokościowo dna małych dolinek zawieszonych nad równinami nadmorskimi (NBP Wiederdalen - fig, 10).



Ryc. 109. Schematyczny przekrój geologiczny przez Slaklidalen, z zaznaczonymi dawnymi dnami doliny (I, II), wg L. Lindnera i in. (1986) – zmieniony

 1 - podłoże skalne, 2 – glina lodowcowa, 3 – żwiry i głazy moren bocznych i wałów lodowomorenowych, 4 - żwiry morskie (wysokości tarasów morskich w m n.p.m.), 5 – starsze (a) i młodsze (b) sandry, 6 – lód lodowcowy, 7 – zasięg lodowca (LIA – Mała Epoka Lodowa), 8 - miejsca pobrania prób do datowań



Ryc. 110. Schematyczny przekrój geologiczny przez Bungeleira, wg L. Lindnera i in. (1986) – zmieniony

1 - podłoże skalne, 2 – glina lodowcowa, 3 – żwiry i głazy moren bocznych i wałów lodowomorenowych, 4 - żwiry morskie (wysokości tarasów morskich w m n.p.m.), 5 – starsze (a) i młodsze (b) sandry zewnętrzne, 6 – aktywny lód lodowcowy, 7 – martwy lód lodowcowy, 8 – żwiry i piaski sandrów wewnętrznych, 9 – zasięgi lodowców, 10 - miejsca pobrania prób do datowań

Dowodem na kolejne, trzecie już ocieplenie jest poziom gleby kopalnej, starszej niż 29 500 lat, rozdzielającej 2 poziomy glin lodowcowych w morenie na przedpolu Sofiebreen (ryc. 111). Topnienie lodowców wpłynęło na poszerzenie strefy brzegowej i uformowanie plaż na poziomie 22-

25 m n.p.m. na północ od Hornsundu oraz 28-30 i 20-26 m n.p.m. w północno-zachodnim Sørkapp Land (Szczęsny 1991).

Ostatni awans lodowców (**stadiał Slaklidalen** – ryc. 106) o wyraźnie mniejszym zasięgu zaznaczył się np. w Slaklidalen (ryc. 109) obecnością glin lodowcowych datowanych na około 28 000 lat (Butrym i in. 1987, Szczęsny 1991) a w Lisbetdalen moren czołowych – 22 000 lat (ryc. 112). Na północ od Hornsundu analogiczne osady mające około 29 500 lat (Lindner i in. 1983, 1984), są znane z przedpola Sofiebreen (ryc. 111).



Ryc. 111. Schematyczny przekrój geologiczny przez Bogstranda, wg L. Marksa i K. Pękali (1986) zmieniony

 podłoże skalne, 2 - starsza glina lodowcowa, 3 - młodsza glina lodowcowa, 4 - osady wałów lodowo-morenowych, 5 - glina soliflukcyjna, 6 - żwiry morskie (wysokości tarasów morskich w m n.p.m.), 7 - piaski sandrowe, 8 - martwy lód lodowcowy, 9 - aktywny lód lodowcowy, 10 - zasięg lodowca podczas Małej Epoki Lodowej (LIA), 11 - miejsca pobrania prób do datowań

ii. Przełom plejstocenu i holocenu

Ocieplenie klimatu po ostatnim, plejstoceńskim epizodzie glacjalnym spowodowało gwałtowną recesję lodowców, które wycofały się w głąb dolin (ryc. 105). Potwierdza to przebieg tarasów morskich 15-18 m n.p.m. np. na przedpolu Vitkovskibreen i Olsokbreen i układ znajdujących się na ich powierzchni starych wałów burzowych (Szczęsny i in. 1987). Wskazują one na istnienie w tych miejscach głęboko wciętych zatok morskich.



Ryc. 112. Schematyczny przekrój geologiczny przez Lisbetdalen i Kulmstranda, wg Butryma i in. (1987)

1 - podłoże skalne, 2 – glina lodowcowa, 3 – żwiry i piaski moren bocznych, 4 - żwiry morskie (wy-sokości tarasów morskich w m n.p.m.), 5 – koryto Lisbetelva, 6 – żwiry i piaski sandrowe, 7 – usy-piska, 8 – pokrywy soliflukcyjne, 9 - miejsca pobrania prób do datowań



Ryc. 113. Schematyczny przekrój geologiczny przez Revdalen i Fuglebergsletta, wg L. Lindnera i in. (1984) - zmieniony

 podłoże skalne, 2 - żwiry morskie (wysokości tarasów morskich w m n.p.m.), 3 - glina lodowcowa, 4 - osady wałów lodowo-morenowych, 5 - piaski i żwiry sandrów, 6 - starszy (a) i młodszy (b) sandr, 7 - lód lodowcowy, 8 - starsze podciosy lodowcowe, 9 - młodsze podciosy lodowcowe, 10 - największy zasięg lodowców w holocenie, 11 - zasięg lodowców podczas Małej Epoki Lodowej (LIA), 12 - miejsca pobrania prób do datowań



Ryc. 114. Schematyczny przekrój geologiczny przez Wiederdalen i jej przedpole, wg R. Szczęsnego (1986)

1 - podłoże skalne, 2 – lód lodowcowy, 3 – moreny boczne i czołowe, 4 – morena denna, 5 – wyniesione tarasy morskie (wysokość w m n.p.m.), 6 – sandr zewnętrzny, 7 – zasięg lodowca



Ryc. 115. Schematyczny przekrój geologiczny przez Elveflya, wg L. Lindnera i in. (1984), zmieniony
1 - podłoże skalne, 2 - żwiry morskie (wysokości tarasów morskich w m n.p.m.), 3 starsza glina lodowcowa, 4 - młodsza glina lodowcowa, 5 - osady wałów lodowo-morenowych, 6 - piaski i żwiry
sandrów, 7 - aktywny lód lodowcowy, 8 - martwy lód lodowcowy, 9 - zasięgi lodowców (LIA - Mała Epoka Lodowa), 10 - miejsca pobrania prób do datowań

iii. Holocen

W holocenie, na południu Spitsbergenu, miały miejsce 3 epizody glacjalne (ryc. 106). Najstarszy z nich (**stadiał Grönfjorden** – ryc. 106) rozpoczął się ponad 8000 lat temu. Lodowce z reguły nie wykraczały z dolin na przedpole. Powstały wówczas wały moren czołowych na progu Wiederdalen (ryc. 114) i w środkowej części Slaklidalen (ryc. 109). Ocieplenie, które nastąpiło później to czas tworzenia wyniesionych tarasów morskich 8-12 m n.p.m. Osady morskie na tych tarasach wydatowane zostały na 10 000 -11 000 lat zaś pogrzebane w nich muszle mięczaków i kości wielorybów na 7 600-9 800 lat (Birkenmajer i Olsson 1970, Lindner i in. 1991).

W czasie kolejnego epizodu glacjalnego (stadiał **Revdalen** – ryc. 106) - 2 500-3000 lat temu, zasięg lodowców był mniejszy niż w stadiale poprzednim (Karczewski i in. 1981, Lindner i in. 1986). Dokumentują go młodsze wały morenowe w Lisbetdalen i Slakidalen (ryc. 109) oraz osady lodowcowe w Revdalen (ryc. 113).

O kolejnym ociepleniu świadczą gleby kopalne znalezione na przedpolach Werenskjöldbreen i Hansbreen (ryc. 115) datowane na 1 500-700 lat (Pękala 1989). W tym samym okresie formowany był taras morski 4,5-6 m n.p.m. (ryc. 113, 115). Znajdujące się na nim osady morskie wydatowano na 3000-4000 lat, (Lindner i in. 1991).



1 - skały odporniejsze na wietrzenie, 2 - skały mniej odporne na wietrzenie, 3 - żwiry morskie (wysokości tarasów morskich w m n.p.m.), 4 - glina lodowcowa, 5 - osady wałów lodowomorenowych, 6 - żwiry i piaski sandrowe, 7 - aktywny lód lodowcowy, 8 - klif lodowy, 9 - martwy lód lodowcowy, 10 - podciosy lodowcowe, 11 - zasięg lodowca, 12 - miejsca pobrania prób do datowań

Najmłodsze ochłodzenie i związany z nim awans lodowców w rejonie Hornsundu to **Mała Epoka Lodowa**, która rozpoczęła się około 600 lat temu (ryc. 106). Zasięgi lodowców z tego okresu (ryc. 105) są wyznaczone przez istniejące wały lodowo-morenowe (ryc. 107, 109, 110, 111, 113, 114, 115, 116). Po zakończeniu tego epizodu glacjalnego, do czasów współczesnych powstały najniższe tarasy morskie oraz szereg innych form rzeźby przedstawionych na ryc. 117.



Ryc. 117. Schemat chronostratygraficzny czwartorzędu dla południowego Spitsbergenu z zaznaczonymi okresami tworzenia głównych elementów rzeźby, wg R. Szczęsnego (1991)



CALYPJO

2. ZIEMIA WEDELA-JARLSBERGA (CZĘŚĆ PÓŁNOCNA)

a. Bellsund – Calypsobyen: Przewodnik terenowy

Kazimierz Pękala, Janina Repelewska-Pękalowa, Piotr Zagórski

Trasa wycieczki biegnie przez obszar zachodniego obrzeżenia fiordu Recherche od mierzei w zatoce Josephbukta (1) do zatoki Skilvika (10, 11) (ryc. 118). Zatoka Josephbukta dochodzi do czoła Lodowca Renarda. Jest ona osłonięta od wiatrów, dzięki czemu na ogół panują tu warunki sprzyjające żegludze, co często wykorzystują różne jednostki pływające chroniące się tu przed zbyt dużą falą w fiordzie. Dobrze widoczne jest czoło i przedpole Lodowca Renarda. Od strony południowej okala zatokę morena boczna, która przechodzi w pasmo Activekammen. Od strony północnej Lodowiec Renarda przylega do pasma Bohlinryggen. Na dalszym planie widać Lodowiec Recherche zamykający fiord.



Ryc. 118. Model przestrzenny rejonu Calypsostrandy i przedpola Lodowca Renarda (Zagórski 2002). Miejsce lądowania, trasa przejścia i lokalizacja punktów

i. Punkt 1 - Mierzeja w Zatoce Josephbukta

Mierzeja zamyka zatokę położoną na przedpolu Lodowca Renarda (ryc. 119). Jej powstanie jest skutkiem akumulacji materiału transportowanego przez prądy przybrzeżne zachodniego brzegu fiordu Recherche w bezpośrednim kontakcie z czołem lodowca, czego dowodem jest obecność glin zwałowych stwierdzona w kilku miejscach. W strefie połączenia z wałami moreny czołowej mierzeja przechodzi w morenę denną z systemem form wytopiskowych. Rozszerzona, czołowa partia mierzei o kształcie owalnym jest formą bardzo szybko narastającą, o czym świadczy pozycja odnajdywanych śladów działalności człowieka, drewna dryftowego oraz obecność otoczaków z węgla eksploatowanego w kopalni w Calypsobyen.



Ryc. 119. Trasa przejścia oraz lokalizacja stanowisk na przedpolu Lodowca Renarda i w południowej części Calypsostrandy

ii. Punkt 2 - Zjawiska termokrasowe w strefie moreny dennej i sandrów

Jest to obszar przedpola Lodowca Renarda ukształtowany przez procesy akumulacji lodowcowej, wodno-lodowcowej, morskiej oraz erozji i zjawiska termokrasowe (ryc. 119). Na niewielkiej przestrzeni występują formy moreny czołowej rozciętej przez rzeki lodowcowe, pagórki moreny dennej zalegające na starszych osadach sandrowych oraz system form erozyjno-akumulacyjnych stożka sandrowego. Morena denna przykryta jest cienką pokrywą sandrową maskującą relief powstały na powierzchni moreny podczas recesji lodowca. Są to żłobki moreny *"fluted"* oraz wały recesyjne. W obrębie zatoki i w najbliższym otoczeniu powstało szereg form termokrasowych w skutek współczesnego wytapiania się brył martwego lodu lodowcowego (Mała Epoka Lodowa), pogrzebanego lodu nalodziowego i morskiego przykrytego osadami fluwialnymi.

iii. Punkt 3 - Stanowisko archeologiczne w spiętrzonej morenie czołowej Lodowca Renarda (Renardbreen 1)

W pobliżu nasady wyciągniętej mierzei (Josephbukta) wysokie fale sztormowe podcinające brzeg, który stanowi w tym miejscu morena czołowa Lodowca Renarda, odsłoniły stanowisko archeologiczne zawierające drewno, okruchy cegieł, węgiel, skrawki skóry, kości ptaków i fiszbiny wielorybów (ryc. 119, 120). Znaleziono również fragment fajki fajansowej, datowany na XVI wiek. Znalezisko to świadczy o istnieniu w tym miejscu osady wielorybniczej, której resztki wraz z glebą i roślinnością tundrową, zostały spiętrzone i prawdopodobnie przykryte moreną w czasie Małej Epoki Lodowej (ryc. 121).

Stanowisko to, badane w latach 1986-1993 (Krawczyk, Reder 1989, Dzierżek i in. 1990, Jasinski, Starkov 1993), jest jedynym na Spitsbergenie, gdzie resztki budownictwa wielorybniczego zostały przykryte gliną zwałową. Pozwala ono datować aktywność lodowców i zmiany poziomu morza w czasach historycznych.



Ryc. 120. Osady czwartorzędowe w profilu moreny czołowej Lodowca Renarda w strefie stanowiska archeologicznego (Pękala, Repelewska-Pękalowa 1990); A: 1- współczesny wał burzowy,
2- fosylny wał burzowy, 3- glina zwałowa (Mała Epoka Lodowa), 4- spiętrzony poziom kulturowy osady wielorybniczej z roślinnością fosylną (profil 1), 5- iły, 6- glina zwałowa, 7- osady glacjalnomorskie; B- Profil osadów organicznych stanowiska Renardbreen (Dzierżek i in. 1990)



Ryc. 121. Etapy recesji lodowców Renarda i Scotta w XIX i XX wieku
iv. Punkt 4 - Punkt widokowy

Punkt widokowy położony na wysokości 37 m n.p.m. na wale zewnętrznym moreny frontalnej Lodowca Renarda, w pobliżu przełomu utworzonego przez wody lodowcowe. Z tego miejsca dobrze widoczny jest lodowiec, rzeźba jego przedpola oraz cechy ogólne ukształtowania Calypsostrandy (ryc. 14, 121)



Ryc. 122. A: Szkic przedpola Lodowca Renarda (Merta 1988): 1- płaty erozyjnej moreny o zatartej strukturze "fluted", 2- płaty o świeżym reliefie typu "fluted", 3- kierunki odpływu wód proglacjalnych, 4- położenie czoła lodowca w roku 1961, 5- położenie czoła lodowca w sezonie badań, 6- zakres orientacji dłuższych osi głazów wolnych (typ b₂), 7- zakres orientacji wydłużenia akumulatów morenowych typu "c", 8- kierunki ułożenia grzbietów i żlobków moreny "fluted", 9- wektor wypadkowy orientacji dłuższych osi głazów typu b₁, 10- położenie niekompletnych wałów, 11- domeny pomiarowe I-VI; B: Schemat usytuowania poszczególnych typów elementów kierunkowych, ich symbolika i sposób pomiaru: a- grzbiety i żłobki, b₁- głazy z osadem na zapleczu, b₂- głazy wolne, c- osady morenowe w cieniu głazów b₁, d- niekompletne wały.

Lodowiec Renarda jest największym lodowcem w NW części Ziemi Wedela Jarlsberga. Powierzchnia jego wynosi 28 km², długość 8 km zaś szerokość od 2,5 do 6 km. Współcześnie jest w stadium recesji (Reder 1996). Tempo recesji w okresie 1960-2001 wyniosło 20-50 m/rok (ryc. 121). Cały system odprowadzania wód skierowany jest do Josephbukty. Lodowiec Renarda jest lodowcem politermalnym, z rozległymi pokrywami nalodzi. Jego morena frontalna składa się z trzech różnowiekowych wałów. Dwa zewnętrzne nie zawierają martwego lodu, jedynie wewnętrzny, skorelowany z Małą Epoką Lodową, zbudowany jest z zagrzebanego martwego lodu współcześnie wytapiającego się, co daje efekt morfologiczny w postaci zagłębień i jeziorek. Pomiędzy morenami frontalnymi a czołem lodowca powstał cały system sandrów, kemów, ozów oraz morena denna głównie typu *"fluted"* (punkt 4a, ryc. 119, 122). Na powierzchni mutonów występuje morena żłobkowa subglacjalna oraz nowy typ genetyczny żłobków supraglacjalnych, których rozwój jest związany z depozycją osadów supraglacjalnych zalegających w rynnach ablacyjnych na powierzchni czoła lodowca (Merta 1988, 1989).

Wody lodowcowe w strefie zewnętrznej rozcięły terasy morskie oraz utworzyły rozlegle stożki sandrowe nadbudowujące niską terasę morską (4-6 m).

W kierunku północnym roztacza się widok na równinę Calypsostranda, składającą się z systemu podniesionych teras morskich (ryc. 14). Calypsostranda jest formą poligenetyczną, stopniowo opadającą w kierunku fiordu Recherche, utworzoną podczas szybkiego podnoszenia izostatycznego u schyłku plejstocenu (ryc. 130). Jest ona rozcięta przez wody lodowcowe i proniwalne, nadbudowana przez stożki napływowe i sandry oraz przekształcona przez procesy peryglacjalne.

Po zachodniej stronie Calypsostrandy przebiega uskok tektoniczny zachodniego skrzydła rowu tektonicznego Renardodden, wypełnionego osadami trzeciorzędowymi. Strefa kontaktu odsłania się w rozcięciach erozyjnych (punkty: 5 i 6) oraz w klifie zatoki Skilvika (punkt 10) (ryc. 123).

v. Punkt 5 - Wodospad na uskoku tektonicznym

Rozcięcie erozyjne utworzone w osadach czwartorzędowych przez wody lodowcowe (ryc. 119). Odpreparowany został próg strukturalny w strefie uskoku zachodniego skrzydła rowu tektonicznego. W obrębie tego progu powstał wodospad, a także interesujący zespół form erozyjnych nawiązujących do systemu spękań i odporności diamiktytów serii metamorficznej *Hecla Hoek* (Birkenmajer 2004).

vi. Punkt 6 - Górny odcinek kanionu rzeki Wydrzycy - strefa kontaktu skał metamorficznych i osadowych

Trasa od punktu 5 biegnie brzeżną częścią stożka sandrowego, który stopniowo przechodzi w górny, równoległy do uskoku odcinek doliny Wydrzycy (ryc. 123). Dolina pogłębia się, zmienia kierunek na wschodni, poprzeczny do struktur podłoża. Wycięta jest w utworach trzeciorzędowych (mułowce, piaskowce z florą i wkładkami węgla, eksploatowanymi w kopalni w Calypsobyen). Podobną serię skał trzeciorzędowych można obserwować w dolinie Potoku Renifera oraz w klifie zatoki Skilvika (ryc. 12).

Na skałach trzeciorzędowych zalegają osady morskie, gliny, żwiry i piaski fluwioglacjalne. Na powierzchni są przekształcone przez procesy peryglacjalne - soliflukcję i segregację mrozową.

vii.Punkt 7. - Poligon peryglacjalny

Fragment Calypsostrandy kształtowany przez procesy kriogeniczne związane z segregacją mrozową w zróżnicowanych warunkach wilgotnościowych, charakteryzuje się obecnością gruntów strukturalnych (terasy girlandowe, wieńce kamieniste, bugry) - o różnej wielkości, kształcie i współczesnej aktywności procesów. Obszar ten jest poligonem badań zjawisk peryglacjalnych i monitoringu czynnej warstwy zmarzliny (tab. 4, ryc. 123, 124, 125).

Monitoring czynnej warstwy zmarzliny

W ramach realizacji programu naukowego wypraw polarnych UMCS w ciągu kilkunastu sezonów (1986-2002) prowadzono pomiary miąższości czynnej warstwy zmarzliny. Główny poligon badawczy stanowiła Calypsostranda, równina nadmorska stanowiąca system podniesionych teras morskich, położona w sąsiedztwie przedpoli lodowców Renarda i Scotta (ryc. 14, 124).

		annead							
Punkty Rok	1	2	3	4	5	I	II	III	IV
1986	90	125	120	-	60	130	-	145	122
1987	111	175	175	175	68	124	150	165	130
1988	108	163	168	193	70	121	180	177	135
1989	145	165	157	180	83	135	160	186	139
1990	130	165	165	165	56	118	135	170	122
1991	127	148	163	170	75	141	150	165	121
1992	140	170	165	180	70	140	180	155	125
1993	112	180	180	196	70	130	180	180	140
1995	125	176	180	174	68	135	170	160	160
1996	125	154	178	168	65	132	160	151	128
1998	130	124	121	170	75	-	-	160	-
2000	108	175	155	130	45	126	135	160	150
2001	116	131	180	165	73	150	170	132	155
2002	130	155	170	154	81	139	160	150	143
średnia	121,2	157,6	162,6	170,8	68,5	132,4	160,8	161,1	136,2

Tab. 4.	Maksymalna	miąższość	czynnej	warstw	y zmarzliny	na Caly	psostrand	zie w	wy-
	branycł	n punktach	[w cm]	(wg Rej	oelewska-Pe	ękalowa	2002)		

Punkty 1-5 -wzdłuż transektów NS i WE: 1 - płaska terasa morska (piaski i żwiry, sucha tundra), 2 - grunty strukturalne z ruchomą wodą, pokrywa piaszczysto-żwirowa, mchy na warstwie torfu, 3 i 4 - grunty strukturalne, ruchoma woda w pokrywach, piaski ze żwirami, bez roślinności, 5- wyspa torfowa na małym zbiorniku wody **Stoki I-IV:** I - ekspozycja N, II - ekspozycja S, III - ekspozycja E, IV- ekspozycja W



Ryc. 123. Trasa przejścia oraz lokalizacja stanowisk na Calypsostrandzie w rejonie Calypsobyen i Skilviki.



Ryc. 124. Główne zespoły form i lokalizacja punktów pomiarowych czynnej warstwy zmarzliny (Repelewska-Pękalowa, Pękala, 2003): 1- plaża, 2- dna dolin i strefy stożków napływowych u podstawy klifu, 3- klif i krawędzie erozyjne dolin, 4- suche powierzchnie teras morskich, 5- strefy aktywnej soliflukcji, 6- okresowo wilgotne terasy nadbudowane stożkami aluwialnymi, 7- zbocza i wysokie terasy morskie przekształcane przez wietrzenie, krioplanację i procesy erozyjne, 8- okresowe jezioro, 9- rozcięcia erozyjne, 10- punkty pomiarowe.

Miąższość czynnej warstwy zmarzliny określano stosując metodę sondowania metalowym prętem oraz używano zmarzlinomierzy Danilina. Punkty pomiarowe reprezentatywne dla środowiska tundry, były usytuowane w miejscach różniących się stopniem mobilności wody w pokrywach, pokryciem roślinnością, nachyleniem oraz ekspozycją. Znajdowały się one na powierzchni podniesionej terasy morskiej o wysokości: 20-40 m n.p.m., a także na stokach dolin rozcinających tę terasę i na nachylonych powierzchniach martwego klifu przeobrażonego przez procesy peryglacjalne (ryc. 124). Maksymalne wielkości letniego rozmarzania gruntu były zróżnicowane (Tab. 4).

Maksymalne wielkości rozmarzania notowano w punkcie z ruchomą wodą w pokrywach (196 cm), zaś minimalne - w obrębie torfowej wysepki (45 cm). W przypadku powierzchni nachylonych stwierdzono, poza skutkiem oczywistego uprzywilejowania termicznego stoku o ekspozycji S, także ocieplający wpływ wiatrów typu foehn, na których działanie narażony był stok III (ekspozycja E). Tempo rozmarzania gruntu było zmienne, w granicach 0,25 do 6,0 cm/dobę. Największe - w pierwszej fazie rozmarzania.

Badania prowadzone na Calypsostrandzie wskazują, że na zróżnicowanie wielkości letniego rozmarzania gruntu duży wpływ mają także czynniki lokalne jak: zjawiska fenowe, mobilność wód na-zmarzlinowych, roślinność, ekspozycja i pokrywa śnieżna.

Dane z Calypsostrandy są włączone w system międzynarodowego monitoringu czynnej warstwy zmarzliny CALM (*Circumpolar Activer Layer Monitoring- Site P1 Calypsostranda*) i znajdują się w bazie danych *National Snow and Ice Data Center,* Boulder, Colorado (Repelewska-Pękalowa 2002, Repelewska-Pękalowa, Pękala 2003, Christiansen i in. 2003) (ryc. 125). Zadaniem programu CALM jest gromadzenie i udostępnianie danych dokumentujących proces letniego rozmarzania gruntu w strefach występowania wieloletniej zmarzliny na obu półkulach. Pomiary prowadzone są na 117 obszarach i bierze w nich udział 15 państw. Spitsbergen do niedawna był reprezentowany tylko przez dwa obszary: Kapp Linne (S1) oraz Calypsostranda (P1). Dopiero w 2000 roku rozpoczęto pomiary w Longyearbyen i Ny-Ålesundzie, a ostatnio włączono również stanowisko P2 (Kaffiøyra). Program CALM ma służyć obserwacji reakcji czynnej warstwy zmarzliny na zmiany klimatu i decyzją IPA będzie on realizowany w ramach projektów Międzynarodowego Roku Polarnego 2007-2008.

viii. Punkt 8 - Calypsobyen

Osada górnicza Calypsobyen leży naprzeciwko wylotu fiordu Van Keulen do fiordu Recherche (ryc. 126A). Istnienie jej datuje się od początku XX i związane było z planami eksploatacji węgla (Krawczyk, Reder 1989, Roll 1993). Składa się z drewnianych zabudowań zachowanych w różnym stanie. Ich rozmieszczenie przedstawia załączony szkic (ryc. 126B). Najstarsze budynki pochodzą z pierwszych lat XX w. Są one niezbyt duże, przykryte dwuspadowymi dachami. Tę generację zabudowań reprezentuje domek na stoku w pobliżu ujścia rzeki Wydrzycy (E), kiedyś pokryty korą brzozową oraz kilka zabudowań w "centrum" osady. Tylko jeden z nich, złożony z dwu izb (C) nadaje się obecnie do zamieszkania. Pozostałe (D) były wykorzystywane jako budynki gospodarcze.

Nieco później, po roku 1911, rozpoczęła działalność londyńska spółka "*The Northern Exploration Company*" planująca eksploatację węgla i marmurów w rejonie Bellsundu. Jeszcze obecnie można znaleźć fragmenty tabliczek z literami "*NEC*", służących do zaznaczenia terenów będących własnością tej spółki. Pod koniec I Wojny Światowej wybudowano kilka dużych budynków dla potrzeb zlokalizowanej tu kopalni węgla. Dość szybko zaprzestano jednak działalności górniczej, a istniejące zabudowania były w następnych latach wykorzystywane przez traperów. O ich obecności świadczy pozostawiony sprzęt i charakterystyczne ślady w terenie.

Do czasów obecnych przetrwał tylko budynek na plaży, o dłuższej osi prostopadłej do brzegu, aktualnie nadający się do mieszkania (A) oraz dwuczęściowy budynek - stojący nieco wyżej na stoku (B), pełniący rolę magazynu (ryc. 126). W bliskim otoczeniu zabudowań są jeszcze widoczne ślady wejścia do szybu, tor kolejki i kilka wagoników oraz narzędzia górnicze. Reliktem tej epoki jest także duża drewniana łódź transportowa o namalowanej na burcie nazwie "*Maria Teresa*". Istnieje jeszcze częściowo zrujnowany budynek na podniesionej terasie morskiej (F). Jest stąd dobry widok na fiordy, toteż w czasie II Wojny Światowej Niemcy umieścili tutaj radiostację, której zwalony maszt jeszcze ciągle leży w pobliżu wejścia.



Ryc. 125. A: Miąższość czynnej warstwy zmarzliny w warunkach suchych i wilgotnych, B: Korelacja miąższości i temperatury powietrza (DDT – Daily Degree Thaw) (Christiansen i in. 2003)



Ryc. 126. Baza ekspedycji UMCS w Calypsobyen A- ogólna panorama (Fot. P. Zagórski), B- lokalizacja budynków dawnej kopalni węgla Zabudowania Calypso pozostają od lat w stanie niezmienionym gdyż zgodnie z prawem wszystkie ślady działalności ludzkiej sprzed 1946 roku podlegają na Spitsbergenie ochronie (Roll 1993). Stanowią one skansen budownictwa przemysłowego z początku XX wieku. Osada Calypso jak i cała NW część Ziemi Wedela Jarlsberga znajduje się w obrębie Parku Narodowego, utworzonego w 1973 roku. Wiążą się z tym pewne istotne ograniczenia, co do przebywania i wszelkiej działalności na tym terenie.

Na mocy pozwolenia Gubernatora Svalbardu, od 1986 roku zabudowania w Calypsobyen są bazą główną Wypraw Polarnych UMCS. Uczestnicy szesnastu pracujących tu Wypraw UMCS przeprowadzili szereg różnorodnych prac remontowych koniecznych, by można było tu wygodnie mieszkać i pracować. Wszelkie remonty i reperacje były wykonane z ogromną troską o zachowanie pierwotnego wyglądu obiektów. W ostatnich latach renowacją osady zajęła się norweska administracja wyspy.

ix. Punkt 9 - Fazy recesji Lodowca Scotta

Lodowiec Scotta jest lodowcem dolinnym. Wypełnia on dolinę, w której wyróżniają się dwa odcinki: górny - obszar pola firnowego, ograniczonego silnie zaznaczającym się w progiem (ryglem) oraz dolny - wypełniony przez jęzor lodowcowy. Szerokość lodowca wynosi około 1,3 m, a długość około 5 km. Od strony wschodniej lodowiec ogranicza pasmo Bohlinryggen a od strony zachodniej pasmo Wijkanderberget u podnóża, których występują stożki usypiskowe i usypiskowoniwalne świadczące o intensywnym wietrzeniu fizycznym (punkt 9A). Natomiast ujście doliny zamyka kilkudziesięciometrowy wał moren spiętrzonych (wały lodowo-morenowe), rozcięty bramą lodowcową związaną z odpływem wód proglacjalnych.

Szczupłość materiałów archiwalnych oraz brak systematycznych pomiarów pozwolił na wyznaczenie położenia czoła Lodowca Scotta (Zagórski, Bartoszewski, 2004) tylko w latach:

- 1936, 1960, 1990 - mapy, zdjęcia lotnicze,

- 1987 - bezpośrednie pomiary terenowe naziemnego zdjęcia fotogrametrycznego,

- 2000, 2001, 2002 - pomiary odbiornikami GPS.

W zestawieniu graficznym uwzględniono źródła:

1) **XIX wiek** (Mała Epoka Lodowa) – zasięg lodowca wyznaczono na podstawie kartowania geomorfologicznego (Szczęsny i in. 1989),

2) **1936** – norweska mapa topograficzna 1:100 000 powiększona do 1:25 000.

3) **1960** – zdjęcia lotnicze. Jednak analizując zdjęcie, zamieszczone w pracy J.Landvika i in. (1992, str. 337), wykonane w 1963 roku, należy stwierdzić, że czoło Lodowca Scotta ma wyraźnie znacznie większy zasięg niż na zdjęciu lotniczym z 1960 roku. Prawdopodobnie jest to wynikiem szarży lodowca (mini szarży - Jania 1993; Reder 1998).

4) **1987** – naziemne pomiary fotogrametryczne na przedpolu Lodowca Scotta (Merta i in. 1990). Dokonano również porównania z danymi uzyskanymi z analizy fotogrametrycznej zdjęć lotniczych z 1960 oraz analizy zmian zasięgu i geometrii lodowca w okresie 1960 – 1987. Stwierdzono, że w okresie 27 lat Lodowiec Scotta wycofał się o około 530 m (z nowszych pomiarów GPS wynika, że jest to wartość zawyżona), tj. około 20 m/rok, a powierzchnia uległa obniżeniu o około 75 m (2,7 m/rok).

5) **1990** – analiza fotogrametryczna zdjęć lotniczych (Zagórski 2002).

6) **2000** – terenowe pomiary odbiornikami geodezyjnymi GPS Ahtech Z12 i Leica SR530 (Zagórski, Sękowski, 2000). Jednak w trakcie przejścia nie został wyznaczony faktyczny zasięg czoła lodowca, ale zasięg moreny ablacyjnej występujące na jego powierzchni.

7) **2001, 2002** – terenowe pomiary odbiornikiem GPS Garmin eTrex Summit, rejestrując punktowo zasięg czoła lodowca. Jednak był to pomiar nawigacyjny, nie odniesiony do żadnej stacji referencyjnej, a przez to obciążony błędem (kilka, kilkanaście metrów).

Wszystkie dane uzyskane zarówno na podstawie analizy materiałów archiwalnych jak i nowszych danych pomiarowych GPS, transformowano do jednolitego układu współrzędnych UTM 33 na elipsoidzie WGS84 i zestawiono w programie ArcView 3.1 (ryc. 127). Dzięki temu moż-

liwe było obliczenie przybliżonej powierzchni lodowca w analizowanych okresach (Zagórski, Bartoszewski 2004). Dane te zestawiono w tab. 5 i 6. Dostępne dane pozwoliły również na wykonanie dla 4 lat profili podłużnych wzdłuż lodowca, które umożliwiają analizę zmiany geometrii Lodowca Scotta.

Przedstawione dane wskazują na recesję Lodowca Scotta w ostatnim stuleciu. Przejawia się ona w cofaniu czoła oraz zmianie profilu podłużnego lodowca (ryc. 11). Największe obniżenie powierzchni stwierdzono w strefie najniżej położonej. Tempo cofania się czoła było bardzo zróżnicowane. Najszybciej proces ten zachodził w ostatniej dekadzie XX wieku, kiedy to również nastąpiła zmiana z frontalnego cofania się lodowca na arealne wytapiania się izolowanych fragmentów lodu lodowcowego.

Rok	Powierzchnia (km²)	Ubytek powierzchni od XIX wieku (km ²)	Ubytek Powierzchni od XIX wieku (%)	
XIX wiek	6,11			
1936	5,80	0,31	5,0	
1960	5,74	0,37	6,0	
1987	5,37	0,74	12,0	
1990	5,32	0,79	12,9	
2000	5,04	1,07	17,5	
2001	5,02	1,08	17,3	
2002	5,00	1,11	18,0	

Tab. 5. Zmiana powierzchni Lodowca Scotta w odniesieniu do maksymalnego zasięgu w okresie Małej Epoki Lodowej (Zagórski, Bartoszewski 2004)

Tab. 6. Ubytek powierzchni Lodowca Scotta w przeliczeniu na 1 rok oraz odległość wycofania się jego czoła w poszczególnych okresach (Zagórski, Bartoszewski 2004)

Okres	Ubytek powierzchni lodowca (m²/rok)	Odległość cofnięcia czoła lodowca (m)	Odległość cofnięcia czoła lodowca (m/rok)
XIX - 1936		220	
1936-1960	2750	40	1,7
1960-1987	18040	330	12,2
1987-1990	18200	70	23,3
1990-2000	28000	370	37,0
2000-2001	12990	10	10
2001-2002	18150	10	10
	Śr. (1936-2002) - 14020	Śr. (1936-2002) - 1050	Śr. (1936-2002) - 15,7

x. Punkt 10 - Rzeźba i budowa geologiczna Calypsostrandy (profil Skilvika)

Bezpośrednim efektem zmian poziomu morza związanych z cyklami glacjalno-interglacjalnymi i glacjoizostazją są terasy morskie (ryc. 128). Bardzo często tworzą one systemy stopni w obrębie, których występują charakterystyczne wały burzowe wyznaczające dawną linię brzegową oraz martwe klify i paleoszkiery związane z abrazją morską (ryc. 14). Na obszarze Calypsostrandy wyróżnia się siedem teras, których wysokości układają się w przedziale od 2 do 85 m n.p.m. (Zagórski 2002).



Ryc. 127. Zmiany położenia czoła Lodowca Scotta (Zagórski, Bartoszewski 2004). A: Profile podłużne wzdłuż Lodowca Scotta: A-B – 1960, 1987 wg Merta, Ozimkowski 1990; A'-B' – 1990 – na podstawie modelu cyfrowego uzyskanego z obróbki fotogrametrycznej zdjęć lotniczych, 2002 – pomiary odbiornikiem GPS; B: Zasięgi czoła Lodowca Scotta zestawione na podstawie materiałów archiwalnych i pomiarów GPS

Najwyższą jest terasa o wysokości 70-85 m (VII), wykształcona jako lekko pochylona platforma abrazyjna. W rejonie grzbietu Bohlinryggen przylega ona do poziomów denudacyjnych (80-90 m oraz 125-140 m), wykazujących wyraźne ślady przekształcenia glacjalnego (ryc. 14), natomiast na przedpolu Lodowca Scotta została częściowo nadbudowana wałami lodowo-morenowymi. Charakter abrazyjny ma również terasa VI wysokości 50-65m. Wiek tych teras jest trudny do określenia ze względu na brak, lub szczątkowe występowanie, osadów akumulacyjnych. Ich powierzchnie wykazują również ślady wyraźnego przemodelowania glacjalnego stąd przypuszczenie, że są one wieku przedvistuliańskiego.

Terasy morskie (V-I) położone poniżej mają charakter akumulacyjny. Zbudowane są one z osadów zróżnicowanych pod względem genetycznym i stratygraficznym. Wskazuje to na wieloetapowość rozwoju tych powierzchni w późnym plejstocenie, gdy okresy zalewów morskich przeplatały się z awansami lodowców.



Ryc. 128. Profile topograficzne podniesionych teras morskich Calypsostrandy wykonane w 2000 roku odbiornikiem GPS (Zagórski 2002)

Terasa o wysokości 40-50 m (V) wyznacza prawdopodobnie granicę maksymalnego zalewu morskiego z okresu około 12 ka BP, czyli tuż po deglacjacji ostatniego maksimum glacjalnego vistulianu (ryc. 129A). Jest to lekko pochylona równina, w dolnej części akumulacyjna, przechodząca w abrazyjno-akumulacyjną. W jej morfologii wyraźnie wyróżnia się wał burzowy o maksymalnej szerokości 70 m, ciągnący się z od stromego załomu poziomu denudacyjnego 110-130 m (podnóże Wijkanderberget) po zatokę Skilvika, gdzie został abrazyjnie ścięty.

Dominującą na obszarze Calypsostrandy jest terasa o wysokości 30-40 m (IV). Jest to terasa akumulacyjna, prawie płaska, urozmaicona fosylnymi wałami burzowymi, pokryta czwartorzędowymi osadami glacjalnymi, fluwioglacjalnymi i morskimi, które zalegają na podłożu skał paleogeńskich oraz prekambryjskich. Osady glacjalne (morena środkowa) związane są z połączeniem jęzorów lodowców z rejonu fiordu Recherche i Van Keulen (ryc. 129AB). W pobliżu przylądka Renarda terasę IV ogranicza martwy klif morski modelowany przez soliflukcję. Od strony zatoki Skilvika terasa IV jest intensywnie niszczona przez abrazję. W tej części Calypsostrandy otacza ona koliście wyraźne rozległe obniżenie w obrębie, którego wyróżniona została niższa terasa o wysokości 25-30 m (III). Fragmenty tej terasy występują również między doliną rzeki Scotta a morenami marginalnymi Lodowca Renarda i mają tutaj charakter lekko pochylonej powierzchni akumulacyjnej urozmaiconej fosylnymi wałami burzowymi (ryc. 14). Na odcinku między Calypsobyen a sandrem ekstramarginalnym Lodowca Renarda terasa III przechodzi w niższą terasę o wysokości 10-20 m (II). O intensywnym niszczeniu abrazyjnym obu opisywanych teras III i II w okresie wczesnego holocenu świadczy martwy klif (ryc. 14, 129).

Terasa najniższa (I) o wysokości 2-8 m jest plażą ciągnącą się wzdłuż całego wybrzeża między Josephbukta a przylądkiem Renarda (ryc. 14). Na odcinku od rozległych sandrów zewnętrz-



nych Lodowca Renarda w rejonie Pocockodden do ujścia rzeki Scotta, terasę I tworzą zasadniczo dwa stare wały burzowe porozdzielane strefami obniżeń w formie lagun.

Ryc. 129. Zmiany linii brzegowej na obszarze Calypsostrandy u schyłku vistulianu i w holocenie (Zagórski 2002): A- 12 ka BP (rozwój terasy V), B- 11-10 ka BP (rozwój terasy IV), C- 10-9 ka BP (rozwój terasy III), D- 8 ka BP (rozwój terasy II)

W sąsiedztwie przylądka Renarda, w wyniku intensywnej akumulacji, powstało kilka wałów burzowych, obecnie fosylnych, na powierzchni, których zlokalizowane są liczne stanowiska osadnictwa z XVII i XIX wieku.

Główne elementy rzeźby obszaru Calypsostrandy są efektem postglacjalnego eustatycznego podnoszenia poziomu morza, na które nałożyły się nieco opóźnione w czasie ruchy izostatyczne lądu. Szybkość podnoszenia poziomu morza na przełomie plejstocenu i holocenu (między 15 ka i 6 ka BP) oceniana jest na 12 m/1000 lat (Summerfield 1991), natomiast dla okresu 10-8 ka przy podniesieniu osiągającym wartość 40 m tempo zmian izostatycznych oceniano na 1,2-2,2 /100 lat (Landvik i in. 1987) (ryc. 130).

<u>Skilvika</u>

Klifowe wybrzeże Calypsostrandy w rejonie zatoki Skilvika można podzielić na dwa odcinki: zachodni, zbudowany ze skał formacji Kapp Lyell (proterozoik) oraz wschodni ze skałami piaskowcowo-mułowcowymi (paleogen), nadbudowanymi miąższą serią osadów czwartorzędowych. Rozwój klifu i jego geometria są predysponowane dyslokacją tektoniczną oddzielającą skały proterozoiku od formacji trzeciorzędowych (ryc. 12, 121, 123).

Intensywny rozwój klifu Skilviki ułatwił wgląd w budowę geologiczną tej części wybrzeża Bellsundu. Bezpośrednio na podłożu skalnym zalegają dwa poziomy diamiktytów (formacje 1,2), uważanych za bazalne gliny zwałowe (Landvik i in. 1992), prawdopodobnie deponowane podczas tego samego zlodowacenia (ryc. 131). Powyżej glin zwałowych zalega warstwa składająca się z to-

czeńców mułkowych (formacja 3), stopniowo przechodzących ku górze w piaski z przewarstwieniami żwirowymi.



Bellsundu (Landvik i in. 1987)

Wzdłuż całego przekroju, oprócz fragmentu gdzie nastąpiła późniejsza egzaracja lodowcowa, formacja 3 jest przykryta przez ostrokrawędzisty gruz ułożony w pakiety (ryc. 131A). Występująca fauna wskazuje na otwarte morze, ale bliskie warunki glacjalne (Landvik i in. 1992). Północnowschodnie nachylenie pakietów wskazuje, że formacja 4 była deponowana dokładnie przed frontem lokalnie awansującego Lodowca Scotta. Awans nastąpił, gdy względny poziom morza był wyższy o 40 m niż obecnie. W górnej części formacji 4 zaznacza się wyraźny poziom wietrzeniowy ze śladami pedogenezy, co było efektem subarealnej ekspozycji i reprezentuje lukę stratygraficzną (Landvik i in. 1992). Kolejna formacja 5 wykształcona jako bazalna glina zwałowa jest stosunkowo niewielkiej miąższości (0,5-1,0 m) i wypełnia wyraźne zagłębienie egzaracyjne (ryc. 131). Powstanie tego zagłebienia zwiazane jest z rozwojem lodowców w okresie ostatniego maksimum glacjalnego późnego vistulianu, kiedy to Lodowiec Recherche swoją masą spychał Lodowiec Renarda ku NW wzdłuż grzbietu Bohlinryggen i dalej w kierunku Skilviki. Glinę zwałową ze schyłku vistulianu przykrywają iły (formacja 6) zawierające morskie mięczaki datowane metodą radioweglową na 12,6 i 12,8 ka. Daty te wyznaczają minimalny wiek deglacjacji tego obszaru (Landvik i in. 1992). Górną część profilu tworzą przewarstwienia piasków i żwirów (formacja 7) z liczną fauną morską datowane na 9,9 ka (ryc. 131).

xi. Punkt 11 - Renardodden

Rejon Renardodden jest wyjątkowym przykładem wpływu czynników morskich na rozwój i przekształcanie strefy litoralnej o charakterze akumulacyjnym (ryc. 14, 123, 132). Powstanie terasy 2-8 m (I) związane było ze wzrostem dostawy materiału przez rzekę proglacjalną Lodowca Scotta w okresie Małej Epoki Lodowej. Dodatkową przyczyną tak dużej depozycji mogła być również zmiana kąta podejścia fal do brzegu, która wymusza akumulację. Istotną rolę odgrywają tutaj również prądy przybrzeżne, których strefa zbieżności występuje w rejonie największego załamania wybrzeża (Harasimiuk 1987, Harasimiuk, Król 1992, Jezierski 1992).





Ryc. 132. Stanowiska archeologiczne na Renardodden: A- Mapa geomorfologiczna i lokalizacja stanowisk archeologicznych: 1- terasa 30-40 m, 2- terasa 25-30 m, 3- stare równiny i stożki sandrowe, stare stożki napływowe, 4- terasa 2-8 m, 5- współczesny wał burzowy, 6- współczesne równiny i stożki sandrowe, 7- martwy klif morski, 8- krawędzie erozyjne, 9- wały burzowe, 10- lokalizacja stanowisk archeologicznych i profilu geologicznego (C, D) w rejonie stanowiska Renardodden 1; B Prace archeologiczne na stanowisku Renardodden (Fot. K. Pękala); C- profil topograficzny przez wał burzowy, D- profil geologiczny przez fragment wału burzowego z powierzchnią rozwleczenia warstwy kulturowej (Jasinski, Zagórski 1996). Warto zaznaczyć, że stare wały burzowe dobrze rozwinięte w tej części wybrzeża Renardodden od strony północnej są ścięte abrazyjnie i obecnie nadbudowywane współczesnym wałem burzowym (ryc. 14).

Dla oceny roli procesów morskich w rejonie przylądka Renarda istotne okazało się rozpoznanie występujących tutaj licznie stanowisk archeologicznych (Krawczyk, Reder 1989, Jasinski, Starkov 1993). Dane archeologiczne oraz prace geomorfologiczne, prowadzone w tym rejonie wskazują na intensywny rozwój przylądka Renarda począwszy od XVII wieku (Jasinski, Zagórski 1996, Zagórski 2004). Najbliżej obecnej strefy brzegowej, prawie na samym cyplu (około 60 m od brzegu) zlokalizowane jest stanowisko Renardodden 1, będące pozostałością rosyjskiej stacji łowców morsów, datowane na pierwszą połowę XIX wieku (ryc. 132). Pierwotnie budynek stacji łowieckiej znajdował się zapewne poza zasięgiem falowania sztormowego, ale w wyniku późniejszego wzrostu aktywności procesów abrazyjnych wywołanych najprawdopodobniej zmianami poziomu morza, a pośrednio recesją Lodowca Scotta, stary wał burzowy uległ zniszczeniu zaś fale sztormowe rozwlekły okruchy cegieł i szczątki organiczne po powierzchni falezy (ryc. 132). Ślady rozwleczonej warstwy kulturowej przykrywają osady kolejnego wału burzowego, obecnie intensywnie przekształcanego.



KAFFIOYRA

3. ZIEMIA OSKARA II - KAFFIØYRA

a. Recesja lodowców rejonu Kaffiøyry w XX wieku

Krzysztof Roman Lankauf

i. Wstęp

Mała Epoka Lodowa, trwała w Europie Środkowej mniej więcej od XVI do przełomu XVIII i XIX wieku, a w niektórych rejonach Svalbardu do początku XX wieku. Charakteryzowała się ona znacznym zwiększeniem powierzchni i długości lodowców. Po jej zakończeniu nastąpiło wyraźne ocieplenie klimatu. Jednym z rezultatów tego ocieplenia stała się zauważalna recesja lodowców. Początek recesji większości lodowców na Svalbardzie nastąpił w okresie 1880 - 1915.

W pracy przedstawiono fluktuacje lodowców rejonu Kaffiøyry na Ziemi Oskara II, położonej w zachodniej części wyspy Spitsbergen.

Początek recesji lodowców Ziemi Oskara II, przypadł na przełom XIX i XX wieku (1900 rok).

ii. Cel i metody pracy

• Cel pracy

Celem pracy jest przedstawienie przebiegu recesji lodowców rejonu Kaffiøyry na Ziemi Oskara II, w NW części Spitsbergenu, począwszy od maksymalnego nasunięcia się lodowców w Małej Epoce Lodowej do 2000 roku, czyli na przestrzeni XX wieku.

Cel pracy starano się osiągnąć poprzez przedstawienie zmienności wybranych elementów geometrii lodowców, takich jak powierzchnia w poszczególnych okresach, ich długość, szerokość i nachylenie powierzchni, zmian profilów podłużnych, poprzecznych lodowców, oraz poprzez przedstawienie map zasięgów ich czół.

Miarą do stwierdzenia wielkości recesji lodowców było obliczenie zmniejszenia miąższości lodowców oraz tempo wycofywania się czół lodowców. Stwierdzone tempo i tendencje recesji lodowców porównano z danymi z sąsiednich obszarów, przedstawiono także dane dotyczące tych zagadnień z innych obszarów Spitsbergenu.

Jest oczywiste, że decydującym czynnikiem powodującym recesję lodowców są zmiany klimatyczne, a zwłaszcza postępujące ocieplanie się klimatu. Na wielkość recesji wpływ mają także: stosunki orograficzne, wykształcenie dolin lodowcowych, ekspozycja poszczególnych lodowców, zacienienie przez ściany górskie, a nawet sama wielkość lodowca czy stopień pokrycia czoła lodowca materiałem morenowym.

Metody pracy

Dane do tej pracy gromadzono sukcesywnie podczas 7 sezonów badawczych. Pierwotnym celem wyjazdów autora były badania geomorfologiczne oraz wykonywanie pomiarów topograficznych dla potrzeb innych uczestników Wypraw. Jednak zainteresowania autora poszły w kierunku badania zmian zasięgu lodowców. W pracy przedstawiono szczegółowo metody i zakres wykonywanych prac topograficznych w kolejnych sezonach badawczych.

Autor w swej pracy zagadnienia recesji lodowców przedstawia na podstawie map i danych archiwalnych oraz na podstawie wyników własnych pomiarów prowadzonych w latach 1977 - 2000.

Wykonano między innymi:

- mapy lodowca Waldemara w skali 1:10 000 z lat 1978, 1985, 1989 i 1995 i 2000,
- mapy lodowca Ireny w skali 1:10 000, z 1985 części czołowej, z 1989 i 1995 całego lodowca,
- mapy lodowca Elizy w skali 1:10 000, z 1975 r. (zmniejszenie mapy Zapolskiego z 1975 r. [1977 b] ze zmianą siatki geograficznej i wrysowanymi na podstawie pomiarów autora zasięgami czoła lodowca w 1977 i 1978 r., mapę części czołowej z 1985 r., mapy całego lodowca z 1989 i 1995 r z wrysowanym zasięgiem czoła w 2000 roku,
- mapy lodowca Eivinda, w skali 1:5 000 z 1985 r. (stan lodowca w 1995) r. i w skali 1:10 000 z 1985 r. (stan lodowca w 1985 r.).,
- mapy lodowców Eivinda, Andreasa i Olivera, w skali 1:10 000 z 1989 i 1995 r. (na tych mapach ukazano także pozycje czoła lodowca ustalona metodami GPS w 2000 r.).

Po za tym starano się przedstawić recesję (lub fluktuacje czoła w przypadku lodowca Aavatsmarka) za pomocą tzw. "map zasięgu", które najlepiej ukazują wielkość metryczną i przestrzenną recesji. W pełnej wersji pracy, chcąc ukazać recesję także w sensie obniżania się powierzchni lodowców, przedstawiono profile podłużne i poprzeczne przez lodowce, dotyczące różnych lat i ukazujące główne tendencje recesji.

iii. Przegląd materiałów kartograficznych ze Spitsbergenu pod kątem ich przydatności do badań fluktuacji lodowców

W rozdziale tym, omówiono historię kartograficznego rozpoznania Spitsbergenu, ze szczególnym uwzględnieniem okolic Ziemi Oskara II. Omówiono także możliwości wykorzystania zdjęć lotniczych, map tematycznych, głównie geologicznych i geomorfologicznych w zagadnieniach dotyczących fluktuacji lodowców. Podano przykłady tzw. map zasięgów czół lodowców oraz opracowań tabelarycznych obrazujących fluktuacje lodowców.

Dla Ziemi Oskara II, a w szczególności rejonu Kaffiøyry, najważniejsze znaczenie dla badań fluktuacji lodowców mają:

- mapa Isachsena z 1909 r. w skali 1:200 000, na której po raz pierwszy przedstawiono wszystkie lodowce tego obszaru,
- mapa Norsk Polarinstitutu w skali 1:100 000 (wydana w latach pięćdziesiątych) obrazująca stan lodowców w 1936 roku,
- wyniki badań Polskiej Wyprawy Glacjologicznej z 1939 roku, a w szczególności prace Prof. Mieczysława Klimaszewskiego,
- prace I Toruńskiej Wyprawy Polarnej kierowanej przez Prof. Jana Szupryczyńskiego, z 1975 roku, a w szczególności pomiary geodezyjne mgr inż. R. Zapolskiego,
- norweskie zdjęcia lotnicze z lat 1966,1969 i 1990, oraz opracowania tabelaryczne oparte na tych zdjęciach lub wspomnianych mapach,
- wyniki prac uczestników Toruńskich Wypraw Polarnych, w tym pomiary terenowe autora niniejszej pracy z lat 1977-2000.

iv. Teren badań

• Położenie

Ziemia Oskara II to obszar wyspy Spitsbergen rozciągający się pomiędzy: $\phi = 78^{\circ} 10'$ N do 78 ° 50' N oraz $\lambda = 11^{\circ} 40'$ E do 14 ° 30 ' E. Jest to obszar położony na północ od Isfjordu i na wschód od cieśniny Forland.

Tak wyznaczony obszar zajmuje powierzchnię 2582 km², w tym obszar zlodowacony ok. 1600 km². Położonym w obrębie Ziemi Oskara II - rejonem Kaffiøyry autor nazywa obszar około 310 km², znajdujący się pomiędzy φ -78⁰ 33'N do φ - 78⁰ 44'N i λ - 11⁰ 43'E do λ - 12⁰ 13' E.Obszar ten obejmuje: Lodowiec Aavatsmarka o powierzchni 75 km², lodowiec Dahla, który wraz

z powierzchnią Løvenskioldfonny zajmuje 132 km². Pasma górskie, lodowce dolinne i ich strefy marginalne oraz równina Kaffiøyra zajmują ok. 103 km² (w tym lodowce 27,72 km²).

• Uwagi o klimacie rejonu Kaffiøyry

Archipelag Svalbardu położony jest u wrót Basenu Arktycznego. Tylko od tej strony nie jest zamknięty wielkimi obszarami lądowymi, co umożliwia swobodny przepływ różnorodnych mas powietrza. Charakterystyczna, bardzo duża zmienność warunków pogodowych na terenie Svalbardu jest zależna głównie od zmienności napływających mas powietrza, a także od wpływu prądów morskich na temperaturę morza i wybrzeży. Ogromną rolę w kształtowaniu klimatu zachodnich wybrzeży Spitsbergenu odgrywa ciepły prąd Zachodnio-Spitsbergeński będący odnogą Golfsztromu. Dzięki temu klimat Svalbardu jest znacznie łagodniejszy niż wynikałoby to z położenia geograficznego. Trzeba także dodać, że lokalne warunki klimatyczne na tak niewielkim obszarze niejednokrotnie bardzo się różnią, gdyż dodatkowy i bardzo duży wpływ na lokalne przemieszczanie się mas powietrza ma też orografia.

Cieśnina Forland i leżąca po jej wsch. stronie Kaffiøyra, stanowią rynnę szerokości ok. 30 km, pomiędzy grzbietami górskimi wznoszącymi się do 1000 m n.p.m., stąd przeważa tu cyrkulacja południkowa, a masy powietrza napływają głównie z południa albo z północy i to niezależnie od układu ośrodków barycznych. Ma to niewątpliwy wpływ na wielkość zasilania lodowców.

• Rzeźba Ziemi Oskara II i rejonu Kaffiøyry.

Dominującym elementem rzeźby Ziemi Oskara II są lodowce. Zajmują one prawie 70 % powierzchni tego obszaru, tj. ok. 1600 km². Główne centrum zlodowacenia Ziemi Oskara II, to płaskowyż lodowy - plateau Løvenskiolda.

Na Ziemi Oskara II występuje 51 lodowców o wielkości ponad 1 km² (i kilkanaście mniejszych.). Lodowce te wyszczególniono w tabeli 7, osiem oznaczonych pogrubionym drukiem to lodowce rejonu Kaffiøyry.

	Tub: 7: Louo			· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
Nr i nazwa lodowca	Powierzchnia	Długość	Objętość	Nr katalo-	Rejon wy-
	[km²]	jęzora [km]	[km³]	gowy *	stępowania
1. Sveabreen ^.	174	31	34	148.03	E
2. Eidembreen (^.)	158	20,2	16	152.04	SW
3. Osbornbreen ^.	152	20,1	29	153.13	SJF
4. Dahlbreen ^	134 (132,0)**	18,6 (18,0)	25	153.19	SJF - RK
5. Wahlenbergbreen.^	131	26,7	24	148.05	E
6. Borebreen ^	120	22,0	22	149.01	SE
7. Aavatsmarkbren^	81 (75,0)	15,1 (15,0)	14	154.04	NW - RK
8. Comfortlessbreen^	64,7	14,9	11	154.12	NW
9. Uversbreen (^)	63,4	20,5	10	154.13	NW
10.Esmarkbreen ^	50,5	15,4	7,8	149.03	SE
11.Konowbreen ^	49,6	14,1	7,6	153.14	SJF
12.Venernbreen	45,5	15,4	6,9	152.03	SW
13.Nansenbreen ^	45,1	14,6	6,8	149.02	SE
14.Vetternbreen	38,6	14,0	5,6	152.02	SW
15.Vintervegen ^	31,6	12,4	4,4	153.12	SJF
16.Hydrografbreen	28,5	7,6	3,9	152.05	SW
17.Charlesbreen (^)	27,8	9,5	3,8	153.08	SJF
18.Gaffelbreen ^	23,4	7,6	3,0	153.16	SJF
19.Kjerlufbreen ^	21,6	6,0	2,7	149.06	SE
20.Bullbreen (^)	14,2	6,1	1,6	153.02.	SJF
21.Lovliebreen	12,7	6,8	1,4	153.05	SJF

Tab. 7. Lodowce Ziemi Oskara II *

Nr i nazwa lodowca	Powierzchnia [km ²]	Długość jęzora [km]	Objętość [km³]	Nr katalo- gowy *	Rejon wy- stępowania
22.Elisebreen	11,4 (12.19)	9,0 (6,8-7,0)	1,2	154.01	NW - RK
23.Vegardbreen	11,4	6,5	1,2	153.10	SJF
24.Protektorbreen	7,6	4,0	0,7	149.06	SE
25.Andreasbreen	6,7 (5,8)	5,1 (4,25)	0,59	153.21	SJF - RK
26.Erikkabreen	5,3	5,0	0,42	154.05	NW
27.Ankerbreen	4,9	Х	0,38	153.18	SJF
28.Irenebreen	4,7 (4,3)	x (4,0)	0,36	154.02	NW - RK
29.Edithbreen	4,3	Х	0,31	154.14	NW
30.Gunnarbreen	4,0	Х	0,28	153.06	SJF
31.Lappbreen	3,7	Х	0,25	148.01	E
32.Arthurbreen	3,6	Х	0,24	154.08	NW
33.Lexfjellbreen	3,45	Х	0,23	152.01	SW
34.Paulbreen	3,3	Х	0,21	153.11	SJF
35.Waldemarbreen	3,3 (2,66)	x (3,42)	0,21	154.03	NW - RK
36.Anna Sofiebreen	3,0	Х	0,18	153.07	SJF
37.Eivindbreen	3,0 (2,0)	x (3,18)	0,18	153.22	SJF - RK
38.Torgnybreen	3,0	Х	0,18	149.07	SE
39.Cissybreen	2,2	Х	0,11	154.07	NW
40.Klaerbreen	2,15	Х	0,11	149.04	SE
41.Smalgangen	1,8	Х	0,08	153.15	SJF
42. Kuppelryggenbree	1,65	Х	0,07	154.11	NW
43.Haakenbreen	1,55	Х	0,06	154.06	NW
44.Tassbreen	1,5	Х	0,06	154.09	NW
45.Oliverbreen	1,45 (0,77)	x (1,7)	0,05	153.20	SJF - RK
46.Steenbreen	1,2	Х	0,04	154.15	NW
47.Holmesleftbreen W	1,05	Х	0,03	153.03	SJF
48.Holmesleftbreen E	1,0	Х	0,02	153.04	SJF
49. Kuppelwestbreen	1,0	Х	0,02	154.10	NW
50. Sarsoyrabreen	1,0	0,3	Х		NW
51. Vivianbreen	1,0	Х	Х		NW
52. Aleksanderbreen	0,5	Х	Х		NW

* dane wg Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen [Hagen i in. 1993]

** wytłuszczonym drukiem lodowce rejonu Kaffiøyry, oraz dane morfometryczne autora,

^ - lodowce uchodzące do morza, (^) - lodowce, które jeszcze niedawno kończyły się w morzu, kursywą podano nazwy nadane przez ekspedycje francuskie lub przez autora.

Drugim elementem rzeźby Ziemi Oskara II, są pasma i masywy górskie. Zajmują one powierzchnię ponad 440 km² (ok. 19 % obszaru). Ich przebieg nawiązuje do głównych linii tektonicznych. Główne pasma mają przebieg SSE-NNW, od nich odchodzą, z NE ku SW pomniejsze pasma górskie. Grzbiety pasm górskich są bardzo wąskie, górne partie stoków pokryte są grubym płaszczem silnie spękanych i zwietrzałych skał. W niższych partiach dominują stożki usypiskowe, a na spłaszczeniach, pokrywy soliflukcyjne.

Trzecim podstawowym elementem rzeźby Ziemi Oskara II są równiny nadmorskie, przeważnie sterasowane, które zajmują obszar ok. 280 km² (12 % powierzchni Ziemi Oskara II). Jedną z tych równin jest **Kaffiøyra**, która powstała podczas podnoszenia się Spitsbergenu, na przełomie późnego glacjału i holocenu. Równiny nadmorskie zbudowane są w podłożu z osadów trzeciorzędowych, lub niekiedy starszych, na których leżą holoceńskie, morskie osady ilaste, piaszczyste bądź żwirowo- piaszczyste.

Osią morfologiczną tego rejonu jest ciąg pasm i szczytów górskich przebiegających z SSE na NNW, zgodnie z starymi (i odnowionymi w trzeciorzędzie) uskokami tektonicznymi. Od tego grzbietu głównego w kierunku SW odchodzą, grzbiety poprzeczne. Zachodnie stoki tych grzbietów urywają się nagle, dochodzą bowiem do linii młodego, trzeciorzędowego uskoku "rowu Forland-

sundet", oraz pomniejszych, równoległych do niego pęknięć. Granica zalegania starszych formacji (Hecla Hoek) i młodszych - trzeciorzędowych jest bardzo wyraźna.

Pomiędzy wspomnianymi grzbietami poprzecznymi, spływa dolinami, ku SW sześć lodowców. Są to lodowce: Waldemara, Ireny, Elizy, Eivinda, Andreasa i Olivera.

Na przedpolach wszystkich lodowców występują wały lodowo-morenowe. Moreny czołowe lodowców Aavatsmarka i Dahla, zdeponowane są na dnie zatok, do których te lodowce uchodzą. Lądowe, wały zewnętrzne pochodzące z maksimum zlodowacenia w Małej Epoce Lodowej są najwyższe. Niewątpliwie powodem tego, jest fakt długiego postoju lodowców na linii maksymalnego zasięgu. Na zapleczu wałów lodowo- morenowych występują obniżenia, a czasami kolejne wały oznaczające kolejne stadium dłuższego postoju, lub odwrotnie, nasunięcia, wtedy są to wały moren spiętrzonych (np. w strefie morenowej lodowca Aavatsmarka czy Elizy). Strefy obniżeń na zapleczu zewnętrznych wałów zbudowane są przeważnie z osadów morenowych lub sandrowych. Wzdłuż górskich ścian dolin ciągną się lodowo- morenowe wały moren bocznych.

v. Wahania lodowców uchodzących do morza

W rejonie Kaffiøyry występują dwa duże lodowce typu spitsbergeńskiego, spływające z plateau Løvenskiolda do zatok morskich w cieśninie Forland. Czoła tych lodowców częściowo spoczywają na lądzie, jednak główna masa lodu spływa do morza tworząc wysokie klify lodowe. Są to lodowiec Aavatsmarka na płn. i lodowiec Dahla na płd.

• Recesja lodowców Aavatsmarka i Dahla w latach 1909-1995

Na podstawie mapy Isachsena [1909] oraz wyników pomiarów obliczono, że w maksimum zlodowacenia (XVIII/XIX w) powierzchnia lodowca Aavatsmarka wynosiła 96-100 km², a lodowca Dahla ok. 150 km². W 1909 r. oba lodowce były już w stadium recesji, która wyniosła 7 % powierzchni lodowca Aavatsmarka i 2,5 % powierzchni lodowca Dahla. Po 27 latach, w 1936 r. ubytek powierzchni wyniósł odpowiednio 11 i 9 %. Kolejne dane dla całej powierzchni tych lodowców pochodzą z 1980 roku, a ubytek powierzchni liczony od początku deglacjacji wynosi: 16 % dla lodowca Aavatsmarka i 11 % dla lodowca Dahla. Po badaniach i obserwacjach z lat 1995/96 szacuję powierzchnie tych lodowców na 75 i 132 km² (czyli zmniejszenie o 22 i 12 %).

• Recesja w partiach czołowych

Dla wielu lodowców Svalbardu, w tym dla lodowców Aavatsmarka i Dahla istnieje, dość bogata dokumentacja kartograficzna i obserwacyjna dotycząca ich części czołowej, zwłaszcza odcinków klifowych kończących się w morzu. Celem obliczenia recesji lodowca, w partiach czołowych, gdzie równocześnie recesja jest zdecydowanie większa niż w strefach bocznych i firnowych lodowca, przyjęto tzw. "powierzchnie czołowe", obejmujące obszary bliskie czołu lodowca, o sztucznie wyznaczonych granicach. Wielkość recesji części czołowej oraz cofanie się klifu lodowego zamieszczono w tabelach oraz na rycinach. Czoło lodowca Aavatsmarka cofnęło się od max. o ok. 2400 m, a partia czołowa zmniejszyła się o ponad 70 %. Tak w sumie nieduże cofnięcie się czoła tego lodowca można wytłumaczyć co najmniej trzema niewielkimi awansami. Natomiast czoło lodowca Dahla cofnęło się o 4 600 m., a powierzchnia czołowa zmniejszyła się o 83 %. Jak dotąd nie zanotowano śladów ewentualnych awansów tego lodowca.

• Porównanie recesji lodowców Aavatsmarka i Dahla

Porównanie recesji obu dużych lodowców otaczających Kaffiøyrę pozwala stwierdzić, że lodowiec Aavatsmarka mimo okresowych awansów stracił w sumie, o 10 % więcej swojej powierzchni od lodowca Dahla. Do 1936 roku nieco większą recesję wykazywał lodowiec Dahla (0,26 %/rok, natomiast lodowiec Aavatsmarka 0,18 %/rok). Natomiast po 1936 roku recesja lodowca Dahla była już znacznie mniejsza niż poprzednio i wyraźnie mniejsza niż lodowca Aavatsmarka (odpowiednio 0,03 %/rok i 0,11 %/rok. W ostatnich 15 latach tempo recesji obu lodowców wyraźnie wzrosło, ale nadal procentowy wskaźnik recesji lodowca Aavatsmarka (0,49 %/rok) jest prawie pięciokrotnie większy niż lodowiec Dahla (0,10 % / rok).

Głównym powodem różnic wielkości recesji, obu lodowców, jest przede wszystkim znacznie większy basen akumulacyjny (pola firnowe) lodowca Dahla. Powoduje to bardziej równomierny i większy przyrost masy lodowej, a następnie jej dostarczanie w kierunku czoła, prawie równoważące recesję. Pole firnowe lodowca Aavatsmarka jest nie tylko mniejsze, ale też otrzymujące nieco mniej opadów, a równocześnie także bardziej wystawione na zachód, a więc na dopływ cieplejszych mas powietrza. Lodowiec Aavatsmarka posiada ekspozycję - SW, co zapewne ma także wpływ na wielkość ablacji.

Rok	Powierzchnia lodowca	Zmniejszenie w stosunku o przed	e powierzchni do okresu po- Iniego	Zmniejszenie powierzchni w stosunku do powierzchni maksymalnej					
		[km ²]	[%]	[km ²]	[%]				
Lodowiec Aavatsmarka									
XIX wiek	96,0	-	-	-	-				
1909	89,4	6,6	6,9	-	-				
1936	85,0	4,4	4,92	11,0	11,5				
1980	81,0	4,0	4,7	15,0	15,6				
1995	75,0	6,0	7,4	21,0	22,0				
		Lodowie	ec Dahla						
XIX wiek	150,0	-	-	-	-				
1909	146,3	3,7	2,5	-	-				
1936	136,0	6,3	7,04	14,0	9,3				
1980	134,0	2,0	1,5	16,0	11,0				
1995	132,0	2,0	1,5	18,0	12,0				

Tab. 8. Zmiany powierzchni lodowca Aavatsmarka i Dahl

Na kolejnej rycinie przedstawiono cofanie się klifów lodowych, w obrębie zatok morskich. Klif lodowy lodowca Dahla cofnął się o ponad 4,5 km, lodowca Aavatsmarka tylko o ok. 2,5 km. Mimo ogólnie mniejszej recesji powierzchniowej lodowca Dahla jego czoło, w okresie do 1966 cofało się znacznie szybciej niż czoło lodowca Aavatsmarka. Jednakże należy pamiętać, że w tym czasie lodowiec Aavatsmarka co najmniej trzy razy awansował. Zwraca też uwagę duże cofnięcie się klifu lodowca Aavatsmarka po 1986 roku. To silne cofnięcie miało miejsce, po wcześniejszym awansie w latach 1983- 1985.

Duża część lodowców Svalbardu kończących się w morzu zaliczana jest do grupy lodowców szarżujących. Temu zagadnieniu poświęcono jeden z rozdziałów pracy. Omówiono teoretyczne zagadnienia ruchu lodu, prędkość ruchu lodowców, oraz przypadki wyraźnie szybszego ruchu lodu, ruchu przekraczającego " normalną" prędkość lodowca o 10 a nawet 100 - razy. Tak szybkiemu ruchowi lodowca bardzo często towarzyszy wyraźny awans jego czoła - zjawisko to nazwano z angielska *surge, surging.* Jania [1988 b, 1993] proponuje nazwać to zjawisko szarżą. Omówiono aktualne poglądy wyjaśniające szarże. W dalszej części omówiono szarże lodowcowe na Svalbardzie

W kolejnej części omówiono cechy morfologiczne i glacjologiczne umożliwiające rozpoznawanie szarży, a następnie: szarże lodowcowe w rejonie Ziemi Oskara II. Jak dotąd dobrze udokumentowane są szarże lodowca Osborna w pobliskim St. Jonfjordzie, a niektóre z dużych lodowców Ziemi Oskara II posiadają moreny spiętrzone (co może być dowodem na ruch typu szarży). W 1985 stwierdzono, iż wygląd lodowca Aavatsmarka nosi wszelkie cechy lodowca w fazie szarży. Podjęto próbę wyznaczenia aktualnej prędkości ruchu lodowca. W tym celu na południowym skraju lodowca (w strefie uważanej już za martwą) założono 4 tyczki, które były systematycznie, co kilka dni mierzone. Uzyskane wyniki prędkości przesuwania się, powierzchniowych, bocznych (teoretycznie zamarłych) partii lodowca od 0,7 do 1,24 m/ dobę (średnio ok. 1m/dobę) wyraźnie wskazują na nienormalnie szybki ruch lodowca, czyli na szarżę.

O awansie (szarży) lodowca Aavatsmarka pomiędzy 1983 a 1985/1986 rokiem świadczy też duże przesunięcie się do przodu czoła lodowca w partii uchodzącej do morza.



Ryc. 133. Cofanie się lodowych klifów lodowców Dahla i Aavatsmarka w wydzielonych okresach czasowych od 1900 roku po rok 1995.

vi. Recesja lodowców rejonu Kaffiøyry kończących się na lądzie

Najważniejszym zagadnieniem badanym w terenie i przedstawionym w pracy była recesja sześciu lodowców, które spływają dolinami górskimi w kierunku Kaffiøyry. Strefy marginalne tych lodowców były przedmiotem szczegółowych studiów podczas 17 wypraw Polarnych UMK.

Nazwa lodowca	Powierzchnia [km ²]	Długość [m]	Szerokość [m]	Czoło lodowca na wysokości [m n.p.m.]	Pole firnowe na wysokości [m n.p.m.]							
Waldemara	2,66	3420	700-1300	126	370-470							
Ireny	4,30	4000	1000-1500	97	400-650							
Elizy	12,19	7000	1200-1800	30-60	350-500							
Eivinda	2,00	3180	250-550	145	380-600							
Andreasa	5,80	4250	800-1800	50	400-650							
Olivera	0,77	1700	100-700	110	320-600							

Tab. 9. Lodowce dolinne rejonu Kaffiøyry – stan z roku 1995

• Lodowiec Waldemara i jego recesja w okresie 1909 - 1995 r.

Lodowiec Waldemara jest małym lodowcem dolinnym typu alpejskiego. Aktualnie lodowiec składa się z dwu odrębnych części, oddzielonych od siebie moreną środkową. Część główna, północna ma powierzchnię 2,23 km². Zamierająca część południowa zajmuje powierzchnię 0,43 km². Część główna lodowca ma stopniowo opadającą ku SW, wypukłą w profilu poprzecznym, powierzchnię schodzącą do 126,5 m n.p.m. Powierzchnia lodowca jest stosunkowo równa, słabo zaznaczają się uskoki na płaszczyznach ślizgu, brak jest większych szczelin. Rzeki supraglacjalne na czole są liczne, ale płytkie. Część południowa lodowca w swoim profilu poprzecznym jest wklęsła, a na powierzchni lodowej występuje dużo materiału morenowego. W ostatnich latach (po 1990 r.) w końcowej (zachodniej) partii tej części lodowca utworzyło się duże jezioro. Od 1995 roku na lodowcu prowadzone są szczegółowe badania bilansu masy.

W pierwszym okresie to jest do lat 36/38, a może i później recesja tego lodowca była bardzo mała i polegała głownie na obniżaniu powierzchni, a nie na cofaniu się czoła.

W okresie 1909 - 1936, czyli przez 27 lat lodowiec Waldemara cofnął się tylko o 54 m i utracił 0,14 km² powierzchni, tj. ok. 4 % powierzchni. Natomiast pozycja czoła zarejestrowana na zdjęciu lotniczym z 1966 r. wykazuje wyraźne (o ponad 400 m.) cofnięcie się lodowca w osi doliny (w miejscu największego wysunięcia) i dużo mniejsze cofnięcie się w innych częściach czoła. Obniżenie partii czołowych w tym okresie oceniono na 80 m. Od 1966 roku po dzień dzisiejszy recesja jest w miarę równomierna, choć pewne zwiększenie recesji, szczególnie poprzez obniżanie się całej powierzchni lodowca notujemy w ostatnich latach. Osobnym zagadnieniem jest recesja części południowej lodowca, która szczególnie po 1990 r. ulega gwałtownemu obniżaniu. Jest to najprawdopodobniej spowodowane utraceniem lodowego kontaktu z częścią główną w podłożu lodowca. Od początku recesji, cofnięcie się czoła oceniono na 660 m czyli lodowiec utracił ponad 16 % swojej długości początkowej, natomiast powierzchnia zmniejszyła się o prawie 0,9 km², tj. o 25 %.

Lodowiec Ireny

Lodowiec Ireny o powierzchni 4,3 km², posiada dwa pola firnowe. Powierzchnia lodowca Ireny jest stosunkowo płaska i porozcinana systemem rzek supraglacjalnych, wciętych czasami na kilka metrów, co może świadczyć o trwałości systemu drenażu powierzchniowego. Wydaje się, że w odróżnieniu od lodowca Waldemara, znacznie większa część lodowca Ireny to lodowiec zimny, gdyż na dużej (praktycznie całej) powierzchni jęzora dominuje odpływ powierzchniowy.

Lodowiec Ireny w swojej fazie maksymalnej wysunął się, w stosunku do grzbietów górskich dalej niż lodowiec Waldemara i zszedł znacznie niżej, bo do wysokości ok. 60 m n.p.m. Zapewne to niższe położenie czoła lodowca miało decydujący wpływ na przebieg recesji. W okresie 1909-1936 nastąpiła recesja polegająca zarówno na cofnięciu się czoła lodowca (o 400 m.) jak i na wyraźnym obniżeniu jego powierzchni, czyli zmniejszeniu objętości i to na całej długości lodowca. Recesja ta wyniosła 0,47 km², tj. 8,5 % powierzchni lodowca. W następnych latach recesja lodowca przebiega w podobnym tempie, bez jakiś zauważalnych gwałtownych zmian. W okresie 1909 - 1995 lodowiec Ireny utracił 22 % powierzchni w stosunku do maksymalnego zasięgu, a jęzor lodowca cofnął się (równomiernie na całej szerokości) o prawie 1200 m.

Lodowiec Elizy

Lodowiec Elizy wyróżnia się z pośród lodowców Kaffiøyry zarówno wielkością jak i wykształceniem. Jest przykładem najbardziej typowego lodowca dolinnego. Niegdyś posiadał połączenie z lodowym plateau Løvenskiolda. Powierzchnia lodowca Elizy w 1995 roku wynosiła 12, 19 km² (wraz z bocznym lodowcem Angora), długość ok. 7,0 km, a szerokość 1200 - 1800 m. W okresie maksimum współczesnego zlodowacenia lodowiec Elizy wkroczył "szeroką łapą", na Kaffiøyrę. Lodowiec ten wyegzarował, progi skalne zamykające dolinę, i przekształcił wyższe tarasy morskie na tym odcinku Kaffiøyry. Należy dodać, że są dowody na to, iż lodowiec ten już przed 2,5 tys. lat dotarł, tak daleko na Kaffiøyrę.

oRecesja lodowca Elizy w latach 1909 - 1995

Lodowiec Elizy transgredując w Małej Epoce Lodowej utworzył spiętrzone moreny czołowe, zbudowane z różnych osadów: morskich mułków i żwirów, lądowych osadów organicznych i osadów glacjalnych. Lodowiec nasuwając się zniszczył lub wchłonął osady wspomnianego wcześniejszego zlodowacenia z przed 2,5 tys. lat. W 1909 r lodowiec Elizy posiadał szerokie płaskie czoło, przed czołem lodowca występował już wieniec moren. Sporządzony na podstawie tej mapy profil podłużny lodowca ukazuje jego stosunkowo równomiernie wznoszącą się powierzchnię, świadczącą o cienieniu, o stadium recesji lub stagnacji. W latach 1936/38 czoło lodowca jest wypukłe, choć w stosunku do 1909 r cofnięte o 50 - 200 m, (średnio o 70 m.) Stwierdzono, że w partiach czołowych nastąpił przyrost masy lodowca i to miejscami o 50 m. Oznacza to, że w latach 1909-1936 oprócz pewnej recesji czoła i obniżeniu partii północnych, nastąpił przyrost masy, a właściwie jej przesunięcie ku czołu lodowca. Powierzchnia całego lodowca uległa zmniejszeniu o 0,82 km², czyli o prawie 5 %.

Pomiędzy 1936 a 1975 lodowiec cofnął się średnio o ponad 600 m., w partiach czołowych, obniżył się o 60 - 100 m., a powierzchnia zmniejszyła się o ponad 2 km2 (>13 %). Prowadzone w późniejszych latach badania wykazały, że recesja nadal postępuje, i lodowiec od maksymalnego nasunięcia do 1995 r. zmniejszył się o 4,81 km² czyli o 28,3 %. Jęzor lodowca cofnął się o 1165 m. Znacznie zmniejszyła się objętość lodowca.

• Lodowiec Eivinda

Niewielki lodowiec Eivinda, spływa w kierunku SW, doliną o długości nieco ponad 4 km i szerokości dochodzącej do 750 m. Powierzchnia lodowca Eivinda w 1995 roku wynosiła prawie dokładnie 2 km², długość 3180 m, a szerokość: na czole około 250 m, zaś dalej ku wschodowi, ok. 500- 750 m. Niewielka dolina lodowcowa spowodowała, że lodowiec narastając w fazach transgresji, nie był w stanie całkowicie wyegzarować progów skalnych występujących w dolinie. W maksimum zlodowacenia próg skalny został przekroczony przez lodowiec, jednakże w okresie recesji próg ten wyłonił się szybko spod lodu tworząc płaski, pokryty cienką pokrywą morenową nunatak.

Analiza mapy z 1909 nie wskazuje na istnienie nunataka na czole lodowca, ale już na mapie z 1936 r. jest on zaznaczony. Lodowiec Eivinda w latach trzydziestych tworzył dwa jęzory, otaczające rygiel skalny, przy czym jęzor południowy schodził znacznie niżej (do 55 m n.p.m.). Duże cofnięcie się lodowca nastąpiło na jego osi podłużnej, co związane było z wyłonieniem się z pod lodowca górnych partii Barbergknatten, i zapewne odcięciem pewnych partii lodowca od dostawy lodu, co znacznie przyspieszyło recesję.

Pomiędzy 1909 a 1936 rokiem, lodowiec zmniejszył się o 19 %, a w okresie 1936-1969, recesja wyniosła 0,57 km², czyli 17,33 %.

Od początku recesji powierzchnia lodowca zmniejszyła się o 2,07 km² tj. o 51 %, a recesja czoła wyniosła 1120 m. Największa recesja zachodziła w pierwszych okresach, gdy topiły się stosunkowo cienkie jęzory okalające rygiel skalny. Po roku 1985 gdy jęzory lodowca wycofały się już wysoko, recesja lodowca nie odbiega od tempa innych lodowców Kaffiøyry.

• Lodowiec Andreasa

Lodowiec Andreasa posiada jedno pole firnowe. Powierzchnia lodowca Andreasa w 1995 roku wynosiła 5,80 km². Długość lodowca wynosi 4380 m, a szerokość: na czole około 800 m, zaś dalej, ku wschodowi ok. 1,5 km.

Lodowiec Andreasa przedstawiony jest na mapie Isachsena z 1909 r., jako lodowiec z wypukłym czołem. W 1909 roku był zapewne w stadium "postoju", a czoło jego wznosiło się wysoko ponad potężny wał lodowo-morenowy. Wał ten został utworzony na morskich tarasach o wysokości 30 m i 40 m n.p.m. Ten pierwszy etap deglacjacji (recesji), polegał raczej wyłącznie na obniżaniu się powierzchni lodowca. Jeszcze w latach 1936-38, mimo, że nastąpiła recesja polegająca zarówno na cofnięciu się czoła "żywego" lodowca jak i na obniżeniu jego powierzchni (w partii czołowej jednak niewielkim), czoło lodowca było bardzo wysokie. Znaczne nasilenie recesji tego lodowca nastąpiło dopiero w latach sześćdziesiątych i nasiliło się w okresie 1975-1995.

W okresie 1909 - 1995 r. lodowiec Andreasa utracił prawie 26 % swojej początkowej powierzchni, a jęzor lodowca cofnął się o ok. 800 m. Recesja lodowca, w sensie cofania się czoła, zaczęła się nieco później niż na innych lodowcach rejonu Kaffiøyry. W okresie od 1969 do 1995 r. recesja zachodzi ze zmiennym natężeniem, i w różny sposób, ale lodowiec systematycznie kurczy się i obniża.

• Lodowiec Olivera

W 1995 roku posiadał powierzchnię zaledwie 0,77 km². Lodowiec spływa, doliną o długości nieco ponad 2 km i szerokości dochodzącej do 850 m. Długość lodowca 1700 m, szerokość: na czole od kilku do 100 m, zaś dalej ku wschodowi, rozszerza się do 500- 700 m. Lodowiec Olivera posiada jedno pole firnowe o kształcie głębokiego cyrku, w którego środku tkwi nunatak skalny - Oliverknapp. Czoło lodowca Olivera zalega na wysokości ok. 110 m n.p.m. W fazie maksymalnej zajmował powierzchnię 2, 41 km².

Do 1936/38 r. recesja polegała głównie na zmniejszaniu objętości (cienieniu) lodowca, zmniejszanie się powierzchni, i cofanie się czoła "żywego" lodowca było stosunkowo małe. Większa utrata powierzchni nastąpiła w latach 1936-1969. Intensywna recesja trwa nadal.

W okresie 1909 - 1995 lodowiec Olivera powierzchnia lodowca zmniejszyła się o 68 % w stosunku do maksymalnego zasięgu, a jęzor lodowca cofnął się o ponad 750 m. Ta tak duża recesja wiąże się zapewne z wielkością lodowca i małym polem firnowym. W niektórych miejscach lodowiec jest już bardzo cienki, co prawdopodobnie doprowadzi do jeszcze większego jego cofnięcia. Przy aktualnym tempie recesji w ciągu najbliższych lat lodowiec ten stanie się lodowcem karowym.

vii. Wielkość i tempo recesji lodowców dolinnych rejonu Kaffiøyry w XX wieku

Analiza przebiegu zasięgów sześciu lodowców dolinnych rejonu Kaffiøyry, wykazała, że od początku XX wieku znajdują się w fazie większej lub mniejszej recesji. Zjawisko recesji lodowców zauważone zostało przede wszystkim na dużych lodowcach, - uchodzących do morza. Mniejsze lodowce, reagowały wolniej na zmiany klimatyczne, będące przyczyną ogólnej recesji, ich recesja polegała w pierwszej fazie głównie na zmianach objętości, a nie na cofaniu się czół, a równocześnie nie były zbyt szczegółowo obserwowane.

Namua	Powierzchnia [km ²]		Zmiany powierzchni								
Indzwa	VTV	w 1005 r	1909-1936			1936-1985			1985-1995		
IUUUWCa	W XIX W.	W 1995 I.	$[km^2]$	[%]	[%a⁻¹]	[km ²]	[%]	[%a⁻¹]	$[km^2]$	[%]	[%a ⁻¹]
Waldemarbreen	3,55	2,71	-0,20	4,01	0,15	-0,35	10,45	0,22	-0,29	9,67	0,97
Irenebreen	5,51	4,30	-0,47	8,53	0,32	-0,45	8,93	0,19	-0,29	6,32	0,63
Elisebreen	17,00	12,19	-1,24	4,95	0,18	-2,83	17,96	0,37	-0,74	5,72	0,57
Eivindbreen	4,07	2,00	-0,78	19,16	0,71	-1,14	34,65	0,72	-0,15	6,98	0,69
Andreasbreen	7,83	5,80	-0,21	2,68	0,10	-1,73	22,70	0,47	-0,09	1,53	0,15
Oliverbreen*	2,32	1,09	-0,27	11,60	0,43	-0,82	44,63	0,85	-0,14	13,80	2,30

Tab. 10. Zmiany powierzchni lodowców dolinnych rejonu Kaffiøyry

* lodowiec Olivera 1936-1989 i 1989-1995

Podsumowując recesję sześciu lodowców dolinnych rejonu Kaffiøyry, jeszcze raz przypomnieć należy, że są czynniki sprzyjające pewnej jednolitości zachowania się tych lodowców. Jest to niewielka rozciągłość obszaru ich występowania, (ok.10 km). Ekspozycja wszystkich lodowców jest praktycznie identyczna, wszystkie one spływają ku płd.-zachodowi. Są to lodowce małe, (poza lo-

dowcem Elizy o średniej wielkości). Podobnie, poza lodowcem Elizy który miał (lub ma) połączenie z plateau lodowym Løvenskiolda, wszystkie inne zasilane są z własnych pól firnowych. Pola firnowe tych lodowców zalegają na podobnych (400- 500 m n.p.m.) wysokościach. Czoła lodowców schodziły i schodzą na różne wysokości n.p.m., ale są to różnice niewielkie. Także odległość od lodowca do morza jest podobna. Dodać należy, że doliny górskie wyżłobione zostały w prawie tych samych skałach, a wszystkie lodowce od wschodu ograniczone są, wysokimi na 700 - 900 m. grzbietami górskimi. Dlatego też wszelkie różnice w wielkości recesji (tak naprawdę nie duże) wynikają z pewnych specyficznych cech morfologii den dolin, a zwłaszcza z występowania lub nie, rygli skalnych, i z samej wielkości lodowca, co rzutowało m.in. na możliwość zniszczenia rygli skalnych w fazie transgresji lodowców. Inne czynniki mają mniejsze i lokalne znaczenie.

Analizowane lodowce położone są na małym obszarze, posiadają zatem podobne warunki klimatyczne, wspólną cechą jest prawie identyczna ekspozycja. Pola firnowe położone są na podobnych wysokościach

Co różni lodowce?

Wysokość położenia czół oraz powierzchnia obszaru zasilania.

Nazwa lodowca	Długość lodowca w fazie maksymalnej [m]	Długość Lodowca W 1995 r. [m]	Czoło lodowca w fazie maksymalnej na wysokości [m n.p.m.]	Czoło lodowca w 1995 r. na wysokości [m n.p.m.]	Šrednia wysokość pola firnowego [m n.p.m.]	Średnie nachylenie lodowca
Waldemar	4080	3420	100	126	420	8,6°
Irene	5190	4000	50	97	485	9,5°
Elise	8160	6900	15	45	425	4,4°
Eivind	4300	3180	60	145	490	9,9°
Andreas	5050	4250	30	50	525	8,7°
Oliver	2450	1700	50	110	460	16,0°

Tab. 11. Niektóre cech	y morfometryczne	lodowców dolinny	ych rejonu Kaffiøyry
------------------------	------------------	------------------	----------------------

• Recesja lodowców rejonu Kaffiøyry w okresie lat:1900 (1909)-1936/38

W 1909 roku już wyraźną, choć niewielką recesję, w sensie cofania się czół, wykazały lodowce Elizy i Waldemara. W przypadku pozostałych lodowców, recesja była prawie niezauważalna, ale można przyjąć, że trwało powolne obniżanie się ich powierzchni.

Za umowną granicę pierwszego okresu trwania recesji lodowców przyjęto 1936 r. Rok wykonania zdjęć lotniczych całego Svalbardu. Na bazie tych zdjęć i wcześniejszych pomiarów triangulacyjnych powstała mapa w skali 1: 100 000 [NPI 1957, 1990]. Dla rejonu Kaffiøyry dodatkowym i bardzo ważnym faktem jest, że z 1938 roku pochodzą obserwacje i badania M. Klimaszewskiego [1960]. I choć jest to okres (moment) właściwie przypadkowy, nieoznaczający jakiejś zmiany (granicy) klimatycznej, ale o tyle ważny, że obejmuje on kartometryczną rejestrację stanu zlodowacenia prawie całego Svalbardu. Naturalne jest, że tylko ten moment (rok) może być używany do porównań zachowania się w lodowców, w skali całego Spitsbergenu [Korjakin, 1974, Hagen i in. 1993], czy też w skali lokalnej. I prawdopodobnie tylko przypadek sprawił, że sama przyroda też postawiła pewną naturalną granicę, gdyż akurat w latach czterdziestych rozpoczyna się dość znaczne ochłodzenie na Svalbardzie, które mogło sprzyjać pewnemu zahamowaniu recesji [Niedźwiedź, 1997a].

W latach trzydziestych recesja niektórych lodowców, polegająca na cofaniu się czoła, bądź zmianie profilu podłużnego i poprzecznego - co dowodzi zmian objętości lodowców, była już wyraźna. Do roku 1936 największą i to znaczną recesją charakteryzowały się, dwa najmniejsze lodowce (Eivinda i Olivera), a recesja ich osiągnęła 19 % powierzchni lodowca Eivinda i 14,5 % powierzchni Olivera. Dość znaczną recesją w tym okresie cechował się także lodowiec Ireny (8 %). Wyraźnie mniejsza (poniżej 5 %) recesja charakteryzowała lodowce Elizy i Waldemara. Dla lodowca Elizy, niezależnie od niewielkiego cofnięcia całego czoła, bardziej charakterystyczna jest wyraźna zmiana przebiegu profilu podłużnego i zwiększenie wysokości czoła lodowca. Analiza przebiegu profilów wykazuje przyrost masy lodowej w partiach czołowych i środkowych i znaczny ubytek w części firnowej. Prawdopodobnie, świadczy to o przechodzeniu fali szarży (miniszarży) przez ten lodowiec. Trzeba tu zwrócić uwagę, że kształt i przebieg profilu podłużnego przez lodowiec, mówi bardzo dużo o stanie lodowca. Kształt wypukły informuje o przyroście masy lub przesuwaniu się mas lodowych. Kształt plaski lub wklęsły oznacza fazę silnej recesji (niedoborów masy lodowej).

Obliczanie recesji (czy też transgresji), poprzez proste podzielenie danych powierzchniowych przez długość rozpatrywanego okresu (w latach), niej jest do końca prawdziwe i obarczone dużym błędem. Wiadomo przecież, że recesja (awans) nie zachodzi równomiernie z roku na rok. Jednak z drugiej strony, jest to tak przejrzysty przelicznik i tak powszechnie przyjmowany, że autor niniej-szej pracy nie waha się, go często używać.

W okresie 1909- 1936, największe, średnio-roczne tempo recesji wykazały w kolejności, lodowce: 1. Eivinda – 0,71 %/rok, Olivera - 0,54 %/rok, Ireny - 0,32 %/rok, Elizy – 0,18 %/rok, Waldemara – 0,15 %/rok i Andreasa - niespełna 0,1 %/rok. Najmniejsze tempo (i sumaryczna wielkość) recesji lodowca Andreasa spowodowało tezę Klimaszewskiego [1960], o całkowitym braku recesji tego lodowca. Analiza przebiegu profilu podłużnego tego lodowca, mimo, że na samym czole zanotowano obniżenie się wysokości, sugeruje, że i na tym lodowcu, w latach trzydziestych nastąpiło przesunięcie się mas lodowych ku czołu, czyli podobne zjawisko jak na lodowcu Elizy.

Zasięg lodowców w fazie maksymalnej wyznaczony w terenie oraz zasięg lodowców z 1936 roku, (na podstawie mapy NPI 1: 100 000 i badań terenowych) oraz ustaleń przedstawionych w niniejszej pracy przedstawiono w postaci mapy stanowiącej załącznik nr 18.

• Drugi okres badawczy: 1936 - 1985.

Po 1936(38) roku ogólny przebieg recesji lodowców rejonu Kaffiøyry jest dość podobny do okresu poprzedniego. W dalszym ciągu największą recesją charakteryzują się lodowce Olivera i Eivinda. Za kolejny rok "graniczny", autor wybrał rok 1985, bowiem wtedy zmierzono położenie wszystkich czół lodowców.

Największą recesję zanotowano na lodowcu Olivera, który utracił znacznie ponad połowę swojej powierzchni z 1936 r., (w tempie 0,92 %/ rok). Następnie na lodowcu Eivinda – 34,6 % ubytku powierzchni z 1936 (w tempie 0,72 %/rok). W okresie 1936 - 1985 wyraźnie wzrasta tempo i wielkość recesji lodowca Andreasa (0,47 %/rok) - 22,7 % ubytku powierzchni w porównaniu do 1936 r. Większe jest tempo recesji, i jej wielkość także dla lodowca Elizy i Waldemara, jedynie dla lodowca Ireny zanotowano wolniejsze niż wcześniej tempo recesji.

• Trzeci okres badawczy - 1985 - 1995

W ostatnim dziesięcioleciu (1985 - 1995), co prawda, jest to może zbyt krotki okres do porównań, ogólne tendencje recesji zostały utrzymane, przy czym średnie wartości są nieco wyższe. Nadal postępuje szybka recesja lodowca Olivera. Wyraźnie wzrasta recesja lodowców Waldemara i Ireny, natomiast jakby zmalało tempo recesji lodowca Andreasa.

Miarą często stosowaną jest nie tyle zmniejszenie się zajętej przez lodowiec powierzchni, co skrócenie się lodowca, czyli recesja czoła. Dla lodowców rejonu Kaffiøyry dane na ten temat zawiera tabela, recesję czół pokazano także na rycinie. Najmocniej wycofały się czoła lodowców Ireny, bo o prawie 1200 m., i Elizy o 1160 m. Jednakże miara bezwzględna jest tu mocno zawodna. Jeśli popatrzymy na skrócenie się lodowca w stosunku do jego pierwotnej długości, to największe skrócenie nastąpiło jednak na dwu najmniejszych lodowcach: Olivera (cofnięcie czoła o 30 % i Eivinda o 26 %).

Ogólnie, w latach 1909 - 1995 powierzchnia terenu zajęta przez lodowce zmniejszyła się z 40,37 km² do 27,72 km², tj. o ponad 31 %.

Największą recesją wykazały się lodowce Olivera - 1,64 km² (68 %) i Eivinda – 2,07 km² (50,9 %), a w dalszej kolejności lodowce: Elizy (4,81 km² - 28,3 %), Andreasa – 2,03 km² (25,9 %), Waldemara (0,89 km² - 25 %) i Ireny - 1,21 km² - 22%.

	w partiach czołowych			w part	iach środk	owych	na polu firnowym			
Lodowiec	1909- 1936	1936- 1985	1985- 1995	1909- 1936	1936- 1985	1985- 1995	1909- 1936	1936- 1985	1985- 1995	
Waldemara	27	23	8	30	23	9	30	20	15	
Ireny	30	24	23	30	16	4	25		2	
Elizy	+ 25	80	25	5	55	0	0	25	+ 7	
Eivinda	45	35	15	40	15	8	12	15	13	
Andreasa	40	75	25	45	25	10		35	20	
Olivera	20	50	12				25	45	35	

Tab. 12. Średnie obniżanie się powierzchni lodowców rejonu Kaffiøyry [m]

* w dwu wypadkach (na lodowcu Elizy) zamiast obniżania nastąpił przyrost wysokości (+)

Tab. 13. Recesja czoła lodowca (skrócenie lodowca)

Lodowiec	Długość lodowca w fazie maksymalnej	Długość lodowca w 1995 r.	Skrócenie lodowca	Skrócenie Iodowca	
		[%]			
Waldemarbreen	4080	3420	-660	16,2	
Irenebreen	5190	4000	-1190	22,9	
Elisebreen	8160	7000	-1160	14,3	
Eivindbreen	4300	3180	-1120	26,0	
Andreasbreen	5050	4250	-800	15,8	
Oliverbreen	2450	1700	-750	30,6	

Tab. 14. Recesja liniowa lodowców Kaffiøyry w poszczególnych okresach badawczych

Lodowiec	iec Waldemar		Ireny		Elizy		Eivinda		Andreasa		Olivera	
Okres	m	ma ⁻¹	m	ma ⁻¹	m	ma ⁻¹	m	ma ⁻¹	m	ma ⁻¹	m	ma ⁻¹
1900-1909	20	2,0			80	9,0						
1909-1936	54	1,9	395	14,6	125	4,6	230	8,5	120	4,4	250	10,0
1936-1966	369	12,3	375	12,5	475	14,4	300	9,1	330	10,0	300	9,0
1966-1975	40	3,5	175	19,4	150	25,0	200	15,0				
1975-1985	40	5,7	117	11,7	345	34,5	220	31,4	130	13,0		
1985-1989	75	18,7	40	10,0	125	31,2	40	10,0	20	5,0	180	9,0*
1989-1995	50	7,2	90	15,0	220	22,0	30	5,0	120	20,0	20	3,0
1995-2000	30	6,0	50	10,0	130	26,0	30	6,0	60	12,0	70	14,0

W sumie pomiędzy zmniejszeniem się powierzchni, a równoczesnym skróceniem się lodowca zachodzą niewielkie różnice, które są wynikiem pewnych specyficznych cech dolin górskich, w których znajdują się poszczególne lodowce.

Aktualny (1995 r.) zasięg wyżej omówionych lodowców przedstawiono na mapie stanowiącej załącznik nr 18 do pracy, a w tekście autoreferatu na przedostatniej stronie.

viii. Zakończenie i wnioski

Analiza i ocena stanu zachowania się lodowców, szczególnie w okresie ostatnich 20 lat (1975 - 1995), ale i wcześniej, była możliwa poprzez zastosowanie kartograficznej metody badań geograficznych. Podstawą bowiem do wszelkich obliczeń, wniosków i porównań były mapy wykonane przez kartografów (Isachsen, kartografowie norwescy - autorzy mapy 1: 100 000 z 1936 r., Zapolski 1975), i mapy wykonane przez autora w latach 1977 - 1995. Sporządzone mapy pozwoliły obliczyć wielkość lodowców, określić wysokości bezwzględne powierzchni lodowców od czół do pól firnowych, jak też obliczyć zmiany jakim podlegają poszczególne lodowce. Na podstawie wykonanych map wykreślono profile podłużne i profile poprzeczne przez lodowce. Wykreślenie profili pozwoliło obliczyć ubytki lub przyrost powierzchni przede wszystkim w sensie wysokościowym.

Na podstawie archiwalnych już map dokonano oceny tendencji zachowania się lodowców na przestrzeni XX -wieku.

Porównania wielkości recesji czy też transgresji poszczególnych lodowców Kaffiøyry z innymi obszarami, jest trudne:

Po pierwsze, ze względu na różne metody, skalę i szczegółowość badań. Np. badania bilansu masy lodowców, niewątpliwie najważniejsze i najwięcej mówiące o stanie lodowca, [w Kongsfjordzie czy w Hornsundzie], trudno porównywać z kartometrycznymi wynikami cofania się czoła lub zmniejszania się powierzchni całego lodowca.

Po drugie, ze względu na bardzo różne okresy obserwacji (terminy badawcze). Są obszary, które maja lepszą dokumentację w I połowie XX wieku, są inne o dokumentacji z ostatnich 20-30 lat.

W rejonie Kaffiøyry występują dwa lodowce uchodzące do morza. Jeden z nich (lodowiec Aavatsmarka) to lodowiec szarżujący. Drugi lodowiec Dahla ulega spokojnej recesji. W sumie oba lodowce od początku XX - wieku znajdują się w fazie recesji.

Lodowce kończące się na lądzie w ciągu XX wieku cechują się wyraźną recesją. Recesją niewątpliwie wywołaną poprzez zmianę warunków klimatycznych. Równocześnie recesja ta, ma dość zróżnicowany przebieg na poszczególnych lodowcach, a powodem tego są różne czynniki, natury topoklimatyczno-geomorfologicznej takie jak, ekspozycja poszczególnych części lodowca, wykształcenie doliny lodowcowej, a zwłaszcza jej dna, wielkość lodowca, a zwłaszcza wielkość obszaru zasilania. To wielkość obszaru zasilania i doliny lodowcowej oraz związana z tym możliwość akumulacji lodu decydowała o sile egzaracyjnej lodowca. Większe lodowce były w stanie wyegzarować w miarę dokładnie swoje łożysko, dziś cofają się stopniowo. Mniejsze lodowce na skutek mniejszej siły egzaracyjnej, nie zniszczyły progów skalnych w swojej dolinie. W trakcie recesji powoduje to zamieranie dużych partii lodowca na skutek trudności w dostawie masy lodowej z pola firnowego. Najlepszym przykładem jest lodowiec Eivinda. Lodowce, które z różnych powodów w pierwszej połowie XX- wieku charakteryzowały się powolniejszą recesją, w ostatnich latach jakby odrabiają te zaległości. Przykładem takiej sytuacji jest lodowiec Waldemara.

Autor ma nadzieję, że przeprowadzona analiza przebiegu i natężenia recesji lodowców Kaffiøyry wykorzystana zostanie miedzy innymi, w analizach zmian klimatu w XX wieku.

b. Struktura bilansu masy lodowców północno-zachodniego Spitsbergenu na tle lodowców Svalbardu w latach 1996-2003

Ireneusz Sobota

Badania struktury bilansu masy dotyczą lodowca Waldemara i lodowca Ireny zlokalizowanych na Równinie Kaffiøyra, na północno-zachodnim Spitsbergenie. Dane dotyczące struktury bilansu masy lodowca Waldemara uzyskano na podstawie bezpośrednich pomiarów terenowych prowadzonych w latach 1996-2003 (Sobota, 1998, 1999, 2000a, 2000b, 2000c, 2001, 2002a, 2000b; Grześ, Sobota, 2000). Badania te są nadal kontynuowane. Z kolei badania bilansu masy lodowca Ireny prowadzone były w latach 2001-2003. Badania te były prowadzone przez uczestników organizowanych w tym czasie wypraw polarnych Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu w ramach grantów JM Rektora UMK 503-G i 509-G: "Struktura i dynamika bilansu masy lodowców północnozachodniego Spitsbergenu w warunkach zmieniającego się klimatu". Równolegle prowadzone były pomiary geodezyjno-kartograficzne (Lankauf, 2002). Od roku 2003 wyniki badań bilansu masy lodowca Waldemara przedstawiane są w *Biuletynie Bilansu Masy Lodowców (Glacier Mass Balance Bulletin)* wydawanym przez IAHS(ICSI)/UNEP/UNESCO w ramach WGMS *(World Galcier Monitoring* *Service)*, w którym przedstawiane są dane dotyczące kilkunastu lodowców świata objętych systematycznymi badaniami bilansu.

Głównym źródłem informacji na temat wielkości bilansu masy lodowców Spitsbergenu jest *Glacier Mass Balance Bulletin* (Haeberli, Herren, 1991; Haeberli, Herren, Hoelzle, 1993; Haeberli, Hoelzle, Bösch, 1994; Haeberli, Hoelzle, Suter, 1996; Haeberli, Hoelzle, Frauenfelder, 1999; Haeberli, Hoelzle, Frauenfelder, 2001; Haeberli, Hoelzle, Frauenfelder, 2004), w którym przedstawiane są dane dotyczące kilkunastu lodowców świata objętych systematycznymi badaniami bilansu. Ponadto istnieje wiele publikacji opisujących bilans masy lodowców poszczególnych regionów archipelagu, kilka prac o charakterze zestawiającym oraz niepublikowane raporty. Szczególnie ważna jest tu praca Jani, Hagena (1996), a także dane zamieszczane w Internecie. W wielu przypadkach dane są niekompletne, szczególnie jeśli chodzi o bilans letni i zimowy. Dlatego dokonano również analizy wielkości składników bilansowych w różnych okresach dla poszczególnych lodowców. Celem analizy jest również synteza wszystkich danych związanych z bilansem masy lodowców Spitsbergenu, który stanowi jeden z ważniejszych wskaźników współczesnych zmian klimatu.

Do oceny bilansu masy lodowca Waldemara i Ireny zastosowano metodę bezpośrednich pomiarów, opartych o sieć tyczek. Jest to najdokładniejsza i najczęściej stosowana metoda (Meier i in. 1971, Østrem, Brugman 1991). Na lodowcu Waldemara zamontowano 30 tyczek. W odniesieniu do powierzchni lodowca jest to duża ilość. Daje to bowiem około 11 tyczek na 1 km². Na lodowcu Ireny znajduje się 10 tyczek. Wartości poszczególnych elementów bilansu wyrażono w cm ekwiwalentu wodnego (cm e.w.). Pomiary ablacji wykonywano co pięć dni. W celu uzyskania wartości całkowitej ablacji dokonywano weryfikacji pomiarów w okresie wiosennym poprzedzającym dany sezon. Sondowania głębokości śniegu w okresie z pokrywą śnieżną wykonywano w około 150 punktach, co dało bardzo dokładny obraz zróżnicowania przestrzennego zimowej akumulacji śniegu. Badania bilansu letniego i zimowego pozwoliły określić bilans masy netto badanych lodowców w analizowanym okresie.

Średni roczny bilans masy lodowca Waldemara (NW Spitsbergen) w latach 1996-2003 wyniósł –0,52 m e.w. Pozytywna wartość wystąpiła jedynie w roku bilansowym 1996 i wyniosła +0,02 m e.w. Była ona spowodowana przede wszystkim dużą zimową akumulacją śniegu, która była najwyższa w całym analizowanym okresie. Również w roku 2002 akumulacja śniegu była duża, ale wyższa od przeciętnej ablacja letnia, spowodowała, że bilans masy w tym roku był wyraźnie ujemny (-0,51 m e.w.). W pozostałych latach decydującą rolę w ukształtowaniu wielkości bilansu masy odegrały warunki pogodowe panujące w okresie letnim. Średni roczny bilans masy lodowca Ireny w latach 2002-2003 wyniósł –0,62 m e.w. Zdecydowany wpływ na wielkość bilansu masy tego lodowca miała ablacja letnia.

Bilans masy lodowca Waldemara w poszczególnych latach kształtowany był przez różne czynniki i w różnym stopniu przez wielkość bilansu letniego i zimowego. W roku 1996 i 2002 najważniejszą rolę odegrała wielkość bilansu zimowego, w roku 1997, 1999 i 2000 wpływ wielkości bilansu zimowego i letniego był podobny (Sobota, 2002), a w roku 1998, 2001 i 2003 zdecydowane znaczenie miała ablacja w sezonie letnim. Wynika z tego, że nawet w przypadku tak niewielkiego lodowca, udział poszczególnych składowych bilansu, może w różnych latach być zdecydowanie odmienny. W roku 2002 wartość bilansu masy była najbardziej zbliżona do średniej wieloletniej (Sobota, 2003a, 2003b). Największe różnice wartości bilansu w porównaniu do średniej wieloletniej wystąpiły w latach: 1996, 1998, 2001 i 2003. Były to sezony o odmiennych warunkach pogodowych, charakteryzujące się dużą zimową akumulacją śniegu lub podwyższona temperaturą powietrza w okresie letnim. Skumulowana wielkość bilansu lodowca Waldemara wyniosła w tym okresie -4,17 m e.w. W strefie czołowej wartość ta osiągnęła –7,69 m e.w., a na obszarze pola akumulacyjnego +0,53 m e.w.

Przestrzenna zmienność bilansu masy lodowca Waldemara i lodowca Ireny kształtowana jest przede wszystkim przez warunki pogodowe w danej części lodowca oraz lokalne uwarunkowania morfologiczne. Powierzchnię lodowców można na ogół podzielić na część o negatywnym bilansie masy i część z bilansem pozytywnym. W przypadku lodowca Waldemara wyjątkiem był rok 1998, kiedy cały obszar lodowca posiadał bilans ujemny. Z kolei lodowiec Ireny charakteryzuje się bar-

dziej dodatnim bilansem masy w dwóch częściach akumulacyjnych. Wynika to z faktu, że są one położone wyżej, aniżeli w przypadku lodowca Waldemara.

Średnią wysokość położenia linii rocznej równowagi na lodowcu Waldemara (ELA) w latach 1996-2003 oszacowano na 389 m n.p.m., natomiast na lodowcu Ireny w latach 2001-2003 wyso-kość ta wyniosła 400 m n.p.m. (ryc. 134).



Ryc. 134. Zmienność bilansu masy lodowca Waldemara i lodowca Ireny z wysokością nad poziomem morza

Średnie wartości bilansu masy lodowca Waldemara w okresie 1996-2003 (–0,52 m e.w) i lodowca Ireny (-0,62 m) można uznać za reprezentatywne dla niewielkich dolinnych lodowców północno-zachodniej części Spitsbergenu. Przemawiają za tym otrzymane wartości bilansu letniego i zimowego tych lodowców. Należy również podkreślić, że bilans masy lodowca Waldemara w latach 2002-2003 wyniósł 0,62 m e.w., czyli tyle samo, co w przypadku lodowca Ireny.

Monitoringiem bilansu masy na obszarze Spitsbergenu objętych jest lub było kilkanaście lodowców. Serie pomiarowe dłuższe od 1 roku posiada 17 lodowców Spitsbergenu (ryc. 135): Finsterwalder, Austre Brøgger, Midre Løven, Kongsvegen, Bertil, Longyear, Daud, Vøring, Grønfjord, Fridtjøv, Nordenskiold, Hans, Werenskiold, Irena oraz Waldemar. Dla większości tych lodowców poszczególne składowe bilansowe mierzone były standardowymi metodami glacjologicznymi. W niektórych przypadkach bilans masy dla całego lodowca określano na podstawie wielkości współczynnika powierzchni akumulacji AAR (Lefauconnier i in., 1999), a także w oparciu o zależności z wybranymi elementami klimatycznymi (Hagen, Liestøl, 1987). Na uwagę zwraca fakt, że większość badanych lodowców posiada małe powierzchnie od 2 do 6 km². Na dużych lodowcach, takich jak na przykład Nordenskiold (242 km²) badania prowadzono sporadycznie. Większość z nich położona jest poniżej 500 m n.p.m.

W okresie 1950-1966 badania bilansu masy prowadzone były na lodowcu Finsterwaldera. W roku 1966 rozpoczęte zostały badania w rejonie Kongsfjordu na lodowcach Austre Brøgger, a rok później na lodowcu Midre Løven. Badania te są prowadzone do dnia dzisiejszego. W latach 1966-1991 badania rocznego bilansu masy na lodowcu Vøring w Grønfjorden prowadzili Rosjanie. Dla

innych spośród wymienionych lodowców istnieją krótsze serie pomiarowe: Bøgger 1975-1986, Bertil 1975-1985, Longyear 1977-1982, Daud 1976-1983, Vestre Grønfjord 1988-1991, Austre Grønfjord 1986-1991, Fridtjøv 1987-1991, Kongsvegen 1987-dziś. W istotny sposób zakres badań nad bilansem masy lodowców Spitsbergenu poszerzają badania prowadzone nad lodowcem Hansa, które rozpoczęto w 1989 roku. Niektóre elementy ablacji i akumulacji śniegu były także przedmiotem badań UMCS na obszarze południowego obrzeżenia Bellsundu. Dotyczyły one głównie lodowca Renarda i Scotta (Piasecki, 1988; Bartoszewski, 1998). W 1996 roku do badań bilansu masy włączony został lodowiec Waldemara, a w roku 2001 lodowiec Ireny.



Ryc. 135. Lokalizacja lodowców objętych systematycznie lub okresowo badaniami bilansu masy na Svalbardzie.
1. Kongsvegen, 2. Austre Brøgger, 3. Midre Løven, 4. Waldemar, 5. Irena, 6. Bertil, 7. Vøring, 8. Grønfjord, 9. Boger, 10. Longyear, 11. Daud, 12. Fridtjøv, 13. Scott, 14. Renard, 15. Finsterwalder, 16. Werenskiold, 17. Hans.

Lodowiec Finsterwalder o powierzchni 44,5 km², położony w rejonie Van Keulenfjord charakteryzował się wyraźnie ujemnym bilansem masy netto w okresie 1950-1968. Średni roczny bilans jego masy wyniósł –25,0 cm e.w. Stwierdzono także okresy kiedy był on dodatni: 1952-54 (+5 cm e.w.) i 1956-58 (+20 cm e.w.). Innym lodowcem posiadającym dłuższą serię pomiarową jest Vøring, zlokalizowany na południowych obrzeżach Isfjordu w Grønfjordzie. Ten niewielki lodo-

wiec (2,1 km²) w okresie 1974-1991 odznaczał się zdecydowanie ujemnym bilansem masy netto. Średni bilans masy tego lodowca w tym okresie wyniósł –64 cm e.w. W tym samym rejonie prowadzone były badania na lodowcu Grønfjord (38,3 km²), który dzieli się na Vestre Grønfjord i Austre Grønfjord. Ich średnia ablacja letnia wyniosła około 120 cm e.w., a bilans zimowy 80 cm e.w. W ciągu czterech lat Vestre Grønfjord utracił około 160 cm masy w ekwiwalencie wodnym, przy średnim bilansie netto –40 cm e.w. Natomiast bilans masy netto Austre Grønfjord w ciągu 6 lat wyniósł –63 cm e.w.

Na Ziemi Nordenskiolda prowadzono badania bilansu masy lodowca Fridtjøv (48,7 km²). Jest to lodowiec uchodzący do morza, do Van Mijenfjordu. Jego średnia zimowa akumulacja w okresie 1987-1991 wyniosła 74 cm e.w., a ablacja 106 cm e.w. Bilans masy pozytywny odnotowano jedynie w 1991 roku (+5 cm e.w.).

Dane dotyczące poszczególnych elementów bilansowych za okres 1977-1982 posiada lodowiec Longyear (4,0 km²). Jego bilans zimowy w tym okresie wyniósł 48 cm e.w., a bilans letni – 103,0 cm e.w. Średni bilans masy wyniósł –55 cm e.w. W latach 1975-1986 ujemny bilans masy netto posiadał również lodowiec Bøgger (średnio –43 cm e.w.). Najwięcej lodu ubyło w roku 1984, –61 cm e.w., z kolei dodatni bilans odnotowano tylko w roku 1982 i wyniósł on +25 cm e.w. Zimowa akumulacja śniegu w poszczególnych latach była zbliżona i średnio wyniosła 52 cm e.w. W podobnym okresie prowadzono badania na lodowcu Bertil (1977-1985). Jego bilans był o 25 cm niższy (-67 cm e.w.).

Najbardziej wysuniętym na wschód lodowcem, dla którego istnieją dane dotyczące bilansu masy jest Daud. Średni bilans masy tego lodowca w okresie 1976-1983 wyniósł –36,0 cm e.w. Jest to wartość niska w porównaniu z innymi lodowcami.

Ważną rolę odgrywają badania prowadzone na lodowcu Hansa na południowym Spitsbergenie w rejonie Hornsundu (Jania, 1987, 1993; Jania, Kolondra, 1988). Regularne badania bilansu masy tego lodowca rozpoczęto w 1989 roku. Lodowiec uchodzi do morza i znacząco traci masę poprzez cielenie się. Jego bilans masy netto wynosi średnio –24 cm e.w., a po uwzględnieniu zjawiska cielenia się –52 cm e.w. W latach 1996-2001 bilans masy tego lodowca wyniósł –63 cm e.w. Linia rocznej równowagi (ELA) średnio znajduje się na wysokości 348 m n.p.m. Jest to wartość nieco wyższa od średniej dla tego regionu Spitsbergenu (Hagen i in., 1993). W ostatnich latach obserwuje się duży wzrost jego bilansu letniego (Szafraniec, 2002). Dodatkowo w regionie tym okresowo prowadzone są badania bilansu masy lodowca Werenskiolda.

Pewnym uzupełnieniem informacji na temat wielkości składników bilansowych lodowców Spitsbergenu są prace z rejonu Bellsundu. Dane dotyczące lodowca Renarda (33,7 km²) i Scotta (5,8 km²) za rok 1987 i 1990 podaje Bartoszewski (1998). Ablacja powierzchniowa tych lodowców w sezonie letnim 1990 roku największe rozmiary osiągnęła w strefie czołowej, wynosząc 161 cm e.w. w przypadku lodowca Scotta i 131 cm e.w. dla lodowca Renarda. Ubytek masy śnieżno-lodowej lodowca Scotta w roku 1990 wynosił od 145 cm w strefie czoła (72 m n.p.m.) do 111 cm na polu firnowym (480 m n.p.m.). Ablacja dla całego lodowca Scotta w okresie 22.06.-07.08.1990 roku wyniosła 66,4 cm e.w. (Bartoszewski, 1998).

Szczególnie ważne z punktu widzenia analizy porównawczej z lodowcami Waldemara i Ireny są dane dotyczące poszczególnych elementów bilansowych lodowców regionu Kongsfjordu (ryc. 136). Posiadają one najdłuższe serie pomiarowe (Liestøl, 1969, 1971, 1972, 1975, 1986, 1988, 1990; Lefauconnier i in., 1999). Jest to obszar położony w linii prostej zaledwie 30-40 km od regionu Kaffiøyry. Posiada podobne warunki klimatyczne, a niektóre lodowce posiadają podobne ce-chy morfometryczne do lodowca Waldemara.

Kongsvegen jest dużym lodowcem o powierzchni 105 km², długości 27 km, kończącym się w Kongsfjordzie. Ruch lodu jest mniejszy od 4 metrów rocznie, w związku z tym dostawy masy lodu w strefie firnowej nie są tak szybko transportowane do strefy ablacyjnej (Lefauconnier i in., 1999). Średnia akumulacja śniegu na lodowcu w okresie 1987-1995 wyniosła 79 \pm 14 cm e.w., a ablacja letnia 73 \pm 28 cm e.w. (Jania, Hagen, 1996). Ubytek lodu poprzez cielenie się w okresie ablacji wyniósł średnio 5 cm e.w. Natomiast w okresie 1987-1997 bilans zimowy tego lodowca wyniósł 82 cm e.w. W zmienności bilansu masy netto w czasie na uwagę zwraca fakt częstego występowania

dodatnich wartości. Średni bilans netto w okresie dziesięciolecia 1987-1997 wyniósł +12 cm e.w., a w okresie 1987-2001 +2 cm e.w. W okresie 1996-1998 –7 cm e.w, a w okresie 1996-2001, –9 cm e.w. Takie wartości bilansu masy są wynikiem, między innymi wysoko położonej części akumulacyjnej lodowca, w której zimowa akumulacja śniegu wyraźnie przeważa nad jego letnim topnieniem. Jednak w roku 1998 bilans masy wyniósł –71 cm e.w. Ponadto charakterystyczną cechą tego lodowca jest zjawisko szarży. Okresowe awanse całego systemu Kronebreen-Kongsbreen– Kongsvegen opisuje Liestøl (1988, 1990).



Ryc. 136. Bilans masy lodowca Waldemara i Ireny na tle innych lodowców Svalbardu (IAHS(ICSI)-UNE-UNESCO 1999, 2004) w latach 1996-2003 w cm ekwiwalentu wodnego. 1 – Austre Brøgger, 2 – Midre Løven, 3 – Kongsvegen, 4 – Waldemar, 5 – Hans, 6 – średnia wartość dla lodowców północnozachodniego Spitsbergenu, 7 - Irena.

Lodowiec Austre Brøgger posiada najdłuższą serię pomiarową (od 1967 roku). Jego powierzchnia wynosi 6,1 km² (Björnson i in., 1996; Jania, Hagen, 1996). Strefa akumulacyjna maksymalnie sięga wysokości 600 m n.p.m., a czoło lodowca schodzi do 40 m n.p.m. Jest ono zatem bardzo nisko położone, co ma istotny wpływ na wielkość i intensywność procesu ablacji. Pewne znaczenie ma także fakt, że lodowiec Brøgger jest zimny, o czym świadczyć może brak odpływu zimowego. Bilans letni do roku 1998 średnio wyniósł –113 cm e.w. Najmniejszą ablację odnotowano w roku 1987 (60 cm e.w.), a największą w 1974 roku (167 cm e.w.). Średnia zimowa akumula-
cja śniegu w tych latach wyniosła 70 cm e.w. Maksymalna roczna wartość bilansu zimowego wyniosła 98 cm e.w. (rok 1986), natomiast minimalna 37 cm e.w. (rok 1970). W kształtowaniu wielkości bilansu masy tego lodowca główną rolę odgrywa wielkość bilansu letniego, a zimowa akumulacja rolę drugorzędną. Największy ubytek lodu wystąpił w roku 1993 i wyniósł 103 cm e.w. Tylko w dwóch latach 1987 i 1991 roku odnotowano dodatnie wartości bilansu masy i wyniosły one odpowiednio +22 i +13 cm e.w. Średni bilans masy lodowca Austre Brøgger w okresie 1967-2001 wyniósł –44 cm e.w. Na podstawie zależności z sumą dodatnich wartości średniej dobowej temperatury powietrza (PDD) w sezonie letnim, Hagen, Liestøl (1987) ocenili ubytek masy lodowca Austre Brøgge w okresie 1912-1988 na 3435 cm e.w., co stanowi prawie 30 % całkowitej jego masy. Średnia wysokość położenia ELA lodowca Austre Brøgger wynosi 402 m n.p.m. W okresie 1996-2001 bilans masy wyniósł –43 cm e.w. i jest to wartość bardzo zbliżona do lodowca Waldemara.



Ryc. 137. Widok na lodowiec Waldemara i lodowiec Ireny w sierpniu 2003 roku (fot. I. Sobota)

Badania bilansu masy lodowca Midre Løven rozpoczęto w 1968 roku. Powierzchnia lodowca wynosi 5,5 km² (Björnson i in., 1996). Lodowiec o długości około 4,8 km i szerokości 1 km spływa w kierunku północnym, kończąc się na wysokości około 50 m n.p.m. Maksymalna wysokość jego położenia osiąga około 650 m n.p.m. Lodowiec Løven w części firnowej jest częściowo umiarkowany. Obserwuje się stałe odpływy zimowe z tego lodowca, czego dowodem są występujące na jego przedpolu nalodzia. Ruch lodowca w centralnej części nie przekracza 4-8 m rocznie (Liestøl, 1990).

Średnia ablacja tego lodowca w okresie 1968-1997 wyniosła 108 cm e.w. W sezonie 1995/1996 ablacja była niższa od średniej rocznej z wielolecia o 20 %, a w 1996/1997 stanowiła 91 % jej wartości. Największy ubytek lodu w wyniku ablacji odnotowano w roku 1974 159 cm e.w., a najmniejszy w roku 1968, 51 cm e.w. Zimowa akumulacja śniegu lodowca Midre Løven w analizowanym czasie wyniosła średnio 74 cm e.w. Maksymalny bilans zimowy wyniósł 106 cm e.w. (rok 1986), a najmniejszy 36 cm e.w. (rok 1970). Wartości te są zbliżone do wartości akumulacji

śniegu na lodowcu Waldemara. Średni bilans masy lodowca Midre Løven w okresie 1968-1998 wyniósł –35 cm e.w., a w okresie 1996-2001 -28 cm e.w. Lodowiec Midre Løven odznacza się wyraźnie ujemnym bilansem masy. Od początku badań, bilans masy tego lodowca był pozytywny tylko podczas czterech lat bilansowych. Ostatnim rokiem z dodatnim bilansem masy był rok 1996, i wyniósł on +2 cm e.w. (tyle samo, co w przypadku lodowca Waldemara). Linia rocznej równowagi (ELA) na lodowcu Midre Løven zmieniała swoje położenie od 225 m n.p.m. do ponad 650 m n.p.m. Tylko w roku 1969 i 1993 wystąpiła poza obszarem lodowca. Średnia wysokość jej położenia to 390 m n.p.m., natomiast w latach 1996-2001 znajdowała się średnio na wysokości 372 m n.p.m. Jest to wartość zbliżona do średniej dla lodowców tej części Spitsbergenu.



Ryc. 138. Bilans masy netto wybranych lodowcow Svalbardu.
1 – Austre Brøgger, 2 – Midre Løven, 3 – Kongsvegen, 4 – Waldemar, 5 – Bøgger, 6 – Bertil, 7 – Longyear, 8 – Daud, 9 – Vøring, 10 – Vestre Grønfjord, 11 – Austre Grønfjord, 12 – Fridjøv, 13 – Hans.

Bilans masy lodowców Spitsbergenu odznacza się wyraźnie ujemnym trendem. Przeważają wartości ujemne, jednak w niektórych latach większość lodowców posiadała również bilans dodatni (ryc. 138). Takim rokiem był 1982, gdzie dodatni bilans posiadały lodowce: Midre Løven, Bøgger i Longyear, a inne zrównoważony. Średnio bilans w tym roku wyniósł +1 cm e.w. Drugim takim rokiem był 1987, w czasie którego pozytywny bilans masy wykazywały wszystkie lodowce regionu Kongsfjordu. Podobna sytuacja wystąpiła w roku 1991 i 1996. Dodatnim bilansem masy w roku 1996 charakteryzował się także lodowiec Waldemara (+2,2 cm ew.). Jedynym lodowcem, który odznaczał się przeważnie dodatnimi wartościami bilansu w całym okresie był Kongsvegen. Średni bilans jego masy w okresie 1987-2001 wyniósł +2 cm e.w.

W ostatnich latach bilans masy lodowców Spitsbergenu ma charakter wyrównany w strefie wartości ujemnych. Największe ujemne wartości wystąpiły w roku 1998 i 2001. W roku 1998 bilans masy lodowca Austre Brøgger był o 98 % niższy w stosunku do średniej wartości z wielolecia, jak i do lat 1996-2001. W przypadku lodowca Midre Løven różnice te wyniosły odpowiednio 72 i 108 %. Bilans masy lodowca Waldemara był niższy w roku 1998 o 62 %, w porównaniu ze średnią wartością w tych latach.

Linia rocznej równowagi (ELA) na lodowcach spitsbergeńskich znajduje się na wysokości tylko 200 m n.p.m. w południowo-wschodniej części i wzrasta do 800 m n.p.m. w środkowopółnocnej partii archipelagu. Szczegółowe badania położenia linii równowagi prowadzono tylko na czterech lodowcach. Najwyżej znajdowała się na lodowcu Kongsvegen (około 500 m n.p.m.). Średnia wysokość jej położenia dla regionu Kongsfjordu waha się od 300 do 400 m n.p.m. W cieplejszych latach linia ta może przebiegać poza granicami lodowców.



Ryc. 139. Mapy bilansu masy lodowca Waldemara w latach 1996-2002

Średni roczny bilans masy netto lodowca Waldemara i lodowca Ireny zbliżony jest do innych lodowców Spitsbergenu o podobnej powierzchni. Lodowce te charakteryzują się wyraźnie ujemnym bilansem w wieloleciu. Na podstawie metod pośrednich (klimatycznych i kartograficznych), (Sobo-ta, 2000c, 2001) stwierdzono także, że ich czasowa zmienność jest podobna, a lata z dodatnim bilansem pokrywają się. Podobny przebieg ma również pionowa zmienność poszczególnych składowych bilansu z wysokością nad poziomem morza. Zgodności te wynikają z podobnych uwarunkowań lokalnych tych lodowców. Ich powierzchnia, rozciągłość wysokościowa, otoczenie, a także hydrologia mają podobny charakter. Ponadto w przypadki lodowca Waldemara, Ireny i lodowca Midre Løven w porze zimowej obserwuje się wypływy wód, czego dowodem są występujące na ich przedpolach nalodzia.

Aktualnie systematycznymi badaniami bilansu masy na Spitsbergenie objętych jest 6 lodowców: Midre Løven, Austre Brøgger, Kongsvegen, Hans, Irena i Waldemar, z czego dwa to lodowce zlokalizowane w rejonie Kaffiøyry. Bilans masy netto za 30 ostatnich lat lodowców Austre Brøgger i Midre Løven wyniósł odpowiednio –44 i –35 cm e.w. Średni bilans lodowca Kongsvegen od roku 1987 do 1998 wyniósł +6 cm e.w. Wartości składowych bilansowych lodowca Waldemara i Ireny są zbliżone do innych lodowców Spitsbergenu, zakończonych na lądzie.

c. Nalodzia rejonu Kaffiøyry (NW Spitsbergen)

Marek Grześ

i. Zarysowanie problemu

Z pośród wielu typów nalodzi występujących w przyrodzie (W.R. Aleksiejew 1987) na szczególną uwagę glacjologów i geomorfologów glacjalnych zasługują nalodzia lodowcowe. Jest to powszechne zjawisko na przedpolach lodowców zachodniego Spitsbergenu (S. Baranowski 1977; J. Åkerman 1982; E. Bukowska-Jania 2000). Zimowe wypływy z lodowców, a w konsekwencji nalodzia są wskaźnikami ich termiczno – wilgotnościowego ustroju (S. Baranowski 1977; J. Jania 1998; M. Pulina 1984). Większość badań nalodzi glacjalnych Svalbardu przeprowadzona była latem, zatem w okresie ich degradacji. Dotyczyły one głównie roli pokryw nalodziowych w przekształcaniu rzeźby stref marginalnych i ekstramarginalnych (m.in.: S. Jewtuchowicz 1966; Cegła J., Kozarski S. 1977; S. Baranowski 1977; S. Kozarski 1975; A. Olszewski 1981; M.J. Humbrey 1984; M.R. Bennett et.al. 1988). Warto w tym miejscu wspomnieć o szczególnym przypadku nalodzi ekstramarginalnej lodowca Goes. Geomorfologiczne jego skutki były wielokrotnie opisywane. Powstanie ogromnej jak na warunki spitsbergeńskie nalodzi wiązać należy z zimowymi spłynięciami zaporowego jeziora Goesvatnet (M. Grześ, M. Banach 1984).

Znana jest przyczyna powstawania nalodzi glacjalnych. Nie wiadomo do końca, w jaki sposób dochodzi do ich powstawania. Nie wiadomo też, dlaczego w obrębie nalodzi co pewien czas mają miejsce gwałtowne i krótkotrwałe wypływy wody. Stwierdzono, że pod i w pokrywach nalodziowych w okresie zimowym funkcjonuje system kanałów (M. Grześ, K.R. Lankauf 1997; M. Grześ, I. Sobota 2000). Do podobnego wniosku doszedł A. Olszewski (1981) w czasie obserwacji degradacji nalodzi lodowca Elizy. Badania nalodzi w okresie zimy, a więc w okresie ich powstawania są dość trudne ze względu na fakt ich maskowania przez pokrywę śnieżną. Badania zimowego odpływu i nalodzi zapoczątkowane zostały przez M. Pulinę (1984, 1990).Szczególnie interesujące wyniki przyniosły kriochemiczne analizy. Ich wyniki pozwoliły na pośrednie określenie wielkości odpływu zimowego z lodowca Werenskiolda. Szacunku zimowego odpływu z lodowca Waldemara dokonali też M. Grześ i I. Sobota (2000). Sprawdziły się wcześniejsze przypuszczenia, o ogromnej roli po-krywy śnieżnej w rozwoju nalodzi (M. Grześ, K.R. Lankauf 1997).

ii. Obszar badań

Kaffiøyra to nadmorska równina położona pomiędzy kończącymi się w Cieśninie Forland lodowcami Aavatsmark i Dahl. W kierunku Kaffiøyry spływa 6 lodowców, których powierzchnia w ciągu XX wieku uległa znacznemu zmniejszeniu (tab. 15, ryc. 140).

Tab. 15. Wybrane parametry lodowców Kaffiøyry, wg Lankaufa (1999)

Lodowiec	Powierzchnia w 1995 (km ²)	Położenie czoła (m a.s.l.)	Powierzchnia ubytku (%)
Waldemar	2,7	126	25
Irena	4,3	97	22
Eliza	12,2	30 - 60	28
Eivind	2,0	145	51
Andreas	5,8	50	26
Oliver	1,09	110	53



Ryc. 140. Nalodzia rejonu Kaffiøyry

 1 - obszary zajęte przez nalodzia, 2 - miejsce występowania "wypłuczyn" nalodziowych, 3 - supraglacjalne nalodzia, 4 - zasięg lodowców narodzi XVIII/XIX wieku, 5 - zasięgi lodowców narodzi 1936 r., 6 - zasięgi lodowców w 1995 r., 7 - Stacja Polarna Uniwersytetu Mikołaja Kopernika Mapę nalodzi wykonano na podkładzie mapy zasięgów lodowców Lankaufa (1999) Jeszcze w końcu lat 30–tych kiedy to na Kaffiøyrze prowadził badania M. Klimaszewski (1960) recesja lodowców oceniona została przez K.R. Lankaufa (1999) na około 8,8 %. M. Klimaszewski badania prowadził w sezonie letnim 1938 roku. W jego pracy opublikowanej w 1960 roku brak wzmianek o występowaniu nalodzi na przedpolach lodowców Kaffiøyry. Jednak na fotografiach załączonych do pracy widoczne są niewielkie ich płaty. Nalodzia widoczne są również na skośnym zdjęciu lotniczym B. Lunckego z 1936 roku. A. Olszewski (1981) interpretuje je jako nalodzia fluwioglacjalne. Występowały one na przedpolach zewnętrznych moren czołowych lodowców Andreasa, Eivinda i Elizy. Strefy marginalne pozostałych lodowców nie są widoczne na fotografii. A. Olszewski (1981) stwierdza, że od lat pięćdziesiątych nalodzia ekstramarginalne w rejonie Kaffiøyry występują tylko przed moreną czołową lodowca Andreasa. Nie znajduje to potwierdzenia w obserwacjach autora. W połowie lipca 1975 roku ekstramarginalne nalodzia stwierdzono również na sandrze lodowca Waldemara.

W związku ze znacznym udziałem śniegu w pokrywach nalodziowych istnieje możliwość popełnienia błędu i zakwalifikowania niewielkich fragmentów nalodzi glacjalnych jako płatów śniegu z ostatniego sezonu zimowego. W. R. Aleksiejew (1987) wyróżnia szczególny przypadek nalodzi śnieżnych. Do tych szczególnych przypadków zaliczyć można również lód nałożony (naskorupiony) na lodowcach, który uznać można za jedną z form nalodzi występujących w przyrodzie.

iii. Występowanie nalodzi glacjalnych i ich zasięg

Obserwacje nalodzi glacjalnych rejonu Kaffiøyry rozpoczęto w 1995 roku (7 sezonów letnich, 6 sezonów wiosennych). Stwierdzono ich występowanie przed czołami wszystkich sześciu lodowców. Jedynie w przypadku lodowca Waldemara i Andreasa wkraczały one w strefę ekstramarginalną. Sytuację taką tłumaczyć można "pojemnością" strefy wewnętrznej rozumianej jako możliwość gromadzenia wody odpływającej z lodowca. Po jej przekroczeniu dochodzi do wypływania wody na sandr ekstramarginalny (M. Grześ, K.R. Lankauf 1997; M. Grześ, I. Sobota 2000). Postępująca recesja lodowców prowadzi do przyrostu wspomnianej wyżej pojemności i braku nalodzi w strefie ekstramarginalnej.

Jak już wyżej wspomniano, dokładne wyznaczenie granic (zarysu) nalodzi nastręcza dużo problemów. Głównie z powodu ich maskowania przez pokrywę śnieżną. Przy wyznaczaniu konturów nalodzi na podstawie "wilgotnych, powierzchni zawsze prowadzone są uzupełniające sondowania i wkopy. Stwierdzono, że "wilgotne powierzchnie" w wielu przypadkach powstają w wyniku lokalnych wypływów z wcześniej utworzonej nalodzi, która później została przykryta śniegiem. Metoda "mokrych plam" sprawdza się przy wyznaczaniu konturów nalodzi w wewnętrznej strefie marginalnej.

Charakterystyczną formą rzeźby powierzchni nalodzi są tak zwane " bugry lodowe", czy jak proponuje je nazwać E. Bukowska-Jania "wypuczyny". Mechanizm powstania i budowę wewnętrzną takich form opisali M. Grześ i I. Sobota (2000). Stwierdzono, że najbardziej oddalone "wypuczyny nalodziowe" z dużym przybliżeniem wyznaczają kontury nalodzi. Ta prosta metoda sprawdza się tylko w przypadku nalodzi ekstramarginalnych. Na dokładności wyznaczenia konturrów nalodzi zaciążyła również metoda określenia pozycji miejsca pomiaru (GPS).

Na podstawie wyników pomiarów przeprowadzonych w czasie 7 sezonów wiosennych określono przeciętną powierzchnię nalodzi w tym okresie (tab. 16).

Każdego roku nalodzia zajmowały w rejonie Kaffiøyry przeciętnie powierzchnię 4,51 km². Największe nalodzia tworzą przed lodowcem Elizy. Przeciętna wieloletnia ich powierzchnia wynosi 1,59 km², co stanowi 47 % powierzchni wszystkich nalodzi analizowanego obszaru. Wyniki obserwacji przeprowadzonych w sezonach letnich świadczą o tym, że zasięg nalodzi przed poszczególnymi lodowcami w jakimś stopniu zależy od konfiguracji podłoża. Dla kilkuletnich okresów konfigurację podłoża można przyjąć za niezmienną (A.Olszewski 1981). Rzeźba strefy marginalnej określa wspomnianą wyżej "pojemność", po przekroczeniu której dochodzi do ekspansji nalodzi.

Brak dokładniejszych informacji na temat ilości wody odpływającej z poszczególnych lodowców w okresie zimowym. Stwierdzono, że nalodzia lodowca Waldemara, Elizy i Andreasa największe rozmiary osiągają zimą, która poprzedzona była ciepłym i wilgotnym sezonem letnim (np. 1998,1999). E. Bukowska-Jania (2000) twierdzi, że im chłodniejsze lato tym większe nalodzia mogą powstawać podczas następnej zimy. M. Pulina i I. Postnov (1989) uważają, że nalodzia związane z zasilaniem krasowym i krasowo – lodowcowym największe powierzchnie osiągają zimą poprzedzoną ciepłym sezonem letnim. Brak jednomyślności co do tych zależności wskazuje na potrzebę dalszych badań.

Widtacii 1990 2001						
Ladawiaa	Powierzchnia nalodzi (km ²)					
Lodowiec	marginalnych	ekstramarginalnych				
Waldemar	0,21	0,35				
Irena	0,38	-				
Eliza	1,59	-				
Eivind	0,33	-				
Andreas	0,58	0,43				
Oliver	0,11	-				

Tab. 16. Przeciętna	powierzchnia	nalodzi	rejonu	Kaffiøyry
V	v latach 1996-	2001		

Szacunkowe sezonowe różnice w powierzchni poszczególnych nalodzi rejonu Kaffiøyry wynoszą 15 – 20 %. Na sezonową zmienność powierzchni nalodzi wpływają również warunki śniegowe. Większe miąższości śniegu sprzyjają dalszej penetracji wody odpływającej z lodowca.

Dane zaprezentowane w tabeli 15 i 16 pozwalają na sprecyzowanie wniosku, że lodowcom większym powierzchniowo, towarzyszą większe powierzchniowo nalodzia. Takiej prostej zależności nie potwierdza E. Bukowska-Jania (2000), wskazując na udział większej ilości czynników. O roli niektórych z nich będzie jeszcze mowa.

iv. Powstawanie i rozwój nalodzi

W początkowym okresie zimy nalodzia rozwijają się przy małym udziale śniegu i ich zasięg ogranicza się do stosunkowo wąskiej strefy przylodowcowej. Większość wody zamarzając wypełnia lokalne zagłębienia na trasie spływu. Do istotnej zmiany dochodzi gdy u podstawy czoła lodowca zaczyna gromadzić się śnieg. To znane zjawisko wywołane jest efektem orograficznym i wywiewaniem śniegu z lodowca.

Z przykrytych śniegiem nalodzi wypływa woda. Zależnie od charakteru wypływu i ilości wody, dochodzi do kapilarnego podsiąkania i powstawania inicjalnych sub- i inniwalnych kanałów. Na powierzchni pojawiają się wspomniane już wyżej "mokre plamy" "szarego" śniegu. Zjawisku temu może towarzyszyć występowanie "błota śniegowego" (snow slush).

Pod koniec każdego sezonu zimowego (kwiecień – maj) w rzeźbie powierzchni nalodzi zaznaczają się niewielkie deniwelacje. Mają one formę lokalnych i regularnych wybrzuszeń ("wypuczyn"). Występowanie ich nie jest związane z rzeźbą podłoża. Na ekstramarginalnej nalodzi lodowca Waldemara i Andreasa " wypuczyny" układają się w wyraźne ciągi. Prawidłowość ta nie ma miejsca na nalodzi Elizy. Wysokość "wypuczyn" na ogół nie przekracza kilkudziesięciu centymetrów. Pojedyncze formy osiągają nawet 1,5 – 1,7 m wysokości i średnicę 20 – 25 metrów.

Interesujące wyniki przyniosły szczegółowe badania "wypuczyn". Stwierdzono, że ich występowanie nie jest związane z rzeźbą podłoża. W powłoce lodowej większości obserwowanych "wypuczyn" widoczne są wyraźne spękania i szczeliny rozchodzące się radialnie od kulminacji. Wyróżniono dwa rodzaje form. Pierwsze nazwano zamkniętymi i w ich pokrywie występują tylko spękania i delikatne rysy (ryc. 141). Przeciętna wysokość nie przekracza 0,5 – 0,7 m. Osiągają one natomiast znaczne średnice, rzędu 30 – 50 m. Formy te są dość trudne do zaobserwowania w terenie, szczególnie po intensywnych opadach śniegu. Przy silnym wietrze bardzo często są odpreparowywane. Najczęściej widoczne są tylko grzbiety "wypuczyn", jako place "gołego" lodu. Drugi rodzaj "wypuczyn" nazwano otwartymi, ponieważ obok spękań występują V – kształtne szczeliny oraz wyraźny 'krater". Formy te osiągają wysokość 2 m. W Gipsdalen obserwowano "wypuczyny" o wysokości ponad 3 m. Formy te należy wiązać z wypływami wód krasowych. Średnica "wypuczyn" otwartych nie przekraczała 20 m, była zatem mniejsza od średnicy "wypuczyn" zamkniętych (30 – 50m).



Ryc. 141. Schematy drenażu nalodzi

A - typowy przekrój przez narodź, B - przekrój przez "wypuczynę" zamkniętą, C - przekrój przez "wypuczynę" otwartą; 1 - podłoże, 2 - lód nalodziowy, 3 - śnieg, 4 - woda

Objęte badaniami "wypuczyny" charakteryzowały się zróżnicowaną budową wewnętrzną. Na podstawie wierceń, sondowań w szczelinach i w kraterach wydzielono cztery typowe przypadki: 1."wypuczyny" puste wewnątrz,

2."wypuczyny" wypełnione wodą o swobodnym zwierciadle,

3. "wypuczyny" wypełnione wodą o napiętym zwierciadle,

4. "wypuczyny" wypełnione lodem.

Powstanie "wypuczyn" tłumaczyć należy wzrostem ciśnienia wody w systemie wewnętrznego drenażu nalodzi. W pierwszym przypadku, w momencie powstawania wybrzuszenia dochodzi do udrożnienia kanałów (kanału), powstania nowych i spłynięcia wody. W drugim przypadku ma miejsce tylko do cześciowe udrożnienie systemu. Stwierdzono tylko trzy sytuacje (przypadek 3) z napiętym zwierciadłem wody. Po przewierceniu powłoki lodowej woda wypływała na wysokość 15 -20 cm. Zjawisko to trwało nie więcej niż 10 minut. Wypływająca woda infiltrowała w pokrywę śnieżną otaczającą "wypuczynę". Zwierciadło wody wewnątrz "wypuczyny" stopniowo obniżało się, aby po godzinie osiągnąć poziom otoczenia. W czwartym przypadku jądro "wypuczyn" wypełniał lód o chaotycznej strukturze (4 sytuacje). Wody śródnalodziowe charakteryzują się wysoką mineralizacją (M. Grześ, I. Sobota 2000), wraz ze wzrostem ciśnienia w kanałach dochodzi do obniżenia punktu krzepnięcia. W momencie powstawania tego typu "wypuczyn" ma miejsce gwałtowny spadek ciśnienia i krzepniecie wody w całej masie. Świadczyć o tym może chaotyczna struktura lodowego wypełnienia "wypuczyn". Taka struktura wewnętrzna "wypuczyn" była wielokrotnie obserwowana w okresie ich rozpadu. Na tym etapie badań trudno nawet o szacunek ciśnień wewnątrz nalodzi. Skrajny przypadek obserwowano w kwietniu 1996 roku na ekstramarginalnej nalodzi lodowca Andreasa. W momencie powstawania "wypuczyny" doszło do rozerwania powłoki lodowej. Kawałki lodu o grubości około 25 cm wyrzucone zostały na odległość około 20 m.

Opisane wyżej przypadki świadczą o istnieniu skomplikowanych systemów drenażu wewnętrznego nalodzi. W każdej nalodzi funkcjonują dwa systemy drenażu: grawitacyjny i wymuszony (pod ciśnieniem). Bardzo często dochodzi do zamian charakteru drenażu, z grawitacyjnego na wymuszony i odwrotnie. Podstawą do takiego stwierdzenia są wyniki wierceń oraz analiza ścian nalodzi powstałych wczesnym latem w wyniku ich rozcięcia przez potoki (ryc. 141).

Przyczyny powtarzających się nieregularnie gwałtownych wypływów wody (wylewów) na nalodziach nie są do końca znane. W bezpośrednim sąsiedztwie lodowca mogą być one wiązane z krótkotrwałym przyrostem objętości wody odpływającej z lodowca. Brak jednak bezpośrednich dowodów na to zjawisko. Na ekstramarginalnych nalodziach lodowca Waldemara i Andreasa "wypuczyny" lodowe i "wylewy" wód występują najczęściej w miejscach wyraźnej zmiany nachylenia powierzchni stożka sandrowego. Przeciętne nachylenie powierzchni stożka sandrowego wspomnianych lodowców wynosi około 2,5 – 3,0 °. Górne ich partie nachylone są pod kątem 7 – 8°. Zaznacza się to bardzo wyraźnie w morfologii powierzchni stożków oraz w morfologii powierzchni nalodzi. Zasięg wylewów znacznie wykracza poza miejsca zmian nachylenia powierzchni.

Zmiana systemu drenażu nalodzi ze swobodnego (grawitacyjnego) na wymuszony (pod ciśnieniem) wywołana może być kilkoma przyczynami. Za najważniejszą uznać należy utratę drożności w wyniku obmarzania kanału i zamarznięcia wpływu. Nie można wykluczyć, że do utraty drożności nalodzi dochodzi również w wyniku tąpnięć (osiadania) powierzchni. Samo zjawisko tąpnięcia wielokrotnie obserwowano, a dowodem na to są dyslokacje warstw tworzących nalodzia, które obserwowano latem w ścianach nalodzi lodowca Waldemara i Elizy.

Miąższość nalodzi określono na podstawie domiaru do reperów wysokościowych, wierceń wykonanych na wiosnę oraz rozcięć pokryw na początku sezonu letniego. Największe miąższości nalodzi stwierdzono w przełomie rzeki Waldemara przez wał lodowo – morenowy i osiągały one 7 – 8 m (M.Grześ, I.Sobota 2000). Jest to szczególny przypadek. Przełom zasypywany jest śniegiem, który po nasyceniu wodą odpływającą z lodowca staje się nalodzią śnieżno – lodowcową. Szacunek miąższości nalodzi w strefach marginalnych, z uwagi na zróżnicowaną rzeźbę jest dość trudny. Na wewnętrznej nalodzi lodowca Waldemara maksymalne stwierdzone miąższości nie przekraczały 3 m. W bezpośrednim sąsiedztwie subglacjalnego wypływu z lodowca Elizy, miąższość pokryw nalodziowych przekraczała 4 m. Ekstramarginalne nalodzia lodowca Waldemara i Andreasa osiągają miąższość 2 m.

Analizując miąższość nalodzi należy pamiętać o roli śniegu. Pokrywa śnieżna ułatwia migrację i odpływ wody, na co już wyżej zwracano uwagę. Miejsca "wylewów", określone wcześniej jako "mokre plamy" stają się pułapkami dla przenoszonego wiatrem i padającego śniegu. Ta śniegowa nadbudowa nalodzi identyfikowana może być jako lekko wypukła powierzchnia z wyjątkowo twardym śniegiem.

v. Supraglacjalna nalodź lodowca Waldemara

W końcu lat siedemdziesiątych na lodowcu Waldemara, około 25 m powyżej czoła, zaczął funkcjonować wypływ (M. Grześ, K.R. Lankauf 1997). Pod koniec sezonu ablacyjnego obserwowano wzmożoną jego aktywność. Na przełomie sierpnia i września 1995 roku wydajność wypływu oszacowano na 50 l/sek. Wypływ dał początek supraglacjalnej nalodzi o powierzchni około 2000 – 2500 m². Na podstawie map topograficznych w skali 1:5000 i 1:10000 autorstwa K.R. Lankaufa (2001) oraz własnych obserwacji z lat 1995 – 2001 dokonano oceny roli supraglacjalnej nalodzi w przebiegu recesji lodowca.

Zarys czoła lodowca Waldemara w odróżnieniu do pozostałych lodowców rejonu Kaffiøyry charakteryzuje się wyraźną asymetrią (ryc. 142). Jedną z przyczyn jest zmiana warunków topnienia wywołaną obecnością nalodzi na lodzie lodowcowym.



Ryc. 142. Schemat ilustrujący wpływ nalodzi supraglacjalnej na recesję lodowca 1-wypływ, 2-nalodź supraglacjalna, 3-nalodź marginalna

Latem 1995 roku stwierdzono wyraźne obniżenie powierzchni na kontakcie lodu lodowcowego (albedo 35 – 40 %) i lodu nalodziowego (albedo 65 – 75 %). Pogłębiane stopniowo w następnych sezonach letnich (1996 - 1999) zagłębienie, doprowadziło do powstania "guza" lodowego o wysokości około 4 m i średnicy około 100 - 120 m. Do 2000 roku był on przykryty jeszcze charakterystyczną białą czapą lodu nalodziowego, o miąższości około 70 – 80 cm. Na początku sezonu ablacyjnego 2000 roku supraglacjalna nalodź całkowicie zanikła. Nie doszło też do jej odbudowy w sezonie zimowym 2000/2001.

Zmiana systemu drenażu lodowca doprowadziła też do zaniku wspomnianego wyżej wypływu. Nadmienić należy, że przez około 21 lat marginalne nalodzia lodowca Waldemara związane były również z supraglacjalnym wypływem.

vi. Uwagi o degradacji nalodzi

Większość badań związanych z nalodziami podejmowana była w stadium zaawansowanej ich degradacji. Zasadniczo brak pełnej informacji na temat początku rozpadu pokryw nalodziowych. Jak dotychczas najdokładniejsze badania nad zanikaniem nalodzi przeprowadził A. Olszewski (1981). Na podstawie precyzyjnych zdjęć topograficznych testowego pola nalodziowego lodowca Elizy twierdzi, że dominującym procesem zanikania nalodzi jest ablacja (topnienie powierzchniowe). Mniejszą rolę odgrywa termoerozja. Interesujące wyniki dla całego Spitsbergenu prezentuje E. Bukowska-Jania (2000). Nie dotyczą one jednak opisu samego zjawiska degradacji, a zmniejszania powierzchni nalodzi latem 1990 roku. Zanikanie nalodzi rejonu Kaffiøyry, nie było przedmiotem szczegółowych badań autora, a prezentowane stanowisko oparto jedynie na obserwacjach i dokumentacji fotograficznej.

Z nastaniem okresu z dodatnią temperaturą powietrza najszybciej zanika pokrywa śnieżna w strefach ekstramarginalnych. Obserwuje się wtedy zjawisko odpreparowywania nalodzi (w związku z mniejszą gęstością śniegu). Przeważnie w połowie czerwca widoczne są już tylko nalodzia. Jest to najodpowiedniejszy moment do określenia zasięgu nalodzi.

Po odpreparowaniu nalodzi rozpoczyna się proces ich zanikania, w którym istotną rolę odgrywają supranalodziowe cieki (M. R. Bennet, et. al. 1998). W końcowej fazie rozwoju rozcinają one nalodzie, dzieląc je na mniejsze pola. Prowadzi to do przyspieszenia zanikania nalodzi, na drodze termoabrazyjnego podcinania i obłamywania lodowych ścian.

Niezwykle ważny moment w procesie degradacji nalodzi to początek odpływu ablacyjnego z lodowca i uruchomienie transportu materiału fluwioglacjalnego.

W degradacji nalodzi ważną rolę odgrywa zimowy system drenażu. Dochodzi do zapadania się stropów "wypuczyn". W miejscach tych powstają niewielkie jeziorka, dając początek ciekom nalodziowym. Bardzo często dochodzi też do zapadania się stropów innalodziowych i subnalodziowych kanałów.

Porównując wielkość ablacji czystego lodu lodowcowego z lodem nalodziowym można przypuszczać, że obserwowane jeszcze w drugiej połowie lipca fragmenty nalodzi musiały mieć miąższość około 3,5 – 4,0 m. Potwierdzają to wyniki pomiarów miąższości nalodzi lodowca Elizy wykonane w kwietniu i w lipcu.

Poruszono tylko, niektóre problemy związane z zanikaniem nalodzi lodowcowych rejonu Kaffioyry. Problematyka ta wymaga dalszych szczegółowych badań.

vii. Wnioski

Wraz z postępującą recesją lodowców dochodzi do przyrostu "pojemności" strefy marginalnej (wewnętrznej), która eliminuje powstawanie nalodzi ekstramarginalnych. W czasie maksymalnego zlodowacenia jedyną formą nalodzi były nalodzia ekstramarginalne i prawdopodobnie supraglacjalne.

W rejonie Kaffiøyry większym powierzchniowo lodowcom towarzyszą większe powierzchniowo nalodzia. Sezonowa zmienność powierzchni nalodzi oszacowana została na około 15 – 20 %. Większe (powierzchniowo) nalodzia występują po ciepłych i wilgotnych sezonach letnich. Oprócz ilości wody odpływającej z lodowca, o zasięgu nalodzi w znacznym stopniu decydują warunki śniegowe. Przy obliczaniu objętości nalodzi zawsze trzeba uwzględniać udział śniegu, który wynosić może nawet 80 %. Jest to jeden z ważniejszych problemów, który wymaga dalszych badań.

W okresie zimowym w nalodziach funkcjonują dwa systemy drenażu: swobodny (grawitacyjny) i wymuszny (pod ciśnieniem). Powstanie "wypuczyn" nalodziowych związane jest z utratą szczelności wymuszonego systemu drenażu i wylewami (wypływami) wody na powierzchnię, w miejscach oddalonych od czoła nawet o 2,5 km. Zależnie od warunków, powstania wyróżniono 4 typy "wypuczyn".

W rejonie Kaffiøyry występował tylko jeden przypadek nalodzi supraglacjalnej, na lodowcu Waldemara. Wpłynęła ona w istotny sposób na asymetrię zarysu i profilu podłużnego jego czoła.

O zanikaniu nalodzi decyduje przede wszystkim jej rozpad na mniejsze pola. Do rozpadu nalodzi dochodzi głównie w miejscach sub- i innalodziowego drenażu zimowego. Istotną rolę w zanikaniu nalodzi odgrywa zapadanie się stropów wypuczyn.

Podziękowania

Badania prowadzono w ramach grantu Rektora Uniwersytetu Mikołaja Kopernika nr 583-G. Pragnę podziękować dr Krzysztofowi R. Lankaufowi za udostępnienie map jego autorstwa oraz konsultacje. Szczególnie dziękuję dr Ireneuszowi Sobocie za pomoc i współpracę w czasie badań terenowych oraz długie dyskusje na temat warunków krążenia wody w nalodziach.

d. Monitoring sezonowego odmarzania gruntu na Kaffiøyrze w ramach projektu CALM

Marek Grześ

Na obszarach z ujemnym rocznym bilansem cieplnym występuje zjawisko wieloletniej zmarzliny. W trakcie, najczęściej, krótkiego lata, gdy bilans cieplny przyjmuje znak dodatni, fala ciepła przenika grunt do pewnej głębokości doprowadzając do powstania tzw. warstwy czynnej (*active layer*). Znajomość głębokości sezonowego odmarzania gruntu oraz przestrzennego i czasowego zróżnicowania warstwy aktywnej jest nieodzowna dla wielu dziedzina nauki i z punktu widzenia działalności człowieka. Zjawisko sezonowego odmarzania gruntu dotyczy ogromnych obszarów kuli ziemskiej, szczególnie jej części północnej (ryc. 143).

Wobec wzrastającego zainteresowania skutkami globalnych zmian klimatycznych, badania nad dynamiką warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny nabierają dużego znaczenia. Koniecznym staje się prowadzenie stałego monitoringu tej warstwy w skali globalnej w celu wyjaśnienia roli zamarzniętych gruntów w globalnych zmianach klimatycznych. (Vaikmae i in., 1995; Anisimov, Nelson, 1996; Anisimov i in., 1997).

W tym celu podjęto próbę stworzenia uniwersalnej bazy danych, w której gromadzone byłyby wyniki pomiarów warstwy aktywnej z różnych regionów globu. Program monitoringu warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny CALM (Circumpolar Active Layer Monitoring) został zapoczątkowany z inicjatywy IPA (International Permafrost Association) w 1991 roku. Początkowo nieformalny projekt przekształcił się po kilku latach w program finansowany z grantu US National Science Foundation. Głównym zadaniem CALM jest gromadzenie, opracowywanie i udostępnianie wszystkim zainteresowanym informacji dotyczących miąższości warstwy aktywnej w różnych regionach globu.

W bazie danych programu znajdują się obecnie dane ze 120 miejsc na obu półkulach, w których prowadzony jest monitoring warstwy aktywnej. W programie uczestniczy 15 państw: Chiny, Kanada, Dania, USA, Rosja, Szwajcaria, Szwecja, Włochy, Norwegia, Nowa Zelandia, Niemcy, Norwegia, Japonia, Kazachstan i Mongolia. Koordynatorem programu z ramienia IPA jest dr Jerry Brown, a z ramienia US National Science Foundation prof. K.M. Hinkel z Wydziału Geografii Uniwersytetu w Cincinnati. Należy podkreślić, że problematyką sezonowego odmarzania gruntu zajmowało się do tej pory również wielu polskich badaczy. Ich prace dotyczą głównie obszaru Spitsbergenu (Czeppe, 1960 1966; Jahn, 1982; Repelewska-Pękalowa i Gluza, 1988; Grześ, 1985, 1988, 1997), rzadziej Mongolii (Grześ i Babiński,1979).



Ryc. 143. Rozmieszczenie wieloletniej zmarzliny na półkuli północnej (Washburn 1979)

Uczestnicy programu przesyłają swoje wyniki do koordynatorów programu w formie elektronicznej. Dla celów ujednoliconej archiwizacji przesyłający korzystają ze specjalnej instrukcji dotyczącej sposobu zapisu danych i wypełniają formularz pomiarowy. W formularzu oprócz informacji o miąższości warstwy aktywnej znajdują się również dane dotyczące położenia punktu, rodzaju rzeźby, wysokości nad poziomem morza, rodzaju gruntu i jego wilgotności, roślinności oraz metody pomiaru. Oprócz tego znajdują się informacje dodatkowe takie jak: informacje o warunkach klimatycznych rejonu, powierzchnia obszaru badań, długość zalegania pokrywy śnieżnej itp. Każde ze stanowisk pomiarowych posiada swój kod. W tab. 17 przedstawiono wypełniony formularz dla punktów pomiarowych z rejonu Kaffiøyry. Uczestnicy programu CALM korzystają z różnych metod pomiaru. Niektórzy dla ustalenia miąższości warstwy aktywnej używają sond udarowych (najcześciej są to stalowe pręty). Oceny głębokości odmarzania gruntu wykonywane są również na podstawie wyników pomiaru temperatury gruntu. W powszechnym użyciu są też zmarzlinomierze. Ocena miąższości warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny dokonywana jest w oparciu o stacjonarne pomiary w jednym miejscu, w kilku charakterystycznych miejscach oraz w tzw. transektach. Wybór metody zależy od potencjalnych możliwości prowadzących obserwacje. (http://k2.gissa.uc.edu/ ~kenhinke/CALM/)

Site code $(rev 2/20)$	D 24	D DP		
Site code (rev 3/20)	P_ZA Kaffiøvra Beach	P_2B Kaffiøyra Tundra	Kaffiøvra Moraine	
CALM Metadata form	313P 2A	313P 2B	313P 2C	
Responsible for data sub-	Mark Grzes	Mark Grzes	Mark Grzes	
Email Address	gmark@geo.uni.torun.pl	gmark@geo.uni.torun.pl	gmark@geo.uni.torun.pl	
Institution/Organization	Institute of Geography, Nicholas Copernicus Uni- versity	Institute of Geography, Nicholas Copernicus Uni- versity	Institute of Geography, Nicholas Copernicus Uni- versity	
Location description				
Location Lat.	78°44'N	78°44'N	78°44'N	
Location Lon.	11°43'E	11°43'E	11°43'E	
Elevation avg. (m)	1 -2 m a.s.l.	2 -5 m a.s.l.	13 - 15 m a.s.l.	
Name code				
Methods Grid				
Methods Other	soundings by metal probe	soundings by metal probe	soundings by metal probe	
Years of record (1)	6	6	6	
Min Thaw (cm)(2)	109	113	170	
Max Thaw (cm)(2)	128	168	219	
Thawing Degree Days (3)	300 - 400	300 - 400	300 - 400	
Landscape Description	marine beach	Isostatic raised plain, old beach	lateral moraine	
Vegetation /Classification	unvegetated surface	dry poor tundra	unvegetated surface	
Soils* (or Material)	marine sands	sands and gravels	glacier deposits	
Max. summer thaw				
1990				
1991				
1992				
1993				
1994				
1995				
1996	118	145	205	
1997	124	148	182	
1998	109	113	178	
1999	120	165	200	
2000	117	156	210	
2001	122	158	219	
2002	128	168	170	
soil temp. measurements (year started)	1975	1975	1975	
soil moisture measurements (year started)	no	no	no	
general description of soil moisture (dry, moist, wet, saturated) very well drained, often drench by sea water dur- ing high tide		well drained	poor drained	
soil texture: if non organic describe texture, if organic indicate thickness of organic layer (cm)	loose marine sands and gravels	dry poor tundra (5 cm)	clay	
mean annual air temp	-6,3	-6,3	-6,3	
mean May air temp	-4,0	-4,0	-4,0	
mean June air temp	1,5	1,5	1,5	

Tab. 17. Przykładowa metryczka programu CALM dla punktów zlokalizowanych na Kaffiøyrze

mean July air temp	4,9	4,9	4,9
mean August air temp	3,9	3,9	3,9
mean September air temp	-0,3	-0,3	-0,3
total annual precip. (mm)	385	385 385	
number of snow covered days	250 - 270	250 - 270	250 - 270
surface area of measure- ment (ha)	3500 3500		3500
mean altitude (m)	15	15	15
min altitude	0	0	0
max altitude (m)	50	50	50
type of major disturbance	None	None	None
date of major disturbance	NA	NA	NA

Obecnie w bazie danych programu CALM znajdują się wyniki pomiarów z sześciu regionów zachodniego Spitsbergenu (tab. 18). Polska reprezentowana jest dzięki danym pochodzącym z Calypsostrandy i z Kaffiøyry. Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, który od lat realizuje programy badawcze w rejonie Calypso przystąpił do programu CALM w 1998 roku i nadal kontynuuje przekazywanie danych (Repelewska-Pękalowa, 2002). Od 2002 w bazie znajdują się również wyniki pomiarów miąższości warstwy aktywnej (z lat 1996-2002) przeprowadzonych przez uczestników ekspedycji polarnych Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w rejon Kaffiøyry.

Nazwa	Położenie	Kod stanowiska	Kraj prowadzący badania	Rok, z którego pochodzą naj- starsze dane	Liczba lat, dla których ist- nieją dane
Kapp Linne	78° 03' N 13° 37' E	S1	Szwecja	1990	11
Calypsostranda	77° 34' N 14° 30' E	P1	Polska	1990	10
Janssonhaugen	78° 12' N 16° 28' E	N1	Norwegia	1998	3
Longyearbyen	78 12' N 15 45' E	N3	Norwegia	2000	3
Ny-Alesund	78° 56' N 11° 51' E		Norwegia	2001	2
Kaffiøyra	78° 41' N 11° 50' E	P2	Polska	1996	7

Tab. 18 Miejsca na Spitsbergenie, z których dane są gromadzone w bazie danych CALM

Kaffiøyra jest nadmorską nizina położoną nad brzegami Cieśniny Forland (Forlandsundet). Na północy granicę stanowi lodowiec Aavatsmark, kończący się w Zatoce Hornbeak, zaś na południu Lodowiec Dahl. Stanowi przedgórską równiną podniesiona wskutek ruchów izostatycznych, w której występuje 5 - 6 teras morskich wynurzonych w końcu plejstocenu. Trzeciorzędowe podłoże przykrywają osady czwartorzędowe (piaski, żwiry, iły morskie). Poziomy terasowe porozcinane są dolinami rzek lodowcowych i niwalnych. Stożki sandrowe, wcięte w równinę tundrową, wraz z korytami rzek roztokowych są jednym z ważniejszych elementów krajobrazu Kaffiøyry. Innym ważnym elementem rzeźby są wały lodowo morenowe budujące przedpola lodowców (Klimaszewski, 1960; Lankauf, 2002).

Pomiary sezonowego odmarzania gruntu w rejonie Kaffiøyry zostały zapoczątkowane przez M. Klimaszewskiego w 1938 roku (Klimaszewski, 1960). Następnie były kontynuowane od 1975 roku w trakcie kolejnych wypraw letnich (m.in.: Jahn, 1982; Marciniak i Szczepanik, 1983; Marciniak, Szczepanik, Przybylak, 1988; Pietrucień, Skowron, 1988; Wójcik, Marciniak, Przybylak, Kejna, 1990; Kejna, 1991; Araźny i Grześ, 2000; Szczypiński, 2002). Począwszy od 1996 roku obserwacje odmarzania gruntu prowadzone są m.in. w stałych punktach obserwacyjnych. Pełne ciągi pomiarowe z ostatnich siedmiu lat zgromadzono dla trzech spośród nich. Ich lokalizacje wybrano nieprzypadkowo, gdyż reprezentują one charakterystyczne dla rejonu Kaffiøyry geokompleksy: piaszczystą plażę, równinę tundrową i wał morenowy (ryc. 144). Każdorazowo do wykonania pomiarów wykorzystywano wyskalowany, żelazny pręt ze specjalną rękojeścią, ułatwiająca wyciąganie sondy z gruntu. Dodatkowo wykonywano pomiary temperatury gruntu. Do bazy danych programu CALM przesłano maksymalne wartości miąższości warstwy czynnej zmierzone w danym sezonie letnim. Poszczególnym stanowiskom koordynatorzy przypisali odpowiedni kod.

Punkt P2-a położony jest na akumulacyjnej równinie brzegowej (ok. 1 m n.p.m.), poza zasięgiem maksymalnych pływów morskich. Plaża zbudowana jest z łatwoprzepuszczalnych utworów piaszczysto-żwirowych, a jej powierzchnia pozbawiona jest roślinności. Powoduje to, że powierzchniowa warstwa gruntu jest znacznie przesuszona. Znaczny wpływ na warunki termofizyczne tego miejsca ma kapilarne podsiąkanie wody morskiej od stropu zmarzliny w czasie przypływu.





Drugi punkt (P2-b) objęty monitoringiem rozmarzania gruntu zlokalizowany jest na starym, płaskim stożku sandrowym, na przedpolu wału morenowego lodowca Aavatsmarka na wysokości ok. 3 m n.p.m. W strukturze gruntu dominują żwiry zmieszane z piaskami, mułkami i kawałkami skalnymi o różnej wielkości. Powierzchnia gruntu porośnięta jest suchą tundrą mszysto–porostową o małej miąższości z dominującymi gatunkami *Cladonia rangiferina* oraz *Saxifraga opositifolia* (Gugnacka–Fiedor, Kobak, 2000).

Stanowisko pomiarowe P2-c zlokalizowane jest na grzbiecie moreny czołowo-bocznej Lodowca Aavatsmarka na wysokości 10 m n.p.m. Wał zbudowany jest z kawałków skalnych o różnej wielkości zamieszanych z materiałem gliniastym, głównie piaszczystym i żwirowym. Do głębokości 1 m przeważnie występuje glina żwirowa, a głębiej piaszczysta i drobniejsza (Araźny, Grześ, 2000). Na powierzchni występują pojedyncze rośliny. Duże znaczenie dla przebiegu odmarzania gruntu w tym miejscu ma fakt, że pod koniec sezonu zimowego grzbiet wału pozbawiony jest (efekt wywiewania) śniegu (Araźny, Grześ, 2000). Powoduje to, że proces rozmarzania gruntu w tym miejscu rozpoczyna się dwa do trzech tygodni wcześniej niż na pozostałym obszarze. Warto podkreślić, iż jest to jedyne stanowisko pomiarowe z rejonu Spitsbergenu zlokalizowane na grzbiecie wału morenowego.

Obserwacje w rejonie Kaffiøyry wskazują na znaczne różnice w miąższości warstwy czynnej z roku na rok w jednym punkcie. Przebieg procesu odmarzania gruntu w danym miejscu jest jednak każdego lata podobny (ryc. 145). Potwierdzają to dane zawarte w bazie programu CALM (tab. 19).

Poza tym zaobserwowano duże przestrzenne zróżnicowanie wielkości letniego odmarzania gruntu w danym sezonie. Nawet na niewielkich przestrzennie obszarach, w obrębie podobnych środowisk, występują duże różnice w głębokości warstwy odmarzniętej. Wskazuje to jednoznacznie na dominującą rolę lokalnych warunków środowiska na przebieg i efekt procesu, tj. rodzaj gruntu, jego ekspozycja i nachylenie, długość zlegania pokrywy śnieżnej, roślinność a w szczególności wilgotność gruntu i jej zmiany w danym profilu. Potwierdzeniem tych tez mogą być dane pochodzące z rejonu Kapp Linne (tab. 19). Stanowisko oznaczone kodem S1-a zostało zlokalizowane na torfach, a S1-b na gruncie mineralnym bez roślinności.





Tab. 19. Miąższość warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny (wartości maksymalne lub średnie) na	а
Spitsbergenie w miejscach, z których dane znajdują się w bazie CALM	
(http://k2.gissa.uc.edu/~kenhinke/CALM/)	

Nazwa	Ka Lir	ipp ine	Calypso- stranda	Jansson- haugen	Longyear- byen	Ny- Alesund	Kaffiøyra		а
Kod stan.	S1-a	S1-b	P1	N1	N3		P2-a P2-b P2-6		Р2-с
Metoda pomiaru	Т		Р	т	т	т		Ρ	
1990	41	108	122	*	*	*	*	*	*
1991	37	96	128	*	*	*	*	*	*
1992	38	100	130	*	*	*	*	*	*
1993	55	121	139	*	*	*	*	*	*
1994	39	108	*	*	*	*	*	*	*
1995	41	105	136	*	*	*	*	*	*
1996	54	109	129	*	*	*	118	145	203
1997	52	103	*	*	*	*	124	148	182
1998	59	116	137	155	*	*	109	113	178
1999	55	105	*	142	*	*	120	165	200
2000	58	111	125	157	96	*	117	156	210
2001	*	*	134	*	99	69	122	158	219
2002	*	*	136	*	96	64	128	168	170

Na postawie obserwacji stwierdzono, iż tempo odmarzania jest zróżnicowane w trakcie sezonu i maleje wraz ze wzrostem miąższości warstwy odmarzniętej. W początkowej fazie procesu, po stopieniu śniegu, grunt rozmarza w tempie 7-8 cm/dobę. W zależności od lokalnych warunków środowiska w trakcie pierwszych dwóch tygodni trwania procesu odmarza od 40 do 60% maksymalnej miąższości warstwy czynnej w danym roku.

Nie stwierdzono zależności pomiędzy głębokością letniego odmarzania gruntu a szerokością geograficzną. Świadczy to m.in. o dominującej roli czynników lokalnych w tym procesie.

Bazując na danych z 2001 roku dokonano schematyzacji procesu odmarzania dla trzech charakterystycznych geokompleksów Kaffiøyry (ryc. 146). Uzyskano krzywe dające się opisać wzorem:

$$h = a lg(I) \pm b$$

gdzie: h – głębokość odmarzniętego gruntu, a i b – stałe współczynniki charakteryzujące odmarzającą warstwę, T – kolejny dzień okresu odmarzania. Dla poszczególnych stanowisk otrzymano równania:

> P2-a: h = 27,1 lg(T) + 2,3 P2-b: h = 38,8 lg(T) - 11,9



Współczynnik determinacji dla wszystkich równań wyniósł ponad 0,85. Porównując otrzymany schemat do modelu odmarzania gruntów zachodniego Spitsbergenu autorstwa Grzesia (1985, 1988) stwierdzono znaczne podobieństwo w przebiegu krzywych charakteryzujących podobne ekotopy (Szczypiński, 2002).

e. Morfostruktura powierzchni Lodowca Waldemara a możliwość interpretacji rzeźby jego podłoża

Piotr Weckwerth

Analiza powierzchni czoła lodowca Waldemara pod względem pokrycia materiałem morenowym wykazuje zmienność swej intensywności nawiązującą do morfogenetycznego zróżnicowania strefy marginalnej (Weckwerth, Jaworski 2000). Wspomniane pokrywy morenowe są elementem charakterystycznym dla czół lodowców Svalbardu (Glasser, Bennet 1999, Glasser i in. 1998, 1999) i reprezentują typ moren środkowych wykształconych w formie niewysokich smug i pasów materiału morenowego. Mogą one powstawać w wyniku sfałdowania warstw lodu bogatych w materiał morenowy transportowany w płaszczyznach ślizgu oraz jego wytopienia się na powierzchni lodowca. Fałdowanie to pierwotnie związane z konfiguracją podłoża, nasila się i zaburza w wyniku lateralnej (poprzecznej) kompresji mas lodowych w obrębie jęzora lodowcowego. W wypadku lodowca Waldemara nacisk ten wynika z otoczenia skalnego po NW stronie lodowca i blokady mas lodowych części aktywnej przez główną morenę środkową. Powstające pokrywy moren środkowych (foliacja podłużna), mogą ulec przeobrażeniu w równoległe do osi lodowca pagórki i wały. Na czole lodowca Waldemara występują ponadto formy wałów poprzecznych do kierunku nasuwania się lodowca. Ich pochodzenie prawdopodobnie związane jest z istnieniem płaszczyzn ślizgu, wzdłuż których materiał morenowy jest transportowany i wytapiany w otoczeniu ich wychodni.

Analiza struktury powierzchniowej lodowca, dotycząca interpretacji ukierunkowania wychodni płaszczyzn ślizgu, foliacji poprzecznej oraz nielicznych szczelin w górnej jego części, polegała na wyznaczeniu odchylenia standardowego (δ) orientacji tych struktur (ryc. 147). Wysokim wartościom tego wskaźnika mogą odpowiadać strefy tensji zaś niskim strefy kompresji. Są one przejawem reżimu tektonicznego lodowca rozumianego jako zróżnicowanie przejawów kierunków głównego ściskania lodowca na jego powierzchni (Hodgkins, Dowdeswell, 1994). Duża zmienność orientacji wychodni płaszczyzn ślizgu może być również wynikiem wpływu ukształtowania podłoża i przedpola lodowca na kierunek przemieszczania się masy lodu.



Ryc. 147. Orientacja szczelin oraz wychodni płaszczyzn ślizgu i foliacji na powierzchni lodowca Waldemara

Struktura powierzchniowa lodowca związana jest z jego ruchem a foliacja i szczeliny stanowią przejaw struktury wewnętrznej lodowca. Jej zróżnicowanie zależy od ukształtowania podłoża lodowca, które wpływa w sposób deformacyjny na jego strukturę wewnętrzną i powierzchniową (Jania, 1987, 1993, Glasser, Bennet 1999). Deformacje te może odzwierciedlać odchylenie standardowe wartości odsetek pomiarów w obrębie dziesięciostopniowych przedziałów na diagramie rozetowym (ryc. 147). Przestrzenne zróżnicowanie wielkości tego wskaźnika przedstawia mapa powierzchni lodowca Waldemara, gdzie prawdopodobnie w obszarach o zwiększonej jego wartości mogą występować wyniosłości skalnego podłoża lodowca (ryc. 148). Dlatego też istotnym dla próby interpretacji głównych elementów ukształtowania rzeźby podłoża tego lodowca wydaje się analiza:



Ryc. 148. Przestrzenne zróżnicowanie wielkości odchylenia standardowego orientacji foliacji i wychodni płaszczyzn ślizgu na powierzchni lodowca Waldemara (A) oraz jego zmienność wzdłuż osi lodowca (B): 1 - strefy obniżeń dna doliny, 2 - strefa zwiększonego nachylenia dna doliny, 3 - strefa spłaszczenia dna doliny, 4 - wyniesienie lub progi



Ryc. 149. Profile hipsometryczne wydzielonych stref bliskiego przedpola lodowca Waldemara (A) oraz szkic przypuszczalnych form dna jego doliny (B): 1 - strefy obniżeń dna doliny, 2 - spłaszczenia bądź obniżenia w dnie doliny, 3 - strefy zwiększonego nachylenia dna doliny, 4 - wyniesienia i progi, 5 - wyróżnione fragmenty bliskiego przedpola lodowca

- lokalizacji foliacji podłużnej i moren środkowych;
- przebiegu foliacji i wychodni płaszczyzn ślizgu;
- otoczenia skalnego lodowca (formy rzeźby jego podłoża korespondują ze strukturą geologiczną podłoża, Jania, Szczypek, 1987);

- lokalizacji wypływów subglacjalnych;
- rzeźby powierzchni lodowca;
- genezy form w strefie marginalnej lodowca.

Wykonany na tej podstawie szkic przypuszczalnych form rzeźby podłoża lodowca Waldemara uwidacznia charakterystyczne poprzeczne jej elementy w postaci wyniosłości i progów nawiązujących przebiegiem do rzeźby otoczenia lodowca (np. jego przedpola ryc. 149 A), obniżeń w obszarze pola firnowego i czoła lodowca oraz spłaszczenia w części centralnej jęzora lodowego z podłużnymi, przekształconymi erozją glacjalną wyniosłościami (ryc. 149 B).

f. Procesy i formy współczesnej strefy marginalnej Lodowca Waldemara (NW Spitsbergen)

Tomasz Jaworski, Piotr Weckwerth

i. Wstęp

Analiza wykształcenia form strefy marginalnej lodowca Waldemara, ich budowa geologiczna i wzajemne relacje umożliwiły odczytanie poszczególnych etapów rozwoju geomorfologicznego bliskiego przedpola tego lodowca. Różnorodność znajdujących się tam form glacjalnych i fluwioglacjalnych oraz zróżnicowanie ich budowy geologicznej wynika ze zmienności dynamiki czoła lodowca uwarunkowanej morfologią i strukturą jego podłoża.

Zachodnie i południowo-zachodnie otoczenie lodowca Waldemara i jego przedpola stanowi nadmorska, sterasowana równina abrazyjna - Kaffiøyra (ryc. 150). W kierunku południkowym ma ona długość około 15 km, zaś szerokość 1 - 4 km. Głównymi elementami jej morfologii są podniesione izostatycznie terasy morskie i plaże z zachowanymi dawnymi klifami morskimi, platformami abrazyjnymi, wałami brzegowymi i lagunami (Niewiarowski, Pazdur, Sinkiewicz, 1993). Istotnym elementem są też stożki i równiny sandrowe oraz doliny wód roztopowych. Kaffiøyra na wschodzie graniczy z masywami górskimi, gdzie ze znajdujących się w głębi pól lodowych biorą początek lodowce wypustowe, kończące się w morzu (Aavatsmark, Dahl) oraz na równinie Kaffiøyra (Elise, Andreas). W obrębie masywów górskich występują także lodowce górskie typu alpejskiego jak Waldemar, Irene, Agnor, Eivind i Oliver, które kończą się w dolinach górskich.

Lodowiec Waldemara położony jest w dolinie otoczonej od północy i wschodu granią Prince Heinrichfjella, o wysokościach 501 - 771 m n.p.m., zaś od południa i południowego wschodu zmutonizowanym grzbietem Gråfjellet, o maksymalnej wysokości 345 m n.p.m. Góry te zbudowane są z dolnopaleozoicznych skał formacji Hecla Hoek wykształconych w postaci dolomitów, kwarcytów, pegmatytów, marmurów i łupków (Boulton, 1970). Wychodnie tych skał występują na wschód od głównego uskoku przebiegającego od podnóża Prince Heinrichfjella do przylądka Snippen (Wójcik, 1982). U wylotu doliny lodowca Waldemara występuje cokół skalny rozcięty głęboką (ok. 40 m), V - kształtną doliną przełomową proglacjalnej rzeki Waldemara.

Lodowiec Waldemara po raz pierwszy był opisany przez M. Klimaszewskiego (1960), który podczas badań w 1938 r. stwierdził występowanie jednego ciągu wału lodowo-morenowego. W latach 1977-79 K. R. Lankauf (1982) wykonał mapę topograficzną lodowca Waldemara i jego przedpola w skali 1:5000 oraz (z Z. Preisnerem, 1982) szkic geomorfologiczny rzeźby przedpola. W jego obrębie autorzy ci wyróżnili wał moreny środkowej i zewnętrzny wał moren czołowych, strefę rzeźby pagórkowatej i odpowiadające jej wiekowo wały moren bocznych, obszary równin morenowolodowych i sandru marginalnego oraz obszary rzeźby falistej z pagórami morenowo-lodowymi. W latach 1978 i 1985 W. Niewiarowski i M. Sinkiewicz (1993) prowadzili badania geologiczne i geomorfologiczne równiny Kaffiøyra i jej najbliższego otoczenia. Ich efektem było między innymi opracowanie mapy geomorfologicznej tego obszaru w skali 1:20 000. Przedmiotem badań geomorfologicznych były także poszczególne strefy marginalne lodowców schodzących na równinę Kaffiøyra (Olszewski, 1977, 1981, 1982; Sendobry, 1977; Wronkowski, Olszewski, 1977; Preisner, 1983) oraz przedpole lodowca Aavatsmarka (Niewiarowski, 1982; Niewiarowski, Kitajgrodzki, 1982; Sinkiewicz, 1982). Strefy marginalne lodowców Haakena i Erikki, sąsiadujących od północy z lodowcem Aavatsmarka zostały opisane przez L. Andrzejewskiego i M. Błaszkiewicza (1991, 1993), którzy dokonali rekonstrukcji morfogenezy form i osadów na przedpolu połączonych stref marginalnych tych lodowców.



W czasie badań w 1998 r. autorzy stwierdzili recesję czoła lodowca Waldemara od 1977 r. o -50 m za wyjątkiem najbardziej wysuniętej części północno-zachodniej, gdzie osiągnęła ona wielkość ok. 170 m (wg Lankaufa 1997, w latach 1977-1995 wyniosła 168 m). Wykształcił się zatem nowy obszar strefy marginalnej z zespołem form i osadów położonych w większości na martwym i zamierającym lodzie lodowcowym.

ii. Geomorfologia przedpola Lodowca Waldemara

Przedpole lodowca Waldemara graniczy od północy z graniami górskimi Prince Heinrichfjella (501 m n.p.m.). Są one źródłem rumowisk skalnych, które tworzą stożki piargowe (usypiskowe, zasilające lodowiec w materiał morenowy). Schodzą po nich lawiny tworzące u podnóża wyraźne pasy wałów niwalnych (ryc. 151). Od południa przedpole lodowca graniczy z okazałym mutonem (193,3 m n.p.m.) uformowanym w czasie ostatniego zlodowacenia plejstoceńskiego. Sąsiaduje on ze zmutonizowanym grzbietem Gråfjellet poprzez (suchą) dolinę sandrowa przechodzącą w erozyjną dolinę wód roztopowych. Do części dystalnej mutonu (193,3 m n.p.m.) przylega gliniasta powierzchnia przekształcona soliflukcyjnie i pocięta dolinkami niweofluwialnymi, która zalega na niezaburzonych (od 1,5 m głębokości przemarzniętych) osadach terasy morskiej. Od zachodu przedpole graniczy wyraźnym załomem z dawnymi, izostatycznie podniesionymi plażami i terasami morskimi, w których utworzył się sandr rzeki Waldemara. Na terasach morskich wykształciły się grunty strukturalne oraz pierścienie i smugi kamieniste.



Ryc. 151. Szkic geomorfologiczny przedpola lodowca Waldemara 1 - zasięg czoła lodowca, 2 - rozpadliny na czole lodowca, 3 - morena ablacyjna na powierzchni lodowca, 4 - wały moreny ablacyjnej na morenie środkowej, 5 - pagórki morenowe i morenowolodowe na powierzchni lodowca, 6 - starsze moreny czołowe, 7 - młodsze moreny czołowe i wały lodowo-morenowe, 8 - płaskie powierzchnie lodowo-morenowe, 9 - faliste powierzchnie lodowomorenowe, 10 - pagórkowate powierzchnie lodowo-morenowe, 11 - nalodź supraglacjalna, 12 - nalodź proglacjalna, 13 - bramy i studnie lodowe, 14 - pojedyncze głazy i bloki skalne, 15 - starsze powierzchnie sandrowe, 16 - młodsze powierzchnie sandrowe, 17 - suche koryta, 18 - erozyjne równiny wód roztopowych, 19 - czynne wodospady, 20 - suche wodospady, 21 - proksymalna cześć sandru rzeki Waldemara, 22 - dolinki niweofluwialne, 23 - stożki fluwioglacjalne, 24 - sandr dziurawy, 25 - sandr na nieciągłej nalodzi, 26 - marginalny tunel lodowy, 27 dna jezior zaporowych, 28 – zagłębienia wytopiskowe, 29 - jęzory współczesnych spływów błotnych, 30 - jęzory starszych spływów błotnych, 31 - gruz skalny na stokach masywów skalnych, 32 - stożki piargowe, 33 - rynny korazyjne, 34 - wały niwalne, 35 - skarpy i krawędzie, 36 - stoki przekształcone soliflukcyjnie, 37 - terasy morskie, 38 - pagóry podłoża skalnego z pokrywą morenową, 39 - pokrywy gliniaste przekształcone soliflukcyjne, 40 - masywy skalne, 41 - granie skalne, 42 - rzeki, 43 - jeziora, 44 - punkty wysokościowe

Najstarsze zachowane moreny czołowe lodowca Waldemara, posiadają wewnątrz martwy lód lodowcowy lub zalegają na cokole skalnym (ryc. 151, 152). Ich długość wynosi około 1200 m, natomiast szerokość jest zmienna (50-100 m, w części szczytowej 10-20 m). Stoki proksymalne tych moren sa łagodne (10°-15°) przy wysokości względnej ok. 5 m, zaś ich część dystalna jest bardzo stroma (do 40°), osiągając wysokość względną ok. 40 m. Moreny te pokryte są na powierzchni ostrokrawędzistymi głazami i kamieniami, zalegającymi na kamienisto-piaszczysto-ilastym diamiktonie morenowym. Pod nim, na głębokości 1,5-2,0 m, znajduje się najczęściej reliktowy lód lodowcowy. Omawiane moreny czołowe zwiazane sa z awansem lodowca z w Małej Epoce Lodowej oraz z późniejszymi jego postojami w tej strefie. Moreny czołowe otacza falista powierzchnia lodowomorenowa z licznymi zagłębieniami wytopiskowymi i dolinkami niweofluwialnymi. Morenom czołowym z ostatniego maksymalnego zasięgu lodowca Waldemara wiekowo odpowiadają najwyższy wał moreny bocznej przylegający do południowych stoków Prince Heinrichfjella oraz moreny boczne na stoku mutonu (193,3 m n.p.m.). Na ich zapleczu wykształciła się strefa rzeźby pagórkowatej, będąca rezultatem nierównomiernej akumulacji i selektywnej degradacji pogrzebanego lodu lodowcowego. W kierunku do czoła lodowca przechodzi ona w powierzchnie falista i płaska. W obrebie pierwszej z nich występują pagórki morenowe (o wysokości 2-4 m) świadczące o dłuższych postojach czoła lodowca.



Ryc. 152. Profile hipsometryczne: A - poprzeczny lodowca Waldemara, B - podłużny części głównej lodowca Waldemara

Przedpole lodowca Waldemara posiada dobrze wykształconą sieć dolinną. Najstarsze doliny marginalne (południowy szlak sandrowy) powstały w czasie postoju i recesji lodowca z jego maksymalnego zasięgu z okresu Małej Epoki Lodowej (Klimaszewski, 1960). Młodsze doliny marginalne oraz proglacjalne (środkowa i północna) związane są z postojami i recesją lodowca po 1936 r. (Lankauf, Preisner, 1982). W tym okresie wody fluwioglacjalne płynęły głównie po południowej stronie czoła lodowca, doliną pomiędzy mutonem (193,3 m n.p.m.) a północnym stokiem Gråfjellet (ryc. 151). W późniejszych fazach recesji coraz więcej wód odpływało w kierunku północnozachodnim, tworząc system dolin marginalnych, których pozostałością są różnowiekowe poziomy sandrowe i erozyjne doliny wód roztopowych. Odcinały one kolejne płaty lodu lodowcowego od czoła lodowca, przyśpieszając jego degradację. Wody te utworzyły również głęboki na 40 m przełom rzeki Waldemara, z licznymi bystrzami i wodospadami oraz (pod stokami Prince Heinrichfjella) szeroką, z wyraźnie wykształconym dnem, dolinę przełomową. Funkcjonowała ona do lat osiemdziesiątych. Współcześnie cały odpływ powierzchniowy wód roztopowych koncentruje się w środkowym przełomie rzeki Waldemara.

iii. Charakterystyka form i osadów strefy marginalnej Lodowca Waldemara

Analiza strefy marginalnej lodowca Waldemara dotyczy obszaru aktywnych procesów, powstających osadów i form rzeźby związanych z czołem lodowca i jego bezpośrednim przedpolem. Dla określenia zasięgu przestrzennego badanej części strefy marginalnej pomocnym staje się ocena charakteru powierzchni czoła lodowca Waldemara, wyznaczenie przebiegu jego stref morfostrukturalnych jak również określenie znaczenia i wpływu strefy subglacjalnej czoła lodowca na wykształcenie form jego bliskiego przedpola.

Analiza profilu poprzecznego lodowca Waldemara (ryc. 152A), pozwoliła na wydzielenie w jego obrębie dwóch wyraźnych, niesymetrycznych stref glacjodynamicznych, rozdzielonych moreną środkową. Część główna, aktywna (o powierzchni około 2,5 km²), posiada wypukły profil poprzeczny, składa się z pola firnowego (położonego na wysokości 400-550 m n.p.m. i nachyleniu powierzchni ok. 3,0-3,5°), zasilającego jęzor lodowcowy (ryc. 152B). W jego obrębie zauważyć można wyraźne spłaszczenie (1,0-1,5°) i niewielką zaklęsłość, które dzielą go na dwie części o nachyleniu 7,0° i 8,5-9,0°. Jęzor lodowcowy części aktywnej spływa łagodnym łukiem do wysokości ok. 130 m n.p.m. Wyraźne nabrzmienie jego czoła, w przeciwieństwie do płaskich czół sąsiednich lodowców dolinnych, wskazuje na jego aktualnie zwiększoną dynamikę.

Południowa część lodowca Waldemara, o charakterze pasywnym (wklęsły profil poprzeczny, ryc. 152A), przylegająca do masywu Gråfjellet, nie posiada wyraźnego pola firnowego.

Morena środkowa, rozdzielająca lodowiec Waldemara na część aktywną i pasywną, rozgranicza również dobrze rozwiniętą, urozmaiconą strefę części głównej lodowca, w której obserwuje się dużą aktywność procesów geomorfologicznych, od strefy marginalnej pasywnej części lodowca, w większości zajętej przez jezioro terminoglacjalne (ryc. 153).

W obszarze bliskiego przedpola głównej części lodowca Waldemara (o długości około 1200 m), oprócz wyraźnej, równoległej do czoła lodowca strefowości, związanej z przebiegiem wałów lodowo-morenowych i kształtowaniem się na ich zapleczu i przedpolu odpływów marginalnych, można wyróżnić kilka fragmentów o odmiennym wykształceniu form glacjalnych, fluwioglacjalnych i sieci hydrograficznej. Z tego względu wydzielono cztery fragmenty strefy bliskiego przedpola i czoła lodowca (ryc. 154).

Fragment I – z morenami bocznymi i marginalnym, konsekwentnym odpływem wód roztopowych

Usytuowany w północnej części obszaru marginalnego, rozciąga się na długości ponad 300 m. Jego wyraźną osią morfologiczną jest koryto marginalnego odpływu wód roztopowych (ryc. 153, 154). W wąskim pasie pomiędzy zasięgiem czoła lodowca i równolegle przebiegającym wałem moreny bocznej z 1966 r. występują faliste i płaskie powierzchnie pokrywy morenowej. Moreny boczne, wykształcone w formie 4 -5 metrowej wysokości wałów, posiadają lodowe jądro z pokrywą moreny ablacyjnej o miąższości około 1,0 m. Równolegle do nich znajdują się niższe (1,5 m) wały na czole lodowca (ryc. 153). W odróżnieniu od podobnych form na przedpolu mają niewielką po-krywę morenową (ok. 10-20 cm), którą stanowi głównie ostrokrawędzisty materiał żwirowy i gła-zowy.

Faliste i płaskie pokrywy ablacyjne w części północnej wykazują nachylenie w stronę czoła lodowca. Budujące je osady moreny ablacyjnej o miąższości około 0,8 m, zalegają na martwym lodzie lodowcowym. W części południowej, stosunkowo duże powierzchnie płaskich pokryw ablacyjnych, nachylają się zgodnie ze spadkiem odpływu marginalnego. Wraz z odległością od czoła lodowca, w kierunku zachodnim, wzrasta miąższość pokrywy osadów moreny ablacyjnej budujących te powierzchnie (od ok. 0,2 m do 1,5 m) i maleje ilość niewielkich zagłębień wytopiskowych. Zróżnicowanie miąższości osadów zauważalne jest także na czole lodowca. Pokrywa moreny ablacyjnej zwiększa tu swoją miąższość w dół lodowca (ryc. 154). Przedstawiony kierunek wzrastania miąż-

szości materiału morenowego, od nieciągłych i cienkich pokryw moreny ablacyjnej na lodowcu do miąższych na 1,5 m osadów tworzących powierzchnie pokryw ablacyjnych na jego przedpolu, wskazuje na ich etapowe formowanie się.



Ryc. 153. Hipsometria strefy marginalnej lodowca Waldemara 1- morena ablacyjna na powierzchni lodowca, 2 – rozpadliny na czole lodowca, 3 – krawędzie powyżej 1 m, 4 – rzeki, 5 – jeziora, 6 – punkty sieci triangulacyjnej, 7 – punkty wysokościowe

Występujące tu powierzchnie sandrowe rejestrują różne fazy odpływu marginalnego. Najstarsze, z początku lat siedemdziesiątych, skierowane są na zewnątrz analizowanej strefy (ryc. 154). Sandry usypane na martwym lodzie lodowcowym są urozmaicone płytkimi, pogłębiającymi się zagłębieniami wytopiskowymi. Współczesny odpływ marginalny wód roztopowych, który rozwinął się na linii dawnego, drugorzędnego cieku, wykształcił roztokowe koryto oraz wyższe poziomy terasowe. Zmiana głównego kierunku odwodnienia tej części przedpola lodowca Waldemara spowodowała zanik przepływu wód roztopowych północnym przełomem przez główne moreny czołowe i skierowanie go do przełomu środkowego, jedynej obecnie drogi odpływu wód lodowcowych (por. ryc. 151).



8 - młodsze wały lodowo - morenowe, 9 - płaskie powierzchnie lodowo - morenowe, 10 - faliste powierzchnie lodowo - morenowe, 11 - naledź supragla cjalna, 12 - naledź proglacjalna, 13 - bramy i studnie lodowe, 14 - klif lodowy, 15 - pojedyncze głazy i bloki skalne, 16 - starsze powierzchnie sandrowe 22 - marginalny tunel lodowy, 23 - dna jezior zaporowych, 24 - wytopiska, 25 - jęzory starszych spływów błotnych, 26 - jęzory współczesnych spływów 1 - zasięg czoła lodowca, 2 - rozpadliny na czole lodowca, 3 - nieciągła morena ablacyjna na powierzchni lodowca, 4 - ciągła morena ablacyjna na powierzchni lodowca, 5 - wały moreny ablacyjnej na morenie środkowej, 6 - pagórki morenowe na powierzchni lodowca, 7 - starsze moreny czołowe, błotnych, 27 - stoki przekształcone soliflukcyjnie, 28 - pagóry podłoża skalnego z pokrywą morenową, 29 - rzeki, 30 - jeziora proglacjalne, 17 - młodsze powierzchnie sandrowe, 18 - sandr współczesny, 19 - suche koryta, 20 - sandr dziurawy, 21 - sandr na nieciągłej naledzi, 31 - wyróżnione fragmenty strefy marginalnej (I - IV), 32 - punkty wysokościowe (m n.p.m.), 33 - lokalizacja odsłonięc Ryc. 154. Mapa geomorfologiczna strefy marginalnej lodowca Waldemara

Fragment II – obszar nalodzi

Obejmuje skrajnie wysuniętą część czoła lodowca i jego strefy marginalnej. Jest to obszar zajęty w większości przez nalodzie i prawie w całości pozbawiony pokrycia morenowego (ryc. 154). Wyróżnić tu można dwa rodzaje nalodzi:

- wieloletnią nalodź marginalną wskazującą na lokalnie ciepły reżim lodowca (Baranowski, 1977) oraz
- wieloletnią nalodź supraglacjalną formowaną z wywierzysk na jęzorze lodowca.

Przyrost miąższości i powierzchni nalodzi odbywa się na drodze kapilarnego nasączania pokrywy śnieżnej i przechwytywania opadów śniegu przez wilgotną powierzchnię (Grześ, 2002, Grześ, Lankauf, 1997). Nalodzie na przedpolu zbudowane są z serii warstw lodu kolumnowego o średnicy igieł ok. 0,5 cm i długości ok. 10-12 cm, z małych agregatów lodu krystalicznego oraz cienkich przewarstwień mineralnych. W okresie letniej ablacji ulega ona silnej degradacji, głównie w efekcie działalności cieków pod- i nanalodziowych (ryc. 153, 154). Prowadzą one do erozji wgłębnej i bocznej, równocześnie akumulując osady korytowe o miąższości dochodzącej w części dystalnej sandru do 1,6 m (sandr na nieciągłej nalodzi). Podobne typy nalodzi wyróżnił Olszewski (1982), który wyjaśniał ich powstanie przełamaniem blokady lito- i hydrokriogenicznej (Olszewski, 1981), wypływem wód spod lodowca pod ciśnieniem hydrostatycznym i szybkim ich zamarzaniem w warunkach subaeralnych.

Fragment III – z dominacją moren czołowych i z subsekwentnym odpływem marginalnym

Ten fragment przedpola lodowca Waldemara (o długości ok. 600 m) jest najlepiej rozwinięty i wyróżnia się wyraźną strefowością związaną z etapową recesją lodowca (ryc. 153, 154). Wspomniana strefowość rzeźby przejawia się w naprzemianległym występowaniu tu form glacjalnych i związanych z ich degradacją form denudacyjnych. Występuje tu ciąg moren czołowych z 1966 r., przylegający do długich, soliflukcyjnie przeobrażonych zboczy wzniesień skalnego podłoża z pokrywą morenową. Towarzyszą im zespoły zamarłych jęzorów spływów błotnych, które spowodowały zmniejszenie miąższości pokrywy materiału morenowego konserwującego lód lodowcowy, przyśpieszenie jego degradacji i powstanie form wytopiskowych. Podobne przejawy soliflukcyjnej degradacji wałów lodowo-morenowych opisał Sinkiewicz (1982), na przedpolu lodowca Aavatsmarka.

W kierunku czoła lodowca Waldemara zamarłe jęzory spływów błotnych sąsiadują z ciągiem wałów lodowo-morenowych z lat 70. (ryc. 154). Współcześnie są one intensywnie degradowane przez aktywne jęzory spływów błotnych przemieszczających się po stropie martwego, pogrzebanego lodu lodowcowego. Jego oddzielenie od lodowca jest wynikiem powstania koryta rzeki marginalnej, subsekwentnej (prostopadłej) do kierunku osi doliny lodowcowej. W części zachodniej analizowanego fragmentu strefy marginalnej rzeka ta dokonała przełomu przez ciąg wałów lodowo-morenowych z lat siedemdziesiątych. Natomiast w części środkowej płynęła w tunelu lodowym, który wskutek erozji wodnej uległ zawaleniu. Spowodowało to przerzucenie części przepływu w kierunku lodowych rdzeni wałów lodowo-morenowych i powstanie nowych, lodowych bram wypływu spod tych form. W ten sposób wykształcony odpływ marginalny stanowi podstawę erozyjną dla cieków wód roztopowych i bazę denudacyjną dla aktywnych spływów błotnych. Wspomnianej strefowości rzeźby towarzyszą faliste i płaskie powierzchnie pokryw moreny ablacyjnej.

W części zachodniej do czoła lodowca przylega, przecięty marginalnym odpływem wód roztopowych, silnie degradowany fragment strefy wałów lodowo-morenowych. W jego sąsiedztwie i na zapleczu najdalej wysuniętych wałów lodowo-morenowych znajduje się niewielka pokrywa płaskiej powierzchni moreny ablacyjnej.

Dzięki podcięciu przez rzekę marginalną wałów lodowo-morenowych poznano ich budowę geologiczną. Analiza osadów w równoległym do czoła odsłonięciu pozwoliła na wyróżnienie dwóch kompleksów litofacjalnych (A) i (B) (ryc. 155). Na pogrzebanym lodzie lodowcowym (na głębokości około 1,5 m), z głazem w stropie i z przewarstwieniami łupków oraz smugami materiału ilastomułkowego zalega wytopieniowy kompleks glacjalny (A) o miąższości ok. 0.9 m. Wykształcony jest on w postaci gliny ablacyjnej, z przewagą frakcji ilasto-mułkowej, o strukturze masywnej, z silnie zwietrzałymi łupkami i pojedynczymi głazikami. W miarę wzrostu odległości od stropu lodu zmniejsza się jego wilgotność i wzrasta upakowanie. Powyżej tego kompleksu osadów zalega seria gliny spływowej (B), którą tworzy materiał morenowy ilasto-mułkowo-żwirowy z głazami o średnicy do 40 cm. Posiada on w części stropowej smugi i przewarstwienia piasków grubych i żwirów, natomiast w części spągowej występują struktury rozwleczeń osadów kompleksu (A), świadczące o ich dynamicznym kontakcie. Na taką interpretację kontaktu glin zwrócił uwagą nad Dolną Wisłą A. Olszewski (1974).

Jedną z form na czole lodowca, intensywnie degradowaną aktywnymi spływami błotnymi, jest prostopadły do niego, długi na 75 m i wąski (6-8 m) wał o wysokości względnej do 2,5 -3,0 m. Analiza jego budowy geologicznej pozwoliła na wydzielenie trzech kompleksów litofacjalnych A, B i C (ryc. 156). Pierwszy (A), kontaktujący się w spągu z lodem lodowcowym składa się z dwóch części. Serię (A1) tworzy masywna glina ilasto-piaszczysta, silnie uwodniona, pochodząca z niedawnego wytopienia supraglacjalnego. Powyżej zalega również masywna glina mułkowo-piaszczysta, lekko ilasta, której strop jest wypukły i niewyrównany (A2). Jest on przykryty serią osadów fluwioglacjalnych (B), którą tworzą trzy zespoły litofacjalne (B1, B2, B3). Od spągu stanowi ją materiał żwirowo-piaszczysto-mułkowy z głazami (B1), przechodzący w stropie w piasek ze żwirem i głazami. Powyżej występuje pakiet masywnych piasków ze żwirami i żwirów grubych (B2) oraz mułek i piasek drobnoziarnisty z głazikami (B3). Na osadach kompleksu litofacjalnego (B) zalega cienka seria gliny spływowej (C), budująca powierzchnię wału. Tworzy ją 20-30 cm warstwa masywnej gliny ilasto-piaszczysto-kamienistej, powstała prawdopodobnie w warunkach grawitacyjnego spływu błotnego.

Rdzeń fluwioglacjalny analizowanej formy tworzył się w warunkach etapowego wypełniania rynny ablacyjnej i koryta cieku supraglacjalnego osadem piaszczysto-żwirowym. Znaczne ograniczenie i zanik lokalnego przepływu doprowadził do depozycji osadów drobnoziarnistych (B₃). Z ablacją lodowego podłoża osadów kompleksu (B) związane jest powstanie serii gliny ablacyjnej (A) oraz grawitacyjne zaburzenia osadów depozycji wodnolodowcowej (zespół litofacjalny B₂). Ostatnim etapem rozwoju formy były grawitacyjne spływy błotne.

Fragment IV – z sandrami i jeziorami zaporowymi

Usytuowany w części południowo-wschodniej i kontaktujący się z moreną środkową, wyróżnia się dominacją form fluwioglacjalnych i limnoglacjalnych (ryc. 153, 154). Występują tu jedynie zdegradowane wały lodowo-morenowe z zasięgu lodowca w latach siedemdziesiątych oraz silnie zniszczone moreny czołowe z roku 1966. Przecinają je koryta wód roztopowych, które odpływają w kierunku czoła lodowca, co jest uwarunkowane zapewne lokalnym obniżeniem jego podłoża skalnego. Wody te wypływają z jeziora terminoglacjalnego i płyną tunelem lodowym pod moreną środkową.

Występują tu ponadto rozległe powierzchnie sedymentacji jeziornej (ryc. 154). Te dawne dna zastoisk, bądź okresowych rozlewisk wód roztopowych kontaktują się z suchymi korytami dawnych cieków marginalnych, które odwadniały te zbiorniki. Współcześnie odpływ ten przebiega

sub- i inglacjalnie, wzdłuż czoła lodowca, powodując powstanie na jego powierzchni systemu rozpadlin i studni lodowych, co przyczynia się do intensywnej ablacji mechanicznej tej części czoła lodowca. Od wschodu rozpadliny te sąsiadują z pasowo rozwiniętą, niewielkiej miąższości (maks. 10 cm) pokrywą moreny ablacyjnej na czole lodowca, która kończy się równoległym do czoła lodowca wałem lodowo-morenowym. Jest on silnie erodowany ciekiem proglacjalnym i łączącym się z nim ciekiem supraglacjalnym, którego lodowe koryto wyznacza granicę pomiędzy częścią główną lodowca Waldemara a moreną środkową.



Powierzchnie sandrowe strefy IV związane są ze starszym (z lat siedemdziesiątych) marginalnym i proglacjalnym odpływem wód roztopowych. Ich skrajną część stanowi sandr dziurawy o niewielkiej miąższości, rozwinięty na lodzie lodowcowym.

iv. Wnioski

- Aktywna i pasywna część lodowca Waldemara różnicuje jego strefę marginalną na dwie części o odmiennym zespole form i osadów.
- W obrębie części aktywnej lodowca Waldemara jego czoło ulega recesji poprzez cienienie i obniżanie jego powierzchni w wyniku ablacji powierzchniowej oraz przez ablację mechaniczną (blokowy rozpad czoła).



- Oprócz równoległego układu form rzeźby marginalnej zaznacza się prostopadły do czoła lodowca podział strefy marginalnej na cztery fragmenty.
- Osady i formy bliskiego przedpola lodowca Waldemara, z wyjątkiem koryt rzek marginalnych, zalegają na martwym i zamierającym lodzie lodowcowym. Fakt ten czyni współczesną rzeźbę tego obszaru efemeryczną, a jej ostateczne wykształcenie jest zależne od tempa i sposobu degradacji pogrzebanych lodów.
- Wyróżniono dwa typy pokryw nalodziowych (proglacjalne i supraglacjalne). Ich mechanizm i warunki tworzenia się zależą od zmiany formowania odpływu wód, zmiennej w czasie ablacji lodowca, której sprzyja ciepły reżim termiczny czoła, zapewniający stały wypływ wód subglacjalnych.
- Wały lodowo-morenowe i moreny czołowe lodowca Waldemara mają charakter akumulacyjny.
- W analizowanej strefie ma miejsce silna degradacja i znaczna redukcja szerokości wałów lodowo-morenowych poprzez spełzywanie przechodzące w spływ błotny oraz soliflukcyjne przekształcanie stoków.
- Moreny czołowe lodowca Waldemara formują się etapowo. Wały moreny ablacyjnej na czole lodowca (a) przekształcają się w szerokie (degradowane spełzywaniem i spływem błotny) wały lodowo-morenowe na jego przedpolu (b), z których ostatecznie powstają wąskie i nieciągłe wały moren czołowych (c).
- Koncentracja form fluwio- i limnoglacjalnych w części południowo-wschodniej strefy marginalnej (IV) może być uwarunkowana lokalnym obniżeniem skalnego podłoża lodowca.



SPITSBERGEN

4. STAN BADAŃ NAD SZATĄ ROŚLINNĄ SPITSBERGENU ZE SZCZE-GÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM REJONÓW BELLSUND, HORNSUND I KAFFIØYRA

Janina Borysiak, Halina Ratyńska

a. Wstęp

Spitsbergen jest największą wyspą Archipelagu Svalbard (39,5 tys. km², prawie 63%), od 1920 roku pozostającą pod jurysdykcją Królestwa Norwegii. Leży blisko bieguna północnego, pomiędzy 76° a 81°N oraz 10° i 35°E. Jego klimat jest suchy (opady rzędu 200 - 300 mm rocznie, najmniejsze w kwietniu i maju), mroźny i wietrzny - arktycznej pustyni, jednak dużo cieplejszy, niż w innych regionach kuli ziemskiej, równie daleko usytuowanych na północ. W środkowej części Spitsbergenu, w miejscowości Longyearbyen, średnia temperatura stycznia wynosi -16°C, a lipca około 6°C. Na klimat łagodzaco wpływa ciepłe odgałezienie Prądu Zatokowego, które sprawia, że zachodnie wybrzeża Spitsbergenu są wolne od lodu przez większą część roku (Mazurek 2003). Najcieplejszym odcinkiem wybrzeża jest fragment od Kongsfiordu do Bellsund (Bartoszewski 1998). W okolicach Longyearbyen granica wieloletniego śniegu jest położona na wysokości około 530 m n.p.m. Sezon wegetacyjny trwa 4 miesiące podczas dnia polarnego - od 20.04 do 23.08. Słońce wznosi się wówczas ponad horyzont na niewielką wysokość - maksymalnie 36,5°, co powoduje, że temperatury powietrza są niskie i w związku z tym duża jest wilgotność powietrza. Powierzchnia ziemi ogrzewa sie przy tym stosunkowo szybko i w sposób ciagły. Gleba rozmarza wówczas mniej więcej do głębokości 1,5 m (Mazurek 2003). W takich warunkach środowiskowych egzystuje stosunkowo bogata flora i fauna przystosowana do srogich, arktycznych warunków, tworząca układy biocenotyczne zróżnicowane pod względem stopnia organizacji.

Spośród licznych swalbardzkich wysp Spitsbergen jest regionem najczęściej odwiedzanym przez badaczy z Polski, a pierwsze eksploracje miały miejsce już przed II Wojną Światową. Możemy się poszczycić obecnością na Spitsbergenie pięciu polskich stacji badawczych (w rejonach: Bellsund, Hornsund, Kaffiøyra, Petuniabukta) i poważnym wkładem w rozpoznanie struktury i funkcjonowania zarówno dawnych, jak w współczesnych jego geoekosystemów.

Szacuje się, że roślinność pokrywa około 10% powierzchni Spitsbergenu. Wartość ta sukcesywnie rośnie, w miarę deglacjacji wyspy, która rozpoczęła się w okresie Małej Epoki Lodowej, a znacznie wzmogła w końcu XX wieku. Zwiększa się wysokość linii wiecznego śniegu, a wraz z nią podnosi się górna granica występowania tundry. Równocześnie komplikuje się struktura roślinności tundrowej, w kierunku biotopów wyżej zorganizowanych. Przykładem tempa recesji może być lodowiec Ebba w rejonie Petuniabukta (zachodni Spitsbergen), którego czoło cofnęło się, w latach 1961-2000, około 600 m (Rachlewicz 2003). Przykładem tempa sukcesji roślinności może być natomiast strefa marginalna Keilhaubreen na Sørkapplandzie, gdzie w jej najbardziej ustabilizowanym i najniżej położonym rejonie, uwolnionym spod lodu w 1936 roku, sukcesja roślin była na tyle szybka, że w 1990 roku było ją widać na kilku procentach powierzchni, na zdjęciach lotniczych w podczerwieni, wykonanych w skali 1:50 000. Zauważono, że podwyższanie się górnej granicy zasięgu roślinności było znacznie wolniejsze od podnoszenia się linii wiecznego śniegu i zachodziło z opóźnieniem rzędu kilkudziesięciu lat. Nie ma jednoznacznej prognozy, co do dalszego tempa deglacjacji i związanej z nią sukcesji roślinności (Ziaja 2002b).

Współczesna szata roślinna Spitsbergenu została stosunkowo dobrze zbadana. Duży wkład wniosły w to polskie studia geobotaniczne, które były prowadzone głównie w zachodniej części wyspy. Liczne doniesienia dotyczą flory naczyniowej (Sommerfelt 1833; Nathorst 1883; Scholander 1934; Dahl 1937; Triloff 1943; Hadač 1944; Kuc 1968a; Rönning 1961, 1972, 1979; Gugnacka-Fiedor i Noryśkiewicz 1982a; Dubiel 1985, 1990; Rzętkowska 1987a; Święs 1988b, 1993). Bardzo

często przedmiotem badań była lichenoflora i brioflora (Berggren 1875; Arnell 1900; Lynge 1924, 1938, 1939a oraz b, 1940; Stoermer 1940; Arnell i Mårtensson 1959; Kuc 1963, 1964a oraz b, 1973; Nowak 1965; Hofmann 1968; Philippi 1973; Frisvoll 1978, 1981; Boińska i Gugnacka 1986; Karczmarz i Święs 1988, 1989 a oraz b, 1990a oraz b; Rzętkowska 1988a oraz b; Olech i Alstrup 1989; Olech 1990a oraz b; Święs i Karczmarz 1991a oraz b, 1993a oraz b; Alstrup i Olech 1992). Analizowane były wybrane grupy glonów (Zabawski i Żurawska 1975; Oleksowicz 1984; Plichta i Luścińska 1988; Matuła i Święs 1989; Oleksowicz i in. 1993). Wiele uwagi w badaniach szaty roślinnej Spitsbergenų poświecono zagadnieniom z zakresų ekologii populacii roślinnych. Wyniki takich studiów opublikowali: Tolmatchew (1930), Gelting (1934), Porsild (1951), Sunding (1962), Kuc (1968b), Rönning (1969), Bliss (1971), Eurola (1972, 1974), Gadgil i Solbrig (1972), Elvebakk (1982), Szczypek i Wika (1982), Callaghant i Emanuelson (1985), Dubiel (1988, 1991b), Godzik (1991), Dziadowiec (1992) oraz Pirożnikow (1993, 1996). Analizowano również niektóre aspekty zróżnicowania, przestrzennego rozmieszczenia oraz funkcjonowania ekosystemów tundrowych, między innymi na stałych powierzchniach obserwacyjnych (np. Lindblom 1840; Sumerhayes i Elton 1928; Dobb 1939; Kuc 1964a, b; Eurola 1971; Fabiszewski 1975; Brzoska 1976; Brossard i in. 1984; Elvebakk 1984, 1985; Opaliński 1991; Gugnacka-Fiedor 1993; Fischer 2003; Klich i in. 2003).



Ryc. 157. Wierzba polarna *Salix polaris* Wg., na Spitsbergenie często tworząca mieszańce z wierzbą zielną *Salix herbacea* L.

Flora Archipelagu Svalbard, którego częścią jest Spitsbergen, jest uważana za stosunkowo ubogą, z uwagi na dużą izolację przestrzenną od kontynentu europejskiego. Według danych Norweskiego Instytutu Polarnego (www.environment.no) liczy ona 173 gatunki roślin naczyniowych, 373 mchów i 597 porostów. Na stronie internetowej Uniwersytetu w Tromsø (www.ibg.uit.no) zo-

stał zamieszczony wykaz flory naczyniowej - *"Svalbard Vascular Plants*", zestawiony przez L. Nilsena w 1997 roku. Jest to 191 taksonów (łącznie z podgatunkami, odmianami i mieszańcami), wykazanych zgodnie z nomenklaturą zastosowaną w dziele *The Norvegian Flora*, wydanym pod redakcją Elven'a w 1994 roku. Rodzajami najliczniej reprezentowanymi przez gatunki są: *Carex* (13), *Saxifraga* (13), *Draba* (12), *Ranunculus* (9), *Poa* (6), *Puccinellia* (6), *Festuca* (5), *Potentilla* (5), *Cerastium* (4), *Equisetum* (4), *Juncus* (4), *Minuartia* (4) oraz *Salix* (4). Do rodzin najliczniejszych w gatunki należą natomiast: krzyżowe *Brassicaceae*, goździkowate *Caryophyllaceae*, turzycowate *Cyperaceae*, trawy *Poaceae*, jaskrowate *Ranunculaceae* i skalnicowate *Saxifragaceae*.

Spośród gatunków zanotowanych na Archipelagu Svalbard 25 należy do zagrożonych wymarciem (14,45 % ogółu stwierdzonej flory), w tym 9 z kategorią "E" (endangered, czyli wymierające), natomiast 16 posiada poziom zagrożenia "V" (vulnerable, tzn. narażone na wyginięcie). Stanowiska roślin ginących ("E") znajdują się między innymi na terenie parku narodowego *Northwest Spitsbergen National Park.* Większość z nich jest szerzej rozpowszechniona na kontynencie norweskim. Główne czynniki zagrażające wspomnianym taksonom są związane z rozwojem infrastruktury technicznej oraz z presją rekreacyjną i turystyczną. Największe nasilenie antropopresji występuje między Longyearbyen a rosyjską miejscowością Barentsburg, jak również wzdłuż dróg biegnących dolinami: Gipsdalen, Reindalen i Sassendalen (jej dolną częścią), które cechują się wyjątkową bioróżnorodnością. Rosjanie zabiegają o budowę drogi z Barentsburga do Calesbukty, która biegłaby przez rejon, w którym rośnie kilku rzadkich gatunków, między innymi malina moroszka *Rubus chamaemorus* oraz dzwonek *Campanula gieseckiana*. Flora Spitsbergenu nie jest wolna od antropofitów. Za takie są uważane między innymi dwie trawy, a mianowicie kostrzewa czerwona *Festuca rubra* i wiechlina łąkowa *Poa pratensis*, wprowadzone do uprawy. Taksonem endemicznym dla archipelagu Svalbard jest mieszaniec *Saxifraga svalbardensis* (Dubiel 1991a).

W badaniach naukowych na obszarze Svalbardu, w tym także Spitsbergenu, zwłaszcza zachodniego, wielokrotnie była podejmowana próba typizacji zróżnicowania tundry arktycznej, jak również charakterystyki roślinności tundrowej i jej fitosocjologicznej klasyfikacji, między innymi przez takich autorów, jak: Sumerhayes i Elton (1928), Dobbs (1939), Hadač (1946), Kuc (1964a), Eurola (1968), Hofmann (1968), Rönning (1969), Eurola i Hakala (1977), Hartmann (1980), Gugnacka-Fiedor i Noryśkiewicz (1982b), Reznicek i Svoboda (1982), Szczypek i Wika (1982), Brossard i in. (1984), Elvebakk (1984, 1985), Godzik (1987), Rzętkowska (1987a, b), Święs (1988a), Dubiel i Olech (1985, 1990, 1991, 1992, 1993), Dubiel (1991a, 1993), a także Grodzińska i Godzik (1993). Mimo to Archipelag i Spitsbergen nadal nie posiadają ani wspólnego przeglądu zbiorowisk roślinnych w ujęciu fitosocjologicznym (powszechnie przyjętym na gruncie europejskiej geobotaniki), odniesionego do wyników równolegle dokonanego rozpoznania struktury i funkcjonowania abiotycznego podsystemu krajobrazowego, ani innej spójnej klasyfikacji roślinności tundrowej.

W Norwegii przyjmuje się, że w obrębie Archipelagu Svalbard występują dwa (z trzech wyodrębnionych w Arktyce), regiony roślinności tundrowej, a mianowicie środkowy oraz wysoki. Za kryterium tego podziału - przeglądowego, przyjeto: geologie, klimat lokalny, zaleganie pokrywy śnieżnej, głębokość rozmarzania gleby, drenaż podłoża, użyźnianie gleby przez ptactwo, a także spasanie roślinności, głównie przez renifery i gęsi. Powierzchniowo dominuje środkowy region arktyczny, zróżnicowany na dwie strefy - z krzewinką Cassiope tetragona (z rodziny wrzosowatych Ericaceae) i z debikiem ośmiopłatkowym Drvas octopetala. Pierwsza z nich głównie zajmuje centralną partie Spitsbergenu, druga przede wszystkim rozciąga się wzdłuż zachodniego i północnego wybrzeża tej wyspy. Strefę z Cassiope tetragona, najcieplejszą spośród trzech zdelimitowanych, cechuje występowanie: dzwonka Campanula uniflora, wielosiła Polemonium boreale, maliny moroszki Rubus chamaemorus, Torfieldia pusilla i borówki pijanicy Vaccinium uliginosum. Strefa z Dryas octopetala, równie ciepła co poprzednia, jest ograniczona do wyższych partii suchszych grzbietów. W jej obrębie, na podłożu stosunkowo zasobnym w wapń, rozwija się zbiorowisko z skalnicą naprzeciwlistną Saxifraga oppositifolia, w którym mogą być obecne skarlałe okazy wierzby polarnej Salix polaris i żyłkowanej S. reticulata. Region wysokoarktyczny zajmuje jedynie południowy kraniec Spitsbergenu i wyróżnia się obecnością dwóch stref (typów tundry): z wierzbą polarną Salix polaris oraz z makiem Papaver dahlianum. Ta druga formacja tundrowa jest rozproszona, bez udziału dendroflo-
ry. Wykształca się na najzimniejszych obszarach strefy. Obok maku częstym gatunkiem jest skalnica darniowa *Saxifraga caespitosa.* W zasięgu tej tundry leżą stanowiska wielu roślin typowo arktycznych: turzycy *Carex nadina*, rogownicy arktycznej *Cerastium arcticum, Koenigia islandica*, szczawiora alpejskiego *Oxyria digyna*, gnidosza owłosionego *Pedicularis hirsuta*, wiechliny alpejskiej *Poa alpina*, rdestu żyworodnego *Polygonum viviparum*, jaskra karłowatego *Ranunculus pygmaeus*, skalnicy zwisłej *Saxifraga cernua* i naprzeciwlistnej *S. oppositifolia*, lepnicy bezłodygowej *Silene acaulis* oraz uralskiej *S. uralensis*. Zarówno tundra typu *Salix polaris*, jak i *Papaver dahlianum* są typowe dla wschodniej części Archipelagu Svalbard, gdzie formacje z *Cassiope tetragona* i z *Dryas octopetala* w ogóle się nie wykształcają, z uwagi na brak odpowiednio ciepłych siedlisk. Mapę z zasięgiem wszystkich wymienionych stref, której autorem jest Brattbakk (1986), można obejrzeć na stronie internetowej www.environment.no, w części poświęconej roślinności Svalbardu.



Ryc. 158. Kalcyfilny dębik ośmiopłatkowy *Dryas octopetala* L. z rodziny różowatych *Rosaceae*, tworzący poduchowate skupienia na stokach klifu nad zatoką Petuniabukta, przy poznańskiej stacji polarnej Uniwersytetu im. A. Mickiewicza; w Polsce - relikt glacjalny występujący na wapiennych piargach w polskich Karpatach

W 1996 roku ukazała się praca E. Pirożnikow na temat adaptacyjnych strategii roślin arktycznej tundry. Z głównych cech przystosowania do srogich warunków polarnych autorka wyliczyła: miniaturyzację wszystkich elementów rośliny, oligomeryzację (upraszczanie budowy poprzez redukcję pędów, rozgałęzień, liści i kwiatów), poduchowatą lub rozetową architekturę osobników (tworzenie zwartych mat z maksymalnie zwielokrotnionych i zagęszczonych pędów), ukrywanie kwiatów między liśćmi, geofityzację (zagrzebywanie dolnych części nadziemnych pędów wraz z pączkami odnawiającymi w osadach eolicznych i ściółce), wolne tempo rozwoju osobniczego, przewagę rozmnażania wegetatywnego nad generatywnym (u wielu gatunków brak produkcji lub dojrzewania nasion), długowieczność osobników ze względu na ograniczone możliwości reprodukcji (bardzo rzadkie występowanie roślin jednorocznych i dwuletnich). Za charakterystyczną cechę roślinności tundrowej uznała heterogenność jej flory, wyrażoną różnorodnością rodzin i rodzajów, co potencjalnie zwiększa rozmaitość życiowych strategii i stopni dostosowania do arktycznych warunków.

b. Szata roślinna zachodniego wybrzeża Spitsbergenu

Najczęściej badanymi przez Polaków obszarami Spitsbergenu są okolice polskich stacji polarnych, położonych w zachodniej jego części. Równolegle z pracami nad abiotycznymi uwarunkowaniami arktycznych geoekosystemów wspomnianej wyspy, od dawna były prowadzone studia geobotaniczne, o czym było już wcześniej powiedziane. Niżej krótko scharakteryzowano ich wyniki w rejonach Bellsund, Hornsund i Kaffiøyra, w których będą odbywały się Warsztaty Glacjologiczne "Spitsbergen 2004".

c. Szata roślinna w rejonie fiordu Bellsund

Z rezultatów badań takich autorów, jak: Polunin (1959), Röning (1964), Rzętkowska (1987a) i Święs (1988b, 1993) wynika, że w rejonie Bellsund rośnie 55 taksonów roślin naczyniowych, podczas gdy na terenach Kaffiøyry, najbardziej wysunietej na północ spośród obszarów najintensywniej eksplorowanych przez polskich badaczy, stwierdzono ich 97. Taksonów wspólnych dla trzech wyżej wymienionych stref badań jest 38. Można wnioskować, że flora naczyniowa tundry wokół fiordu Bellsund jest uboga. Z danych meteorologicznych 16 - letniej serii pomiarowej (1986 -2002), dla sezonu letniego, wyraźnie widać, że klimat jest tam sroższy, aniżeli na przykład w rejonie fiordu Hornsund. W podanym okresie średnia temperatura lata wyniosła 5,3°. Średnia suma opadu atmosferycznego kształtowała się na poziomie 27,4 mm i była dwukrotnie mniejsza, niż w tym czasie na posterunku pomiarowym PAN w Hornsundzie. Teren fiordu Bellsund jest osłonięty od bezpośredniego oddziaływania wilgotnych mas powietrza znad Atlantyku. W porze bezdeszczowej wielokrotnie stwierdzano całkowity zanik podziemnego poziomu wodonośnego (nadzmarzlinowego). Wielkość strat wody wskutek drenażu i ewapotranspiracji zwykle przewyższała zasilanie atmosferyczne i dopływ wody z tajania zmarzliny. W dużym stopniu infiltracja wód była generowana składem granulometrycznym pokrywowych utworów Calypsostrandy (głównego obszary występowania tundry), które były badane. Współczynnik infiltracji w utworach żwirowych sięgał do 0,01 m/s. Uwarunkowania abiotyczne rzutują na ubóstwo florystyczne i zróżnicowanie pustynnej tundry arktycznej omawianego terenu.

Najlepiej poznanym, pod względem geobotanicznym, obszarem tundrowym fiordu Bellsund jest Calypsostranda, opadająca w kierunku fiordu Recherche, stanowiąca przedpole lodowców Scotta i Renarda. Roślinność arktycznej pustyni wykształciła się tam na równinie nadmorskiej, będącej systemem podniesionych teras morskich, związanych z ruchami glacjoizostatycznymi w młodszym plejstocenie i holocenie. Wyróżnia się tam 7 teras o charakterze platform abrazyjnych, położonych 2 - 85 m n.p.m. Powierzchniowo przeważają terasy III i IV (25 - 40 m npm), prawie płaskie, urozmaicone fosylnymi wałami burzowymi, pokryte czwartorzędowymi osadami glacjalnymi, fluwioglacjalnymi i morskimi (Bartoszewski i in. 2003). Na tych dwóch terasach biocenozy tundry są najlepiej wykształcone i mają charakter ugrupowań zdominowanych przez rośliny zarodnikowe.

W latach 1987 - 1988 została zbadana, przez Święsa i Karczmarza (1993a), struktura florystyczna tundry Calypsostrandy. Na równinie nadmorskiej i obszarach morenowych autorzy wyodrębnili 7 ekologiczno - florystycznych typów tundry, zróżnicowanych na 10 podtypów i 3 formy. Wszystkie powierzchnie testowe zostały przez nich zlokalizowane na mapie i stanowią dokumentację do badań nad sukcesją roślinności. W obrębie niektórych z nich (łącznie 124) wykonano zdjęcia fitosocjologiczne (Święs 1988a). Wspomniane 7 typów to tundry: najczęściej spotykana sucha porostowo-mszysta (w tym tundra inicjalna, deflacyjna, z dębikiem ośmiopłatkowym *Dryas octopetala* oraz szara porostowa z chrobotkiem *Cetraria delisei*), mezofilna mieszana, mezofilna mokradłowa (m. in. synantropijna), zboczowa mokradłowa, mszysto-trawiasta bagnista (m. in. z śmiałkiem alpejskim *Deschampsia alpina*) oraz zatapiana. W obrębie zbiorowisk roślinnych wymienionych formacji tundrowych łącznie zanotowano 109 taksonów mchów (82 częste, pozostałe sporadyczne) i 5 wątrobowców (3 częste, 2 sporadyczne). Większość gatunków mchów wystąpiła w tundrze mszysto-trawiastej bagnistej, a najmniej w suchej porostowo-mszystej.



Ryc. 159. Głodek alpejski *Draba alpina* L. z rodziny krzyżowych *Cruciferae*, jeden z dwunastu gatunków rodzaju *Draba* L. tworzących florę Svalbardu, stosunkowo pospolity w deflacyjnej tundrze porostowo - mszystej NW Spitsbergenu; stanowisko w Calypsobyen

Gatunkami najszerzej rozpowszechnionymi, występującymi we wszystkich typach tundry, były: *Campylium polygamum, Calliergon turgescens* var. *turgescens, Ditrichum flexicaule, Drepa-nocladus revolvens* i *Oncophorus wahlenbergii*. W zasięgu płatów suchej tundry do najczęściej spo-tykanych należały: *Oncophorus wahlenbergii* i *Drepanocladus uncinatus*, a lokalnie *Dicranoweisia crispula*. Ponadto autorzy stwierdzili kilka mchów kalcyfilnych (*Bryum ovatum, Calliergon trifarium, C. turgescens, Drepanocladus revolvens, Meesia triquetra, Timmia austriaca*) oraz nitrofilnych (*Aplodon wormskjeldii, Splachnum vasculosum, Tetraplodon mnioides*). Siedemnaście rzadko obserwowanych gatunków mchów reprezentowało element arktyczno-górski, a cztery taksony element okołobiegunowy. W rejonie Calypsostrandy Święs z Karczmarzem (I. c.) stwierdzili częste występowanie licznych gatunków rzadkich na Archipelagu Svalbard. Były to między innymi: *Cnestrum schisti, Distichium hagenii, Drepanocladus badius, D. latifolius, Meesia longiseta, M. uliginosa* i *Rhizomnium andrewsianum.* W obrębie bryoflory, która liczyła 135 gatunków, wyróżniono 5 głównych grup geograficznych. Najliczniej były reprezentowane mszaki elementu arktyczno i subarktyczno-

alpejskiego (44%), arktyczno-alpejskiego (33%) oraz subarktyczno-subalpejskiego (14%). Element kosmopolityczny to zaledwie 2% (Święs, Karczmarz 1991a, b).

Brioflorę Calypsostrandy badała również Rzętkowska (1987a, b; 1988a, b). Jej wyniki w dużym stopniu są zbieżne z wyżej przedstawionymi. Wcześniej - w 1986 roku, autorka ta studiowała florę naczyniową tego obszaru. Podała 55 gatunków, z pominięciem przedstawicieli rodzaju głodek *Draba* sp. Do licznie występujących na równinie nadmorskiej zaliczyła: wierzbę polarną *Salix polaris*, rdest żyworodny *Polygonum viviparum*, rogownicę arktyczną *Cerastium arcticum*, lepnicę bezłodygową *Silene acaulis*, skalnicę naprzeciwlistną *Saxifraga oppositifolia* i skalnicę darniową *S. caespitosa*. Najbogatsza w gatunki okazała się tundra deflacyjna (32 taksony) i trawiasto-mszysta (28). W skład tej drugiej wchodziły: *Arctophila fulv*a, *Deschampsia alpina*, *Phippsia algida* i *Ranunculus hyperboreus*. Obie najlepiej wykształciły się w bruzdach i zagłębieniach terenu. Najuboższa (11 gatunków) okazała się tundra wyleżysk śnieżnych, której fitocenozy były budowane między innymi przez: skalnicę zwisłą *Saxifraga cernua*, skalnicę *S. regelii*, rzeżuchę *Cardamine nymanii*, warzuchę *Cochlearia officinalis* i *Phippsia algida*. W sąsiedztwie ptasich lęgowisk były obserwowane mszyste płaty z nitrofilną skalnicą zwisłą *Saxifraga cernua*, współwystępującą tam z takimi mchami, jak: *Aulacomnium palustre*, *Brachythecium turgidum*, *Plagiomnium ellipticum*, *Polytrichum alpinum* i *Tomentypnum nitens*.

Wśród roślin naczyniowych Calypsostrandy uwagę zwraca żyworodność, jako przystosowanie do stosunkowo krótkiego sezonu wegetacyjnego. Florę taką reprezentują: wspomniany już rdest *Polygonum viviparum*, a także *Poa alpigena* var. *vivipara, Poa alpina* var. *vivipara* oraz *Poa arctica* var. *vivipara*. Niektóre badane przez siebie zbiorowiska roślinne Rzętkowska (l. c.) utożsamiła z dwoma podzespołami zespołu *Papaveretum dahliani*, opisanymi w 1968 roku przez Hoffmana, a mianowicie wyróżnianym przez skalnicę naprzeciwlistną - *P. d. saxifragetosum oppositifoliae* i przez wierzbę polarną - *P. d. salicetosum polaris*; opisanymi z rejonu Barentsöya.

d. Szata roślinna w rejonie fiordu Hornsund

Szata roślinna obszarów w rejonie fiordu Hornsund wielokrotnie była przedmiotem geobotanicznych studiów. Porosty badali: Nowak (1965), Olech (1987; 1990a, b; 1993) oraz Olech i Alstrup (1989), wątrobowce Reyment-Grochowska (1967), mchy Kuc (1963), natomiast rośliny naczyniowe Kuc (1968a) i Dubiel (1985, 1990, 1991b, 1993). Struktura, funkcjonowanie i środowiskowe uwarunkowania ekosystemów tundrowych były przedmiotem zainteresowania takich autorów, jak: Kuc (1964a, b; 1968b), Eurola (1968), Fabiszewski (1975), Eurola i Hakala (1977), Dubiel i Olech (1985, 1990, 1991, 1992, 1993), Godzik (1987), Dubiel (1988, 1991a), Opaliński (1991), Grodzińska i Godzik (1993) oraz Pirożnikow (1996).

Roślinność tundrowa wokół fiordu Hornsund występuje na stosunkowo niewielkim obszarze. Jej obecność zaznacza się głównie w krajobrazie wolnego od lodu wybrzeża, w obrębie podniesionych teras morskich, będących rzeźbą litoralną przeobrażoną przez procesy peryglacjalne, w mniejszym stopniu fluwialne, eoliczne lub krasowe. Wykształca się również w powiązaniu z formami stokowymi, rozwijającymi się w warunkach nadmorskiego klimatu peryglacjalnego. Ten morfogenetyczny typ rzeźby przede wszystkim kształtują tam soliflukcja i gwałtowne ruchy masowe, w tym gruzowo - śnieżne. W skład roślinności tundrowej wchodzą przede wszystkim ugrupowania porostów i mszaków.

Część wyżej wymienionych prac pochodzi z terenu północnego wybrzeża fiordu Hornsund, część z południowego, obejmującego NW Sørkapp Land (Ziemię Południowego Przylądka), lepiej zbadanego pod względem geobotanicznym. Niedawno ukazała się monografia poświęcona strukturze i funkcjonowaniu środowiska przyrodniczego Sørkapplandu pod redakcją Ziaji i Skiby (2002).

Flora naczyniowa północno - zachodniej partii Sørkapp Land, podana przez Dubiela (1990) liczyła 82 gatunki. Jest ona stosunkowo bogata, co wynika ze złożonej, jak na polarne warunki Spitsbergenu, struktury środowiska przyrodniczego. Rejon ten nie nosi śladów zlodowacenia holoceńskiego, na skutek ocieplającego oddziaływania fenów i oceanicznych wód otwartego Morza Grenlandzkiego. Do szczególnie interesujących roślin autor ten zaliczył między innymi: *Arctagrostis latifolia, Campanula uniflora, Cerastium alpinum* ssp. *lanatum, Dupontia psilosantha, Luzula arcuata, Poa arctica* ssp. *caespitans, Ranunculus glacialis, R. pallasi, R. spitsbergensis, Sagina caespitosa* i *Saxifraga svalbardensis*. Ponadto stwierdził tam około 250 gatunków porostów, a także 80 taksonów mchów i 15 wątrobowców. Terytorialne zasięgi roślin zmieniają się. W dużej mierze jest to podyktowane zmianami powierzchni lodowców. Zdaniem Ziaji (2002b) od roku 1936 do 1990 - 91 areał lodowców Sørkapplandu zmniejszył się o 194 km² (18%). W tym czasie morze zalało 58% terenów uwolnionych spod lodu. Obszarowe zlodowacenie półwyspu spadło o 8%. Prognozuje się, że kontynuacja tego procesu może przekształcić Sørkapp Land w wyspę.

Cała flora naczyniowa NW Sørkapp Land należy do holarktycznego elementu geograficznego i trzech podelementów o szerokim zasięgu geograficznym, a mianowicie: arktycznego (49,4%), arktyczno - alpejskiego (44,7%) i cyrkumborealnego (5,9%). Około 20% to gatunki amfiatlantyckie. W obrębie form życiowych dominują tam hemikryptofity, czyli byliny naziemnopączkowe (48,8%). Drugą liczną grupą są niskopączkowe - chamefity (32,1%). Kryptofity (skrytopączkowe) stanowią 17,9%. Najmniej liczne są gatunki jednoroczne, tzw. terofity (1,2%). Ekstremalne warunki klimatyczne są przyczyną całkowitego braku fanerofitów - roślin drzewiastych. Przystosowaniem do trudnych warunków ekologiczno - klimatycznych jest ograniczenie rozmnażania generatywnego na korzyść rozmnażania wegetatywnego, a u ponad 10% gatunków występuje zjawisko "pseudożyworodności". Dominują gatunki o strategii rozrodczej typu K (Dubiel 1991a, b; Dubiel i Olech 1993).



Ryc. 160. Fiord Hornsund, NW Sørkapp Land - skalnica *Saxifraga nivalis* L. z rodziny skalnicowatych *Saxifragaceae,* jej optimum ekologicznych wymagań przypada na gleby silnie szkieletowe, głównie w krajobrazach morenowych

Roślinność NW Sørkapp Land została udokumentowana 285 zdjęciami fitosocjologicznymi, wykonanymi przez Dubiela i Olech (1990). Na ich podstawie wyodrębniono 28 typów zbiorowisk roślinnych, wstępnie zaliczonych do następujących klas: *Rhizocarpetea geographici, Physcietea caesiae, Grimmio-Rhacomitrietea, Salicetea herbaceae, Elyno-Seslerietea, Thlaspietea rotundifolii* oraz *Juncetea maritimi*. Pod względem fizjonomicznym roślinność tworzy trzy typy formacji: pustynię arktyczną, ubogą tundrę (suchą tundrę porostową, wilgotną tundrę mszystą i tundrę z udziałem licznych roślin naczyniowych), a także torfowisko. Małe obszary w obrębie tundry, o wyjątkowo korzystnych warunkach siedliskowych, cytowani autorzy nazwali oazami. Notowano w nich 35 -51 taksonów flory naczyniowej. Roślinność NW Sørkapplandu Dubiel (1989, 1991a) zaliczył do odrębnego regionu fitogeograficznego, zróżnicowanego na dwa podokręgi. Według Dubiela i Olech (1992) blisko połowę obszaru pokrytego roślinnością zajmują tam zbiorowiska z udziałem roślin naczyniowych, prawie 20% areału to zwarte zbiorowiska mszaków i naziemnych porostów, 15% pokrywają ugrupowania porostów naskalnych, 8% podtapiane mszary, a 2% roślinność ornitogenna.

Z punktu widzenia zróżnicowania szaty roślinnej zachodniego Sørkapplandu istotne są wyniki gleboznawczych studiów tego regionu. Wszystkie zbadane tam gleby miały słabo wykształcony profil. U większości gleb mineralnych rozpoczynał się on wymarzniętym brukiem okruchów skalnych, pod którym podłoże nie było zróżnicowane na poziomy genetyczne. W oparciu o europejską klasyfikację FAO i WRB wyodrębniono sześć jednostek taksonomicznych: leptosole (niestrefowe, wytworzone na skałach bezwęglanowych i węglanowych), regosole (zdecydowanie głębsze od poprzednich, z reguły suche i rzadko pokryte roślinnością), kriosole (o regularnych wielobokowych spękaniach lub z gruzowymi wieńcami, tworzącymi sieć poligonów), histosole (z warstwą organiczna średnio 20-50 cm, w pobliżu kolonii ptasich wzbogacane w azot, fosfor i potas), glejosole (typowe dla obniżeń terenowych na nadmorskich równinach, zazwyczaj pokryte roślinnością wilgotnej tundry mszystej) i fluvisole, wykształcające się na warstwowych osadach rzecznych i młodych osadach teras morskich, zwykle słabo porośnięte (Skiba i in. 2002). Ich właściwości fizykochemiczne i biologiczne zależały od: rzeźby, litologicznych cech podłoża, uziarnienia masy glebowej, warunków wilgotnościowych, a także intensywności procesów wietrzeniowych i kriogenicznych. Cechą pokrywy glebowej było występowanie niektórych wyżej wymienionych jednostek w płatach o małych powierzchniach lub mozaikowych układach przestrzennych. Przeważały różne jednostki kriogenicznych gleb inicjalnych rumoszowych nad inicjalnymi skalistymi bezweglanowymi i inicjalnymi skał węglanowych. Duże powierzchnie zajmowały również grubookruchowe utwory glebowe przemodelowane przez rzeki lodowcowe. Zmarzlinowe gleby organiczne obserwowano zazwyczaj na połogich stokach, a także w sąsiedztwie meandrujących cieków wodnych oraz polodowcowych jeziorek i zwykle były one zdeformowane przez procesy mrozowe lub lód. Analiza zawartości metali ciężkich w zbadanych glebach wykazała brak zanieczyszczenia nimi (Skiba i Kuczek 1993, za Skiba i in. 2002).

Od początku XVII w. tereny arktyczne były eksplorowane przez człowieka (por. Chochorowski 1987), co powodowało synantropizację flory. Pisał o tym Dubiel (1991a), wymieniając dla NW części półwyspu Sørkapp Land gatunki o tendencji do apofityzmu, czyli przenikania na siedliska antropogenicznie przekształcone. Za takie uznał: rogownicę arktyczną *Cerastium arcticum*, warzuchę *Cochlearia groenlandica* (syn. *C. officinalis*), *Phippsia algida*, wiechliny - *Poa alpigena*, *P. alpina* var. *vivipara* oraz *P. arctica*, a także skalnice - zwisłą *Saxifraga cernua*, darniową *S. caespitosa* i *S. rivularis*.

Roślinność północnego wybrzeża fiordu Hornsund była badana przez Grodzińską i Godzik (1993), na przykładzie zlewni rzeki Fuglebekken. Została ona udokumentowana 160 zdjęciami fitosocjologicznymi, na podstawie których wyodrębniono 11 jednostek. Ich rozmieszczenie zostało przedstawione na mapie w skali 1: 5 000. Zbiorowiska zdominowane przez porosty zajmowały 50% badanej powierzchni. Były to między innymi następujące syntaksony: na rumoszu skalnym - z *Xanthoria elegans* i z *Candellariella arctica*; na suchych zboczach i skałkach - z *Cladina mitis, Cetra-ria nivalis* i *Racomitrium lanuginosum*; na kamienistych, stale podmokniętych zboczach - z *Sanionia uncinata, Aulacomnium turgidum, A. palustre* i *Hylocomium splendens*, zajmujące 5% powierzchni zlewni. W formacjach porostowych i mszysto-porostowych z różnym powierzchniowym udziałem występowały między innymi: *Salix polaris, Saxifraga oppositifolia, S. caespitosa, Luzula confusa, Oxyria digyna* i *Draba adamsii.* W obrębie kolonii traczyków stwierdzono fitocenozy z *Chrysosple-nium tetrandrum, Cochlearia officinalis* i *Cerastium alpinum,* z udziałem azotolubnych gatunków ornitokoprofilnych. W miejscach nagromadzonego ptasiego guana wykształciło się zbiorowisko *Te-traplodon mnioides* - *Aplodon wormskjoeldii.* Mszarniki na płaskich, silnie uwodnionych obszarach, zajmujące około 20% zbadanego areału, zostały ujęte jako zbiorowisko *Calliergon stramineum* - *Sanionia uncinata.*

Ornitogenne biotopy były również badane na obszarze NW części Sørkapplandu, przez Dubiela (1985), który notował w nich takie wybitnie nitrofilne rośliny, jak: *Phippsia algida* i *Cochlearia officinalis*, współwystępujące z *Cerastium alpinum*, *Poa alpina*, *P. arctica* oraz *Saxifraga rivularis*. Dolina między Hohenlohefjellet a Sergeijevfjellet i nizina morska u jej wylotu są biotycznym podsystemem krajobrazowym najlepiej rozwiniętym spośród wszystkich na Sørkapplandzie. Ziaja (2002a) uważa, że u podnóża stoków górskich z ptasimi koloniami roślinność jest najbujniejsza, a gleby o największej miąższości (do około 0,5 m). Zwierzęciem, które również w dużym stopniu kształtuje strukturę fitocenoz omawianego półwyspu jest renifer. Ziaja (l. c.) podaje, że w zachodniej części Sørkapplandu nastąpił gwałtowny wzrost liczebności populacji renifera, z 1-2 osobników w latach osiemdziesiątych do ponad 100 w roku 2000. Autor przypuszcza, że przyczyną tego mogły równie dobrze być zmiany zachodzące w środowisku (deglacjacja i sukcesja), jak i powołanie parku narodowego w 1973 roku.

W sąsiedztwie stacji polarnej Hornsund tundra jest silnie wydeptywana, co zubaża ją florystycznie. Oprócz presji mechanicznej zagrożeniem dla naturalnego środowiska jest tam skażenie metalami ciężkimi, a szczególnie ołowiem (Grodzińska i Godzik 1991, Jóźwik 1992, Jóźwik i Magierski 1992, Dubiel 1993, Grodzińska i in. 1991), jak również radioaktywne (obecność Cs-137), pochodzące z rozszczepienia uranu z testów broni nuklearnej (Szczypa i in. 1992).

Oryginalne badania geobotaniczne w rejonie fiordu Hornsund przeprowadziła Pirożnikow (1996). Przestudiowała strategie adaptacyjne dwóch arktyczno - alpejskich skalnic - Saxifraga caespitosa i S. oppositifolia, mających na Spitsbergenie szczególnie szeroką skalę ekologiczną. Stwierdziła, że S. oppositifolia posiada dużą plastyczność morfologiczną, bowiem występuje w dwóch formach wzrostu, płożącej (stosunkowo często na skałkach), a także poduchowej (jako zbite pakiety pedów) - rzadszej, dominującej na terasie morskiej. Czeste były osobniki pośredniego typu. Na gruntach strukturalnych u skalnicy naprzeciwlistnej często była obserwowana geofityzacja, czyli stopniowe pogrążanie trwałych fragmentów pędów w głąb gleby. W rezultacie powstały wielopiętrowe osobniki zbudowane z podziemnych martwych rametów, ułożonych jeden nad drugim, a także żywych rametów nadziemnych. Osobniki S. caespitosa były złożone z modułów będących rozetami piętrowo przyrastającymi wzdłuż pionowych osi. Największe z obserwowanych poduch liczyły około 150 rozet, najmniejsze średnio 18. Oprócz architektury osobników Pirożnikow (I. c.) badała również wysiłek reprodukcyjny obu skalnic, strategie rozwoju ontogenicznego, długowieczność osobników, ich wielkość, płodność i rozrodczość, zagęszczenie i przestrzenną strukturę populacji oraz strategię kolonizacji. W konkluzji autorka stwierdziła, że S. oppositifolia jest gatunkiem o wiekszym dostosowaniu do kolonizacji siedlisk w warunkach polarnej pustyni niż S. caespitosa.

Zjawiskiem notowanym na obszarach fiordu Hornsund jest występowanie krioplanktonu, widocznego latem w krajobrazie w postaci barwnych plam na lekko topniejącym śniegu. W skład tego planktonu wchodzą glony: okrzemki, zielenice i sprzężnice. Czerwone zabarwienie śniegu lub lodu powoduje zielenica *Chlamydomonas nivalis* zawierająca hematochrom (por. Podbielkowski 1995).

e. Szata roślinna w rejonie Kaffiøyry

Kaffiøyra, czyli Nizina Kawowa, rozciąga się nad brzegami cieśniny Forland (Forlandsundet), w zachodniej części Ziemi Oskara II. Ma około 14 km długości i 4 km szerokości. Północną granicę

wyznacza Lodowiec Åavatsmark, kończący się w zatoce Hornback, natomiast południową Lodowiec Dahl, schodzący do zatoki o takiej samej nazwie. Od wschodu Kaffiøyra graniczy z sześcioma lodowcami. Kaffiøyra jest systemem teras morskich powstałych w wyniku izostatycznego podniesienia lądu na wysokość 65 m n.p.m. Zachowały się tam stare plaże, wały brzegowe i laguny. Leżące kilkaset metrów od brzegu kłody drewna dryfowego świadczą o ciągłym dźwiganiu się lądu. Terasy morskie są porozcinane dolinami rzek roztokowych i niwalnych, wypełnionych cienką warstwą osadów sandrowych. Stożki sandrowe wraz z korytami rzek roztokowych są tam jednym z bardziej widocznych elementów krajobrazu. Wielkość i kształt stożków ściśle wiąże się z rozmiarami lodowców i ich hydrologiczną aktywnością. W rejonie Kaffiøyry warunki środowiskowe w tundrze kształtuje powietrze napływające głównie z północy i południa, rynną szerokości 20 - 30 km (wzdłuż cieśniny Forland), pomiędzy wysoko wyniesionymi (do 1000 m n.p.m.) górskimi grzbietami. W końcu polarnego lata maksymalna miąższość odmarzniętego gruntu, czyli tzw. warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny, przekracza 1,5 m (M. Grześ, "Stacja polarna Spitsbergen Kaffiøyra"). Od XIX wieku powierzchnia lodowców zmniejszyła się tam o 30%.



Ryc. 161. Mak swalbardzki *Papaver dahlianum* Nordh., gatunek charakterystyczny zespołu *Papaveretum dahliani* Hoffman 1968; stanowisko na przedpolu Lodowca Waldemara, w rejonie Kaffiøyry (Równiny Kawowej), na Ziemi Oskara II

Kaffiøyra, w obrębie której leży, najdalej wysunięta na północ (78⁰41'N), polska stacja polarna, jest interesującym terenem badań dla geobotaników, z uwagi na występującą tam, stosunkowo bogato zróżnicowaną roślinność tundrową, pokrywającą przede wszystkim poziomy terasowe równiny nadmorskiej, między innymi powiązaną z różnorodnymi formami gruntów strukturalnych. Zróżnicowanie szaty roślinnej Kaffiøyry i najbliższych jej okolic zostało stosunkowo dobrze rozpoznane. Opublikowana została flora naczyniowa licząca 86 gatunków (Gugnacka-Fiedor i Noryśkiewicz 1982b, Barcikowski i Gugnacka-Fiedor 2003), brioflora, na którą składa się 75 taksonów (Boińska i Gugnacka-Fiedor 1986, Oleksowicz i in. 1993, Barcikowski i Gugnacka-Fiedor 2003), 90 taksonów porostów (Barcikowski i Gugnacka-Fiedor I. c.) oraz lista gatunków wybranych grup glonów (Oleksowicz 1984, Plichta i Luścińska 1988, Oleksowicz i in. 1993; por. też Gugnacka-Fiedor i Plichta 1993). Do roślin naczyniowych pospolicie lub często obserwowanych przez Gugnacką-Fiedor i Noryśkiewicz (1982b) między innymi należały: *Cardamine nymanii, Cerastium alpinum* i *C. regelii, Cochlearia officinalis* (syn. *C. groenlandica*), *Deschampsia alpina, Draba alpina* i *D. lactea, Dryas octopetala, Equisetum scorpioides* i *E. variegatum, Festuca rubra* ssp. *arctica, Juncus biglumis, Luzula arctica* i *L. confusa, Minuartia rubella* i *M. stricta, Oxyria digyna, Poa alpina* ssp. *vivipara, Poa pratensis* ssp. *colpodea, Polygonum viviparum, Puccinellia svalbardensis, Ranunculus hyperboreus, Salix polaris, Saxifraga caespitosa, S. cernua i S. oppositifolia* oraz *Silene acaulis.* Gatunkami rzadkimi między innymi były: *Cerastium cerastoides, Draba oblongata, Equisetum arvense, Honkenya peploides, Luzula arcuata, Phippsia algida, Ranunculus auricomus, R. sulphureus, Saxifraga foliolosa, S. hirculus, S. tenuis* i *Stellaria crassipes.*

Gugnacka-Fiedor i Noryśkiewicz (1982a) dokonały przeglądu podstawowych typów tundry obszaru Kaffiøyry. Barcikowski i Gugnacka-Fiedor (2003) donieśli, że wspomniany teren (od lodowca Áavatsmark po sandr Elizy) mieści się w północnej strefie tundry arktycznej, na południu przylegającej do strefy tzw. pośredniej.

Gugnacka-Fiedor i Noryśkiewicz (1982a) wyróżniły 5 podstawowych typów tundry: obszarów deflacyjnych, porostową, suchą i świeżą mszystą oraz wyleżysk śniegowych. Ponadto osobno wyodrębniły zbiorowiska pagórków tundrowych oraz pionierską roślinność moren czołowych i bocznych. Autorki podjęły próbę powiązania sklasyfikowanych jednostek z najważniejszymi czynnikami ekologicznymi, takimi jak: wieczna zmarzlina, wiatr, opady, żyzność podłoża oraz wpływ zwierząt na kształtowanie struktury fitocenoz.

Tundra porostowa (zbiorowisko Luzula arcuata ssp. confusa - Cetrariella delisei) głównie wykształciła się na wyższych terasach morskich. Cechowała się niskim udziałem mszaków. Boińska z Gugnacka-Fiedor (1983) stwierdziły w niej zaledwie 8 gatunków, spośród których najczestszym był Drepanocladus uncinatus. W dziesieciu płatach takiej tundry, udokumentowanych przez Gugnacką-Fiedor i Noryśkiewicz (1982b) zdjęciami fitosocjologicznymi, najwyższy stopień stałości osiągnęły: z roślin naczyniowych - Cerastium alpinum, Salix polaris, Saxifraga caespitosa i S. oppositifolia, natomiast z zarodnikowych - Cetraria hiascens i Stereocaulon alpinum. Podobnie uboga w mszaki, jak porostowa, okazała się tundra terenów deflacyjnych (głównie kształtowana przez silny wiatr), gdzie zanotowano 10 taksonów. Wyłącznie w niej rosły Ceratodon purpureus i Ditrichum cylindricum, a najczęstszym był Bryum pallescens. Z roślin naczyniowych najwyższą stałością charakteryzowały się: Salix polaris, Saxifraga caespitosa i S. oppositifolia. Sucha tundra mszysta (zbiorowisko Salix polaris - Sanionia uncinata) była najbogatsza florystycznie (17-38 gatunków w analizowanym płacie) i najszerzej rozpowszechniona. Stałymi lub częstymi roślinami naczyniowymi były w niej: Cerastium alpinum, Draba alpina i D. lactea, Dryas octopetala, Luzula arctica i L. confusa, Minuartia rubella, Oxyria digyna, Papaver dahlianum, Salix polaris, Saxifraga caespitosa, S. cernua, S. oppositifolia oraz Silene acaulis. Gatunkami ograniczonymi do świeżej tundry mszystej, przeważnie rozwijającej sie w dolnych partiach równiny nadmorskiej, reprezentującej zbiorowisko Saxifraga oppositifolia - Scorpidium revolvens, były: Bryum bimum, Dicranella grevilleana i Myurella julacea. Z roślin naczyniowych stale były w niej obecne: Cerastium alpinum, Salix polaris, Saxifraga caespitosa i S. oppositifolia. Bogatymi w mszaki okazały się też być wyleżyska śnieżne, spośród których do najcześciej spotykanych należał Drepanocladus revolvens. Dobrym edyfikatorem tego typu tundry, między innymi rozwijającej się na glebach polygonalnych, głównie w północnej części Kaffiøyry, wydaje się być Cerastium regelii (Gugnacka-Fiedor i Noryśkiewicz 1982b). Interesująca szatę roślinną mają pagórki tundrowe, najczęściej spotykane w sąsiedztwie jezior i wyleżysk śnieżnych, a także pionierskie ekosystemy moren czołowych i bocznych. Fitocenozy pagórków tundrowych mają charakter arktycznych moczarów, które w literaturze geobotanicznej opisywali: Hadač (1946), Eurola (1968, 1974), Aleksandrova (1971, 1977), Kac (1975) i cytowane już Gugnacka-Fiedor z Noryśkiewicz (1982b). Rozwój tych form jest związany z kępami mchów wypełnionymi soczewkami lodu. Gdy objętość lodu wzrasta, kępy unoszą się. W powiększaniu kęp pewną rolę odgrywa także odkładanie materii organicznej. Dominują mchy i porosty, a do częściej obserwowanych roślin naczyniowych należą: *Cardamine bellidifolia, Cerastium regelii, Chrysosplenium tetrandrum* i *Saxifraga hyperborea*. Odrębny skład mają obrzeża pagórków i ich część centralna. Na skrajach najczęściej są obserwowane: *Cerastium alpinum, Luzula confusa, Salix polaris, Saxifraga cernua* i *Saxifraga oppositifolia*. W środku najobficiej rosną: gatunki zarodnikowe - *Drepanocladus uncinatus, D. revolvens, Haplodon wormskjoldii* i *Peltigera rufescens,* a także *Cardamine bellidifolia* z naczyniowych.

Bardzo słabo wykształconą roślinność tundry arktycznej mają morenowe obszary Kaffiøyry, pokryte co najwyżej w 5% roślinami naczyniowymi i do 20% porostami i mszakami. Wyjątek stanowią moreny lodowca Dahl, gdzie pokrycie tundrą lokalnie dochodzi do 40-80%. Formy morenowe wyróżniają się obecnością zbiorowiska z *Papaver dahlianum*, w skład którego, obok maku, wchodzą między innymi: gatunki z rodzaju *Draba, Braya purpurascens, Minuartia stricta, Poa alpina* var. *vivipara, Saxifraga cernua* i *Silene uralensis.* Podobnie słabo (do 5% pokrycia) roślinność rozwija się na plażach poza wałem sztormowym. Najczęściej można tam spotkać skalnicę *Saxifraga oppositifolia*, a pomiędzy nią pojedyncze osobniki *Draba alpina* i *Silene acaulis* (Barcikowski i Gugnacka-Fiedor 2003).

Łatwo zauważalnym elementem krajobrazu roztaczającego się wokół morskich lagun są mszarniki. Wykształcają się również przy wolno płynących ciekach, na rozlewiskach i obrzeżach jezior oraz na górskich stokach. W ich fitocenozach, o 100% pokryciu mszakami, rośnie kilka gatunków flory naczyniowej: *Cardamine pratensis* ssp. *polemonioides, Dupontia fisheri, Equisetum arvense* ssp. *boreale, Ranunculus sulphureus* i *Saxifraga hyperborea* (Barcikowski, Gugnacka-Fiedor 2003).

W 1983 roku Boińska i Gugnacka-Fiedor podały z rejonu Kaffiøyry cztery taksony mszaków nowe dla flory Svalbardu. Były to: *Barbilophozia floerkei, Dicranella cerviculata, Dicranum acutifolium* i *Pohlia nutans* ssp. *schimperi*. Ponadto stwierdziły tam 17 gatunków rzadkich i bardzo rzadkich dla Archipelagu.

Komplet fotografii opisanych powyżej roślin oraz resume niniejszego artykułu znajdują się na płytce CD-ROM - załączniku do niniejszej publikacji.



LONGYEARBYEN

5. LONGYEARBYEN

Małgorzata Mazurek

Longyearbyen (78°14'N, 15°30'E) - stolica i największe miasto Spitsbergenu, a zarazem całego archipelagu Svalbard. Położone jest nad fiordem Advent, który stanowi południowowschodnią odnogę *Isfjorden*. Miasto rozciąga się wzdłuż wybrzeża fiordu Advent w kierunku *Adventdalen,* z centrum zlokalizowanym w dolinie Longyear (*Longyeardalen*). W osi *Longyeardalen* płynie roztokowa rzeka Longyear odwadniająca lodowce Longyear (*Longyearbreen*) i Lars (*Larsbreen*).

Grzbiety otaczające Longyearbyen mają charakter gór o spłaszczonych wierzchołkach lub przybierają kształt piramidy, a ich stoki rozczłonkowane są licznymi żlebami ze stożkami usypiskowymi i napływowymi. W budowie geologicznej grzbietów widoczne są horyzontalnie ułożone warstwy: w dolnej części z dolnej kredy, przykryte osadami z dolnego trzeciorzędu (Hjelle 1993, ryc. 162). Skały osadowe zapadają łagodnie na SW. Pod koniec jury i na początku kredy miały na tym terenie miejsce intruzje magmy, które doprowadziły do powstania dajek dolerytowych. Skały dolnej kredy to osady rzeczne i deltowe (piaskowce), przykryte osadami płytkiego morza składającymi się z piaskowców, mułowców i łupków. Ich miąższość eksponowana w okolicy Longyearbyen dochodzi do 200 m. Po wydźwignięciu tego terenu w kredzie oraz okresie erozji skał górnokredowych, w trzeciorzędzie nastąpiła akumulacja piaskowców, mułowców, z występowaniem łupków, których łączna miąższość od ok. Longyearbyen do szczytu Nordenskiöldfjellet (1050 m n.p.m.) osiąga prawie 1000 m. W skałach tych występuje bogata kopalna flora, w tym skamieniałe drzewa. W wyniku działalności erozyjnej lodowca Longyear fragmenty tych skał często z ciekawymi fosyliami, zostały przetransportowane w dół doliny i budują wały moren czołowych.

W osadach trzeciorzędowych występuje kilka pokładów węgla, z których najważniejsze występują u podstawy serii trzeciorzędowej. Pokłady te zapadają wraz z całą serią osadową na SW. Z pięciu pokładów węgla o zróżnicowanej miąższości i jakości węgla, w Longyearbyen eksploatowany jest pokład Longyear, który występuje na wysokości ok. 50 m. Jego miąższości zmienia się od 60-70 cm do prawie 2 m. Całkowite zasoby węgla szacowane są na prawie 8 mln ton. Wydobycie węgla odbywa się częściowo w obrębie wieloletniej zmarzliny, a częściowo w strefie warstwy czynnej. Obecność przemarzniętego podłoża może sprzyjać gromadzeniu się eksplozywnego metanu w kopalniach.

Poza fiordami i dużymi dolinami lodowcowymi brak na tym terenie śladów erozji lodowcowej. Mniejsze doliny o V-kształtnym profilu są wynikiem erozji rzecznej w obrębie mało odpornych, kruchych skał. Dolinę *Adventdalen* i *Longyeardalen* wypełniają osady sandrowe, a w obrębie dolin, jak i na stokach, występują płaty lessów (Hjelle 1993).

Zachodnie wybrzeże Spitsbergenu omywane przez ciepły Prąd Norweski stwarza korzystniejsze warunki do osadnictwa w porównaniu z wybrzeżem wschodnim. W efekcie na wybrzeżu zachodnim skupiają się wszystkie większe osady i miasta Spitsbergenu: Longyearbyen, Barentsburg, Sveagruva, Pyramiden (opuszczone w 1998 r.) i Ny-Ålesund. W Longyearbyen średnia temperatura roczna wynosi – 6,5°C, w styczniu -16°C, a w lipcu około 6°C, przy niskich średnich rocznych sumach opadów ok. 200 mm (dla wielolecia 1961-1990). Linia wieloletniego śniegu w okolicach Longyearbyen położona jest na wysokości ok. 530 m n.p.m. Dzień polarny trwa tu od 20 kwietnia do 23 sierpnia, podczas gdy od 26 października do 15 lutego słońce nie pokazuje się nad horyzontem (24 godziny całkowitej ciemności to czas między 14 listopadem a 29 stycznia). Tundra wokół Longyearbyen charakteryzuje się występowaniem ok. 100 gatunków roślin, z liczną populacją ptaków oraz obecnością "większych" zwierząt Arktyki. Występowanie w podłożu wieloletniej zmarzliny stanowi wyzwanie dla konstrukcji obiektów na tym trenie. W zależności od charakteru podłoża zastosowano różne technologie przy wznoszeniu budynków w mieście, budowie pasa startowego na lotnisku i prowadzeniu różnego rodzaju instalacji (m.in. pale drewniane, stalowe, betonowe, betonowe podłoże podścielone warstwą żwiru, odwodnienie).



Ryc. 162. Fragment mapy geologicznej Longyearbyen- Sassenfjorden z profilem geologicznym przez Adventdalen (wg Hjelle 1993) I - czwartorzęd: I.1. - osady morenowe, I.2. - osady plażowe, I.3. - osady rzeczne i nierozdzielone, I.4. - pingo; II - trzeciorzęd; III - jura (1) i kreda (2); IV - trias i dolna jura; V - karbon (1) i perm (2); VI - doleryty, jura-kreda; VII - uskok normalny, wąsy w kierunku zrzuconego bloku; VIII – zrzut uskoku, zęby w kierunku nasuniętej jednostki; IX - synklina/antyklina/fleksura; X - warstwowanie – upad w stopniach, XI - czynne/opuszczone kopalnie

Po okresie polowań na wieloryby (lata 1600 -1700), następnie okresie traperstwa (od. ok. 1700 do końca XIX w.), na początku XX w. rozpoczęto na Spitsbergenie eksploatację bogactw mineralnych, w tym przede wszystkim węgla kamiennego. Odkrycie na zachodnich wybrzeżach Spitsbergenie węgla kamiennego przypisuje się wielorybnikom, którzy wykorzystywali węgiel m.in. do wytapiania tranu.

W 1906 r. we wschodniej części *Isfjorden* Amerykanin John Munro Longyear (1850-1922) założył osadę górniczą, zwaną później od jego nazwiska Longyearbyen. Longyear, amerykański przedsiębiorca, po raz pierwszy odwiedził turystycznie Spitsbergen w 1901 r. na statku *"Augusta-Victoria*". W 1904 r. po otrzymaniu informacji o polach węglowych wokół *Longyeardalen* wykupił on ten obszar. W 1906 r. Longyear powołał przedsiębiorstwo węglowe nazywane Arktyczną Spółką Węglową (Arctic Coal Company).



Ryc. 163. Plan Longyearbyen (wg Biura Gubernatora, 1999)

 Droga dla skuterów (prędkości maks. do 30 km/h), 2. Droga dla skuterów (prędkości maks. do 50 km/h), 3. Droga dla pieszych, 4. Apteka, 5. Bank, 6. Przedszkole, 7. Biblioteka, 8. Warsztat, 9. Stacja benzynowa, 10. Sklep, 11. Cmentarz, 12. Hotel, noclegi, 13. Hala sportowa, 14. Boisko, 15. Kawiarnia, 16. Kiosk, 17. Kościół, 18. Kino, 19. Biuro lekarza, 20. Parking, 21. Policja, Biuro Gubernatora, 22. Poczta, 23. Restauracja, 24. Przechowalnia skuterów, 25. Punkt widokowy, 26. Basen, 27. Szpital, 28. Centrum Telekomunikacji, 29. Informacja turystyczna Pierwsza kopalnia *Gruve 1* została otwarta zimą 1906/07 r. Dziesięć lat później, w 1916 r., spółkę kupiła norweska kompania węglowa (*Store Norske Spitsbergen Kulkompani A/S, SNSK*), która od tej pory odpowiedzialna jest za wydobycie węgla. Podobnie jak Arktyczna Spółka Węglowa, również SNSK w pierwszych latach działania spotkała się z poważnymi strajkami górników, co spowodowało przejęcie zakładu w 1917 r. przez wojsko. Dziś w Longyearbyen działa Norweska Kompania Górnicza (Store Norske Kulkompani) zatrudniająca ok. 230 osób.

W czasie II wojny światowej archipelag, jak i Longyearbyen, zostały zajęte przez Niemców, a miasteczko i kopalnia zniszczone. Wydarzenia lat wojny upamiętnia tablica zlokalizowana w sąsiedztwie siedziby Gubernatora. W latach powojennych miasto odbudowano i rozpoczęto prace górnicze na dużą skalę. Wydobycie węgla kamiennego było przez lata podstawą funkcjonowania miasta, od lat pięćdziesiątych XX w. jego wydobycie wynosiło między 250 a 500 tys. ton na rok (Hjelle 1993), a w 2002 r. wzrosło do 1,8 mln ton. Na tym terenie działało kilka kopalń, a wydobywany węgiel wywożono na kontynent: do Niemiec, Francji i Wielkiej Brytanii. W ostatnich latach ze względów ekonomicznych zamknięto kopalnie i obecnie działa tylko jedna *Gruve 7*, oddalona ok. 12 km na południowy-zachód od miasta, w Foxdalen. Wydobywany węgiel wykorzystywany jest w większości na potrzeby lokalne w tutejszej elektrowni. Ślady działalności górniczej łatwo zauważyć w samym mieście, na zboczach *Longyeardalen* i w jego okolicach (np. kolejka linowa służąca do transportu węgla nad drogą na lotnisko). Miejsce przemysłu węglowego zajęła obecnie turystyka, edukacja i nauka.



Ryc. 164. UNIS - University Centre on Svalbard w Longyearbyen (fot. Zb.Zwoliński)

Miasto w ostatnich 15-20 latach rozwinęło się z typowej osady górniczej w osadę handlową i przemysłową z szerokim zakresem działalności kulturalnej (ryc. 163). Longyearbyen jest siedzibą władz państwowych reprezentowanych przez Gubernatora i najważniejszym norweskim ośrodkiem administracyjnym w archipelagu Svalbard. Siedziba Gubernatora (*Sysselmennen*) położona jest na

zboczu w północno-zachodniej części miasta, w pobliżu kościoła ewangelickiego. Od 1993 r. w Longyearbyen działa UNIS - University Centre on Svalbard (ryc. 164) prowadzący kursy uniwersyteckie z zakresu geofizyki, geologii, biologii, oceanologii i inżynierii stosowanej w badaniach nad Arktyką. W centrum osady zlokalizowany jest Instytut Polarny, a w sąsiedztwie lotniska mieści się siedziba *Norsk Polarinstitutt,* który odpowiedzialny jest za norweskie badania na terenie Svalbradu.

Jeden z najstarszych budynków Longyearbyen, dawną tuczarnię, zajmuje muzeum *Svalbard Museum*. We wnętrzu zorganizowana jest ekspozycja prezentująca środowisko przyrodnicze archipelagu (geologia, klimat, flora i fauna) oraz historię jego odkrywania i rozwoju. Na pierwszym piętrze zaaranżowana jest wystawa obrazująca warunki pracy w tutejszych w kopalniach. Prowadząca w górę doliny droga przebiega obok położonego na zboczu cmentarza górników.

Społeczność Longyearbyen składa się z ok. 1700 mieszkańców (tzw. stałych rezydentów czyli osób prawnie zarejestrowanych jako mieszkańców Spitsbergenu). Mieszkańcami są generalnie ludzie młodzi mieszkający z całymi rodzinami. Rodziny, które przyjeżdżają tu na kilkuletnie kontrakty, maja zapewniony taki sam poziom życia jak na kontynencie. Kolorowe domy zostały tu przeniesione z wioski olimpijskiej w Lillehammer w Norwegii, gdzie odbywały się igrzyska olimpijskie w 1994 r. Obecnie jest to tętniące życiem miasto, pełne dzieci i turystów, ze sklepami o różnym asortymencie (m.in. wolnocłowy supermarket Svalbard Butikken, ryc. 163), urzedami, przedszkolem i szkołą (ok. 250 uczniów), szpitalem i pocztą (z bankomatem). Ukazuje się tygodnik Svalbard Posten. Funkcjonują restauracje (oferujące nie tylko kuchnię arktyczną), kawiarnie i galerie min. z obrazami Kåre Tveter, sala sportowa z basenem kapielowym i kino. Mieszkańcy chętnie organizują wyjazdy poza osiedle, spędzając weekendy na wyprawach do chat i domków traperskich na wybrzeżu Isfjorden. W Longyearbyen regularnie organizowane są wykłady, często na terenie Uniwersytetu, a w ciągu roku Spitsbergen odwiedza wielu znanych muzyków i artystów. Wśród stałych imprez sportowych i kulturalnych są takie jak: Polar jazz (4-5 dni w końcu stycznia), Sunfest week (tydzień ok. 8 marca) - czas powitania "powrotu słońca", Svalbard Ski Marathon - maraton narciarski (kwiecień - początek maja), Spitsbergen Marathon - maraton organizowany przez Klub Atletyki (na początku czerwca).

Na Spitsbergenie nie ma dróg łączących poszczególne osiedla. Skutery śnieżne i łodzie pozostają głównym środkiem transportu. W samym Longyearbyen i wokół niego istnieje ok. 45 km dróg, w większości gruntowych, po których można też poruszać się autobusem lub taksówkami. Miasto posiada port lotniczy *Svalbard Lufthaven* oddalony ok. 4 km od centrum, z jedynym na archipelagu utwardzonym pasem startowym o długości ok. 2,5 km. Lotnisko położone na cyplu u wejścia do *Adventfjorden,* jest miejscem lądowania samolotów należących do Norweskich Linii Lotniczych *Braathens*. Działa tu również port przeładunkowy i pasażerski.

Longyearbyen zapewnia turystom miejsca noclegowe o różnym standardzie: od komfortowych noclegów w *Funken Hotel* i *Radisson Svalbard Polar Hotel* po błotnisty kemping *DNT* położony nad brzegiem *Adventfjorden*, w pobliżu lotniska. Działające w mieście cztery agencje turystyczne oferują przez cały rok zorganizowane wycieczki piesze, konne (kuce islandzkie), psimi zaprzęgami oraz rejsy. Wśród ofert są rejsy po Morzu Arktycznym, wycieczki kajakowe, wspinaczki na szczyty wokół Longyearbyen z możliwością wejścia do tunelu subglacjalnego w lodowcu Longyear, zwiedzanie okolic miasta wraz z wizytą w kopalni *Gruve 3*. Kopalnia ta położna w pobliżu lotniska, została zamknięta w listopadzie 1996 r. i była ostatnią, w której wydobywano węgiel tylko przy użyciu siły ludzkiej w korytarza o wysokości do 80 cm. Poza tym istnieje możliwość wypożyczenia skuterów (zimą), rowerów, kajaków i samochodów.

6. POLARNY PRZEWODNIK BEZPIECZEŃSTWA - WERSJA LETNIA

Marek Grześ

a. Wstęp

Archipelag Svalbard, a właściwie jego największa wyspa Spitsbergen jest najczęściej i najliczniej odwiedzanym przez Polaków regionem polarnym. Dla wielu jest to pierwsze spotkanie z Arktyką. Niniejszy przewodnik opracowano głównie z myślą o nich. Zawarto w nim elementarne zasady zachowania bezpieczeństwa podczas przebywania na Spitsbergenie.

W przygotowaniu przewodnika w znacznej mierze oparto się na opracowaniu "Safety Guide" autorstwa Nicka i Michaela Coxa, wydanym przez NySMAC w 1997 roku.

"Polarny przewodnik bezpieczeństwa" nie jest instrukcją, a jedynie zbiorem rad i wskazówek. Szczegółowych informacji należy szukać w specjalistycznych wydawnictwach.

Aktualnie polskie ekspedycje działają w trzech rejonach Spitsbergenu. Głównym rejonem eksploracji jest rejon Hornsundu ze Stacją Polarną Instytutu Geofizyki Polskiej Akademii Nauk nad Zatoką Białego Niedźwiedzia. Stacja pracuje przez cały rok i przebywa w niej od 10 do 30 osób. W rejonie Hornsundu okresowo czynna jest Stacja Polarna Uniwersytetu Wrocławskiego im. Stanisława Baranowskiego. Często pełni ona rolę subbazy dla stacji Polskiej Akademii Nauk. Stacja jest własnością Uniwersytetu Wrocławskiego, a od paru lat korzystają z niej ekspedycje Uniwersytetu Śląskiego. W Bellsundzie nad Zatoką Calypso, w starych zabytkowych pomieszczeniach dawnej kopalni swoją siedzibę ma Stacja Polarna Uniwersytetu M. Curie Skłodowskiej. Nad Cieśniną Forland w północno-zachodniej części Spitsbergenu zlokalizowana jest Stacja Polarna Uniwersytetu M. Kopernika. Uniwersyteckie stacje pracują jedynie w okresie wiosny i lata.

b. Ochrona środowiska

Delikatny ekosystem Svalbardu jest niezwykle wrażliwy na nieprzemyślaną ingerencję człowieka. Regeneracja zniszczonych fragmentów tundry arktycznej trwa dziesiątki lat. Jeszcze dzisiaj znaleźć można ślady działalności wielorybniczej z XVII wieku. Około 90 % powierzchni Svalbardu pozostaje jeszcze w naturalnym i niezmienionym przez człowieka stanie. Po wieloma względami jest to unikatowy fragment Ziemi.

Przeszło połowę powierzchni Svalbardu stanowią obszary chronione. Są to: parki narodowe, rezerwaty przyrody, rezerwaty roślinności oraz rezerwaty ptasie (mapa). Każda z wymienionych form ochrony środowiska posiada odpowiednie regulacje prawne. Materiały informacyjne na ten temat otrzymać można w Biurze Gubernatora Svalbardu w Longyearbyen.

Na obszarach chronionych zabrania się:

- prowadzenia jakiejkolwiek działalności przemysłowej (gospodarczej),
- składowania odpadów,
- polowania i niepokojenia ptaków i ssaków,
- wywożenia roślin i skamieniałości,
- używania pojazdów terenowych,
- lądowania samolotów i śmigłowców,
- budowy nowych domów,
- stosowania pułapek.

W wyjątkowych przypadkach Gubernator Svalbardu może odstąpić od w/w zakazów.

Stacja Polarna Instytutu Geofizyki PAN w Hornsundzie, podobnie jak Stacja UMCS znajduje się na terenie Parku Narodowego Południowego Spitsbergenu. Dlatego też ochrona środowiska traktowana jest w nich niezwykle restrykcyjnie. Miejsca te pozostają pod stałą kontrolą Gubernatora Svalbardu. Stacja Polarna UMK znajduje się poza obszarami chronionymi. Pozwala to na stosunkowo dużą swobodę prowadzenia badań i poruszania się po Ziemi Oskara II, Ziemi Jamesa I i Ziemi Andree. Nie mniej obowiązuje tu większość zarządzeń regulujących ochronę środowiska na obszarach chronionych.

Na Svalbardzie wydzielono 15 rezerwatów ptaków. Obowiązuje tu zakaz wchodzenia w okresie od 15 maja do 15 września.

Odwiedzenie obszarów chronionych (w celach naukowych i turystycznych) możliwe jest po uzyskaniu zgody Gubernatora Svalbardu.

Ochronie podlegają również wszelkie pozostałości po gospodarczej i naukowej działalności pochodzące sprzed 1945 roku. Są to między innymi: pozostałości po okresie wielorybnictwa i łowiectwa (fragmenty domostw, narzędzi, kości ssaków morskich itp.), miejsca i rzeczy związane z eksploatacją bogactw mineralnych, miejsca związane z dawnym traperstwem (domy, narzędzia łowieckie, itp.). Większość w/w miejsc została dokładnie zinwentaryzowana. O nowych znaleziskach należy poinformować Gubernatora Svalbardu.

Zdarzają się przypadki wścieklizny wśród zwierząt na Svalbardzie. Nigdy nie należy dotykać padniętych osobników. Nie należy też zbliżać się do zwierząt, które nie boją się człowieka.

Podstawową zasadą obowiązującą naukowe i turystyczne grupy przebywające na Svalbardzie jest nie zostawianie po sobie śladów bytności. Wszystkie odpadki, a są to głównie opakowania, należy zabierać ze sobą do osiedli i zdać w odpowiednim punkcie. Nigdy nie należy zakopywać śmieci, które w wyniku działalności mrozu po kilku latach znajdą się na powierzchni. Zabronione jest też topienie śmieci w morzu. Morze wyrzuca na brzeg różne rzeczy. Szczególnie niebezpieczne są fragmenty sieci rybackich. Sieć wplątana w poroże renifera uniemożliwia zdobywanie pożywienia i prowadzi do śmierci zwierzęcia.

c. Obszary chronione na Svalbardzie



Ryc. 165. Obszary chronione Archipelagu Svalbard 1 - Stacja Polarna Instytutu Geofizyki PAN – Hornsund i Stacja Polarna im. St.Baranowskiego Uniwersytetu Wrocławskiego – Werenhus 2 - Stacja Polarna UMCS – Bellsund – Calypso 3 - Stacja Polarna UMK – Forlandsundet – Kaffiøyra

d. Wyposażenie osobiste

Niezależnie od specjalistycznego wyposażenia w plecaku każdego uczestnika wyprawy wyruszającego w teren powinny się znaleźć:

- mapa w odpowiedniej skali,
- kompas (niezależnie od GPS),
- notatnik i ołówek,

- gwizdek,
- nóż,
- hermetycznie opakowane pudełko zapałek,
- zestaw pierwszej pomocy (apteczka),
- zapasowa czapka, rękawice i skarpety,
- okulary słoneczne lub przyciemnione gogle,
- folia biwakowa,
- w pełni nieprzemakalna kurtka i spodnie (chyba, że masz ją na sobie),
- zestaw do naprawy ubrania i namiotu (nici, igły, szeroka taśma klejąca, agrafki).

e. Ubranie letnie

W trudnych warunkach polarnych dobrze dobrana odzież jest jednym z warunków komfortowej i bezpiecznej pracy. Wiąże się to nie tylko z kaprysami pogody, ale i ochroną przed skutkami upadków i potknięć.

Lato polarne na Spitsbergenie przypomina łagodną i kapryśną zimę w środkowej Europie. Przy wyborze ubrania należy uwzględnić dużą ilość dni deszczowych i wietrznych.

W niskiej temperaturze i przy wysokiej wilgotności wszelkie skaleczenia goją się bardzo wolno. Szczególnie dłonie narażone są na skaleczenia. Wszelkie prace wykonywać należy w rękawicach. Przy pokonywaniu stoków i podczas wędrówek po lodowcach ręce muszą być zabezpieczone dobrymi pięciopalczastymi rękawicami.

Dużą uwagę należy przywiązywać do obuwia. Wysokie gumowe buty zapewniają komfort poruszania się po podmokłej tundrze i po płatach mokrego śniegu. Są one niezbędne do przekraczania płytkich strumieni tundrowych. Buty terenowe na podeszwie typu "wibram" zalecane są do wędrówek po górach i wyższych partiach lodowców.

Obszerna kurtka wykonana z nieprzemakalnej tkaniny powinna posiadać kilka dużych naszywanych kieszeni.

Szczegółowe dobranie odzieży zależy od charakteru pracy wykonywanej w terenie.

Lekkie i zajmujące bardzo mało miejsca kurtki puchowe okazują się nieocenione na biwaku.

f. Bezpieczeństwo pracy w terenie

- Podczas pracy na stokach górskich zwracać uwagę na zagrożenie lawinowe. Oprócz lawin śnieżnych istnieje duże prawdopodobieństwo powstania lawin kamienistych.
- Materiał skalny pokrywający stoki górskie jest niestabilny. Przy zespołowym trawersowaniu stoków zachować wyjątkową ostrożność.
- Przebywając pod klifowymi i urwistymi brzegami morskimi zwracać uwagę na pływy, które mogą odciąć drogę powrotną.
- Zimą i wiosną bez ubezpieczenia nie podchodzić do krawędzi klifów i urwisk. Występują tu często nawisy śniegowe.
- Unikać chodzenia po przybrzeżnych stopach lodowych. Stopy wyniesione są do 2 metrów nad poziom niskiej wody.
- Późną wiosną i wczesnym latem omijać zamarznięte jeszcze jeziora. W nieznanym terenie omijać miejsca wyjątkowo płaskie.
- Omijać rozpadliny, szczeliny i wąwozy wypełnione śniegiem. Późną wiosną i wczesnym latem odpływ wód roztopowych odbywa się tunelami wydrążonymi w śniegu.
- Rozpadliny i wąwozy najbezpieczniej przekraczać w miejscach o łagodnych stokach.
- Najlepiej w pobliżu morza, gdzie śniegu jest najmniej.
- Rozpadliny i wąwozy w czasie mgły są trudne do rozpoznania.
- Rzeki i strumienie na Spitsbergenie biorą najczęściej początek z lodowców i płatów śniegu.
 Woda ma niską temperaturę i znaczną prędkość. Najbezpieczniej przekraczać je w pobliżu morza, gdzie dochodzi do podziału koryta na kilka płytkich ramion.

- Przy dużej prędkości wody ubezpieczać przechodzącego liną. Próby przejścia głębokiej wody boso są bardzo niebezpieczne.
- Zmiennej pogodzie towarzyszą gwałtowne i znaczne zmiany poziomu wody w ciekach.
- Wzrost stanu wody może uniemożliwić powrót do obozu (baz) najkrótszą drogą.
- Przy pierwszych oznakach pogarszania się pogody należy nanieść na mapę swoją aktualną pozycję. Wyznaczyć azymut do punktu docelowego.
- Przy bardzo złej pogodzie przerwać marsz, nawiązać łączność z bazą (obozem), założyć biwak, czekać na poprawę pogody. Nigdy nie ryzykować przejścia lodowca w czasie mgły.
- Przed wejściem w teren "zakryty", z którego będzie trudno nawiązać łączność, połączyć się z bazą.

g. Ochrona przed chłodem i odmrożeniami

Przyjeżdżając do Arktyki musimy pamiętać, że nasz organizm nie przywykł do surowych warunków dalekiej północy. Przebywanie w regionach polarnych zawsze wiąże się z nieustanną walką człowieka z chłodem, którego organizm dąży do utrzymania temperatury 37,5°C. Objawy obrony organizmu przed chłodem kojarzone są z pracą mięśni. Najpierw pojawia się tak zwana "gęsia skórka", potem drżenie i "szczękanie zębami". W czasie skurczu mięśni komórki wydzielają niewielką ilość ciepła. Jeżeli jednak organizmowi nie dostarczymy wtedy odpowiedniej ilości dodatkowej energii napięcie mięśni będzie rosło i wszelkie odruchy wymkną się spod kontroli. Zaczynają marznąć najsłabiej ukrwione części ciała: końce palców u rąk i u nóg, nos, uszy oraz cała twarz. Na skórze czuć ukłucia i mrowienie. Potem miejsca te " drewnieją", stają się zdrętwiałe, skóra nabiera woskowatego koloru, marszczy się i czerwienieje. Jeżeli skóra nie zostanie rozgrzana proces postępuje dalej, pojawiają się pęcherze, dochodzi do obumarcia tkanki i głębokich odmrożeń.

Wraz z ogólnym wychłodzeniem stopniowo pojawia się uczucie zobojętnienia i senności, a w dalszej kolejności utrata świadomości i popadnięcie w stan hipotermii. Wychłodzeniu i odmrożeniu sprzyja ogólne wyczerpanie, zmęczenie, wilgotne ubranie i obuwie oraz pozostawanie w bezruchu.

Podczas wietrznej pogody długotrwałe przebywanie na mrozie jest bardzo niebezpieczne. Wiatr potęguje uczucie chłodu. Powietrze wydaje się wtedy kilkukrotnie chłodniejsze niż na to wskazuje faktyczna temperatura powietrza (schłodzenie wiatrowe - wind chill).

OZIĘBIAJĄCY WPŁYW WIATRU – WIND CHILL															
Prędkość wiatru		Temperatura (°C)													
Cisza	-4	-7	-9	-12	-15	-18	-20	-23	-26	-29	-31	-34	-37	-40	-43
								Ozięl	bienie	<mark>e (°C)</mark>					
8 km/h – 2 m/s	-7	-9	-12	-15	-18	-20	-23	-26	-29	-32	-34	-37	-40	-43	-45
16 km/h – 4 m/s	-12	-15	-18	-23	-26	-29	-32	-37	-40	-43	-45	-51	-54	-57	-59
24 km/h – 7 m/s	-18	-20	-23	-29	-32	-34	-40	-43	-45	-51	-54	-57	-62	-65	-68
32 km/h – 9 m/s	-18	-23	-26	-32	-34	-37	-43	-45	-51	-54	-59	-62	-65	-70	-73
40 km/h – 11 m/s	-20	-26	-29	-34	-37	-43	-45	-51	-54	-59	-62	-68	-70	-76	-79
48 km/h – 13 m/s	-23	-29	-32	-34	-40	-45	-48	-54	-57	-62	-65	-70	-73	-79	-82
56 km/h – 16 m/s	-23	-29	-34	-37	-40	-45	-51	-54	-59	-62	-68	-73	-76	-82	-84
km/h – 18 m/s	-26	-29	-34	-37	-43	-48	-51	-57	-59	-65	-70	-73	-79	-82	-87

Dobre warunki; zwy- kłe środki ostrożności	Dokuczliwe zimno; należy założyć bar- dzo ciepłe ubranie	Możliwość odmroże- nia miejsc odsłonię- tych	Podróżowanie może być niebezpieczne. Odmrożenie następu- je w ciągu minuty	Bardzo trudne wa- runki. Odmrożenie następuje w ciągu 30 sekund
---	--	--	---	--

Do niebezpiecznych sytuacji może dojść w czasie jazdy skuterem, którego kierowca i pasażer przez długi czas pozostają w bezruchu. Niezależnie od wielowarstwowej odzieży, przy niskiej temperaturze wskazany jest ruch i ciężka praca fizyczna. Należy jednak zwracać uwagę na przegrzanie i pocenie się. Pot sprawia, że odzież staje się wilgotna, co prowadzi do znacznego wychłodzenia. Aby chronić odkryte części ciała (twarz, ręce) przed odmrożeniem należy je pokryć warstwą wazeliny kosmetycznej lub bezwodnego kremu. Przy znacznych spadkach temperatury powietrza i silnym wietrze (por. tabela), twarz osłonić trzeba kominiarką lub maską przeciwwiatrową.

Po stwierdzeniu objawów odmrożenia za wszelką cenę dążyć należy do przywrócenia krążenia krwi w zamarzniętej części ciała i powolnego jej ogrzewania. Rozcieranie wykonywać bardzo delikatnie, najlepiej miękką tkaniną (wełna, polar). Rozcieranie zakończyć w momencie pojawienia się zaczerwienienia skóry.

Odmrożonych miejsc nie wolno rozcierać śniegiem, który topniejąc odbiera ciepło. Kryształy lodu (śniegu) w trakcie rozcierania mogą uszkodzić odmrożone miejsce.

Po powrocie do bazy (obozu) zastosować miejscową kąpiel w letniej wodzie podnosząc stopniowo jej temperaturę.

Po ustąpieniu objawów odmrożenia ujawniają się jego skutki, pozwalają one na ocenę stopnia odmrożenia i wybór dalszego postępowania.

Przy odmrożeniach pierwszego stopnia skóra staje się gorąca, przybiera sino czerwoną barwę, jest obrzęknięta, występuje ból i pieczenie. Odmrożone miejsce posmarować wazeliną. W obozie (bazie) nałożyć maść na odmrożenia.

Przy odmrożeniach drugiego stopnia dodatkowo występują pęcherze wypełnione płynem podbarwionym na czerwono. Nie przebijać, ani też nie zrywać pęcherzy. Założyć jałowy opatrunek. Niezbędna jest konsultacja lekarza.

Odmrożenia trzeciego stopnia objawiają się wystąpieniem martwicy miękkiej tkanki a nawet kości. Typowe objawy to: obrzęk, zasinienie, zsuwanie się naskórka płatami, brak czucia na dotyk. W takim przypadku założyć tylko opatrunek jałowy. Niezbędna szybka pomoc medyczna.

Nigdy nie należy lekceważyć odmrożeń. Ich leczenie trwa bardzo długo. Przypadki odmrożeń trzeciego stopnia (głębokich odmrożeń) kończą się często amputacją.

h. Niedźwiedzie polarne

Niedźwiedzia polarnego na Svalbardzie można spotkać wszędzie i o każdej porze roku. Jeżeli chcesz mieć dobrą fotografię białego niedźwiedzia najlepiej kup ją sobie w sklepie. O zachowywaniu się podczas spotkania białego niedźwiedzia informują obszernie plakaty i broszury wydane przez Biuro Gubernatora Svalbardu.

- Przebywając w terenie cały czas zwracać należy uwagę na ślady bytności niedźwiedzi. Niedźwiedź jest potężnym zwierzęciem i pozostawia ślady w śniegu, mule i w piasku. Będąc na wyniesieniu terenu należy rozglądać się dookoła.
- Przy słabej widoczności (mgła), w pagórkowatym terenie należy zachowywać się "dość" głośno. Niedźwiedź musi wiedzieć o obecności człowieka. Zaskoczony osobnik atakuje bez ostrzeżenia.
- W przypadku zauważenia niedźwiedzia najlepiej zająć pozycję zawietrzną (wiatr od strony niedźwiedzia). Jeżeli nie jest to możliwe wróć do obozu (bazy) i ostrzeż wszystkich.
- Najlepszym schronieniem przed niedźwiedziem jest chata.
- Po zauważeniu niedźwiedzia należy przygotować broń. Broń cały czas musi być zabezpieczona.
- Niedźwiedź jest bardzo ciekawym zwierzęciem i może zbliżyć się bardzo blisko do obozu.
- Wszelkie odpadki żywności gromadzić kilkadziesiąt metrów od obozu. Śmietnik jest pierwszym miejscem, które odwiedza niedźwiedź.
- W czasie ucieczki przed niedźwiedziem, należy rzucać fragmenty odzieży i wyposażenia. Przy każdym przedmiocie niedźwiedź zwykle zatrzymuje się, tym samym wrasta szansa ucieczki.
- Pracujący silnik skutera dość skutecznie odstrasza niedźwiedzie.
- Pistolet sygnałowy (rakietnica) jest dość skutecznym narzędziem odstraszania. W przypadku jego użycia staraj się celować przed niedźwiedzia.
- W przypadku poważnego zagrożenia oddać dwa trzy strzały w powietrze.
- Ostatnie trzy naboje pozostawić.

- Przed oddaniem bezpośredniego strzału upewnić się trzeba, czy nie ma nikogo na linii strzału.
- Nigdy nie celuj w głowę niedźwiedzia. Celować w łopatkę lub w klatkę piersiową.
- PAMIĘTAJ, że niedźwiedź nie jest Twoim wrogiem i chroni go prawo. Od 1973 roku niedźwiedzie polarne na Svalbardzie objęte są całkowitą ochroną.
- Decyzję o zastrzeleniu niedźwiedzia podejmować w ostateczności.
- Jeżeli już dojdzie do ranienia lub zabicia niedźwiedzia bezzwłocznie powiadomić Gubernatora Svalbardu.
- Unikać zakładania obozu bezpośrednio nad brzegiem morza. Niedźwiedź jest zwierzęciem lądowo - morskim. Trasy jego wędrówek prowadzą często wzdłuż brzegu.



- Wokół namiotu ustawić system sygnalizacyjny. Firmowy zestaw składa się z tyczek, drutu i małych petard odpalanych przez naciągniecie drutu. Można, ale jest to mniej skuteczne, na drucie powiesić puste konserwy.
- Podczas snu broń trzymać w namiocie. W przypadku broni długiej lufa musi być skierowana do wyjścia. Podczas prac obozowych broń znajdować się powinna w ogólno dostępnym i widocznym miejscu.



i. Biwak

Miejsce na założenie biwaku spełniać musi kilka warunków. Przy wyborze miejsca kierować należy się głównie względami bezpieczeństwa.

Zagrożenie ze strony niedźwiedzi opisano w punkcie "Niedźwiedzie polarne".

Wszelkie odpadki gromadzić kilkadziesiąt metrów od namiotu, poza ogrodzeniem systemu alarmowego.

Wraz z pojawieniem się paku lodowego, a z nim fok, wzrasta prawdopodobieństwo spotkania niedźwiedzia.

Unikać rozbijania namiotu pod urwiskami i w pobliżu klifów.

Nie należy rozbijać namiotu w zamkniętych (bezodpływowych) obniżeniach terenu, które podczas deszczu wypełniają się wodą.

Przy wyborze namiotu należy zwrócić uwagę na wytrzymałość konstrukcji na wiatr. Najlepiej sprawdzają się namioty typu tunelowego. Bardzo praktyczne są obszerne przedsionki. Namiot należy obłożyć kamieniami. Linki odciągów przymocować również do kamieni.

Gotowanie posiłków powinno odbywać się na zewnątrz namiotu. Gotując w namiocie należy zapewnić dobrą wentylację. Wcześniej przygotować grube rękawice i ręcznik do ugaszenia pożaru. W warunkach polarnych najlepiej sprawdzają się kuchenki benzynowe. Wymagają one bardzo ostrożnej obsługi.

Wyruszając w teren w namiocie zostawić informację zawierającą: datę i godzinę wyjścia, planowaną trasę oraz orientacyjny czas powrotu.

W Longyearbyen oraz w Ny-Alesundzie wyznaczone są specjalne (płatne) miejsca kempingowe z sanitariatami i pojemnikami na śmieci.



j. Chaty - "husy"

Na trasie wędrówek napotkać można niewielkie chaty nazywane potocznie husami. Znaczna ich część zaznaczona jest na mapach. Opis wielu chat zlokalizowanych na wybrzeżach całego Spitsbergenu znaleźć można w książce Ryszarda W.. Schramma "Dwa długie dni".

Chaty wokół osiedli mają swoich właścicieli i są przeważnie zamknięte. Wszystkie chaty niezależnie od ich stanu technicznego pozostają pod opieką Gubernatora Svalbardu. Szczególnej ochronie podlegają stare chaty traperskie oraz dawne zabudowania związane z eksploatacją bogactw mineralnych.

Wiele starych chat jest w złym stanie technicznym. Przed rozpaleniem w piecu trzeba sprawdzić szczelność przewodu kominowego. Nieszczelny komin i niesprawny piec może być przyczyną śmiertelnego zatrucia i pożaru. Przed snem należy wygasić ogień w piecu.

W wielu chatach zgromadzony jest zapas żywności i suchego drewna. Przed opuszczeniem chaty zawsze trzeba uzupełnić zapas drewna.

Prawie w każdej chacie jest znajduje się zeszyt – "książka gości". Należy dokonać w nim wpisu zawierającego: nazwiska, czas pobytu i cel podróży.

Opuszczając chatę należy dokładnie zabezpieczyć drzwi, okna i komin.

k. Góry i lodowce

- Nigdy nie należy wybierać się samotnie na lodowiec.
- Na szczeliny można się natknąć w najmniej spodziewanych miejscach.
- Szczególnie groźne są szczeliny przykryte mostami śnieżnymi.
- Stare mosty śnieżne niczym nie różnią się od powierzchni lodowca i są trudne do wykrycia.
- W górnej części lodowca zwracać uwagę na szczeliny na kontakcie ze stokami górskimi.
- Często zmianie nachylenia powierzchni lodowca towarzyszą szczeliny.
- Po mało znanym i trudnym lodowcu grupę prowadzi najbardziej doświadczona osoba. Jeżeli grupa jest większa przewodnik powinien mieć pomocnika, który zamyka pochód.
- Cała grupa musi być asekurowana linami.

- Przed wejściem na lodowiec przewodnik przypomina podstawowe zasady zachowywania się w przypadku wpadnięcia do szczeliny.
- Każdy uczestnik grupy pracującej na lodowcu powinien być wyposażony w odpowiedni sprzęt. O doborze sprzętu decyduje przewodnik grupy.
- Zestaw minimum składa się z: raków, liny i czekana. W przypadku poruszania się w rejonie szczelin przykrytych mostami zaleca się zabranie sondy (rury aluminiowej o średnicy 25 mm i długości 2,5 m).
- Jeśli to możliwe po lodowcu poruszać się wcześniej rozpoznaną i oznaczoną drogą.



I. Lądowanie na brzegu przy dużej fali przybojowej

Fala przybojowa zawsze stanowi duże zagrożenie dla łodzi i jej załogi. Bezpieczne wylądowanie na brzegu wymaga dużego doświadczenia i zachowania wszelkich możliwych środków bezpieczeństwa. Podejmując decyzję o pokonaniu strefy przyboju należy zdawać sobie sprawę z tego, że szybki powrót na morze będzie niemożliwy.

Wyboru miejsca lądowania należy dokonać po przeprowadzeniu rekonesansu w rejonie punktu docelowego. W przypadku dobijania do brzegu w rejonie stacji (obozu) poprosić przez radio o pomoc w szybkim wyciągnięciu łodzi poza strefę przyboju. Sprawdzić umocowanie bagażu. Węzły lin muszą być proste i łatwe do rozwiązania jedną ręką. Na wszelki wypadek trzeba mieć przygotowany nóż do przecięcia lin. Szczególnie cenny ładunek powinien znajdować się w hermetycznych pojemnikach (zakręcane beczki plastikowe, worki "sea bag", worki z grubej folii, …).

Przed lądowaniem określić kierunek wiatru i kierunek podejścia fali do brzegu. Rozpędzić łódź w kierunku prostopadłym do fali. Bezpośrednio przed przybojem wyłączyć i podnieść silnik. Podniesiony silnik zablokować. Kontrolować kierunek zbliżania się łodzi do brzegu za pomocą wioseł. Przy tym sposobie podejścia, woda najczęściej dostaje się do łodzi przez pawęż. Powodzenie lądowania zależy od szybkiego wyciągnięcia łodzi poza granicę przyboju. Załoga łodzi powinna posiadać długie buty gumowe (wodery) lub odpowiednie kombinezony.

W celu uniknięcia ryzyka zalania łodzi od strony pawęży można lądować na brzegu rufą. W tym przypadku istnieje duże ryzyko uszkodzenia silnika. Wystający poza obrys łodzi silnik stanowi też pewne zagrożenie dla osób wyciągających łódź. Czasami przy lądowaniu rufą wyrzuca się kotwicę i wolno popuszczając linę podprowadza się łódź do brzegu. W tym przypadku lina koniecznie musi być przełożona przez odpowiedni uchwyt na dziobie (kluza, ucho cumownicze).

Po wyciągnięciu łodzi na brzeg zdjąć pokrywę silnika i sprawdzić czy nie został on zalany wodą. W przypadku zalania przetrzeć szmatką, zwilżoną słodką wodą i wysuszyć silnik. Karta identyfikacyjna / Identification card

Dane osobowe / Personal details

NAZWISKO / SURNAME	IMIĘ / NAME
ROK URODZENIA / YEAR OF BIRTH	GRUPA KRWI / BLOOD GROUP
NUMER PASZPORTU / PASSPORT NUMBER	

Adres / Address

ULICA / STREET	NUMER / NUMBER

KOD POCZTOWY / POSTCODE	MIEJSCOWOŚĆ / CITY

TELEFON / PHONE	E-MAIL

Adres pracy / Work address

ULICA / STREET	NUMER / NUMBER

KOD POCZTOWY / POSTCODE MIEJSCOWOŚĆ / CITY

TELEFON / PHONE	E-MAIL	

DATA / DATE	PODPIS / SIGNATURE



VII. Literatura

Åkerman J.,1982: Studies on naledi (icings) in West Spitsbergen. Proceedings of the 4th Canadian Permafrost Conference. 189-202.

Aleksandrova V.D., 1969. Nadziemnaja i podziemnaja massa rastenij poljarnoj pustyni ostrova Zemlja Aleksandry (Zemlja Franza-Josifa). Problemy Botaniki, 11: 47-60.

- Aleksandrova V. D. 1971. Printsipy sonalnogo deleniya rastitielnosti Arktiki. Bot. Žurnał 56: 3-21.
- Aleksandrova V. D. 1977. Geobotaničeskoye rayonirowanie Arktiki i Antarktiki. Kom. Učt. 29, Leningrad.
- Alekseev Ju.M., 1987. Tjaželyje metally v počvach i rastenijach. Agroproizdat, Leningrad.

Aleksiejev W. R., 1987. Naledi. "Nauka". Nowosibirsk. 159 s.

Alstrup V., Olech M. 1992. Lichenicolous fungi from Spitsbergen. Polish Polar Research 14.

Ananko T.W., Sokolov I.O., 1978. O vlijaniu klimata na sootnoszenije niesilikatnych form železa v počvach. Počvovedenije, 5: 42-47.

- Andrews J.T. 1982. Holocene glacier variations in the eastern Canadian Arctic: a review. Striae, 18: 9-14
- Andrews J.T., Funder S., Hjort C., Imbrie J., 1974- Comparison of the glacial chronology of eastern Baffin Island, East Greenland, and the Camp Century accumulation record. Geology, vol.2, s.355-358.
- Andrzejewski L., Błaszkiewicz M., 1991, Mechanizm deglacjacji przedpola lodowców Haakena i Erikki (Ziemia Oskara II, Spitsbergen), Przegląd Geogr., T. LXIII, z. 1-2, s. 155-170;
- Andrzejewski L., Błaszkiewicz M., 1993, Formy i osady w strefach marginalnych lodowców Haakena i Erikki (Ziemia Oskara II - NW Spitsbergen), Wyniki badań VIII Toruńskiej Wyprawy Polarnej na Siptsbergen 1989, UMK, Toruń, s. 19-30;
- Andrzejewski L., Stankowski W. 1981: Recesja Lodowca Vitkowski na tle analizy jego strefy marginalnej (południowy Spitsbergen). VIII Sympozjum Polarne, Materiały I, Sosnowiec, 139-142.
- Anisimov O. A., Nelson F. E., 1996. Permafrost distribution in the Northern Hemisphere under scenarios of climatic change. Global and Planetary Change, 14, s. 59 72.
- Anisimov O. A., Shiklomanov N. I., Nelson F. E., 1997. Global warming and active-layer thickness: results from transient general circulation models. Global and Planetary Change, 15, s. 61 77.
- Araźny A., 1999, Warunki meteorologiczne na Równinie Kaffiöyra (NW Spitsbergen) w okresie 20.07 2.09 1998, Problemy Klimatologii Polarnej, 9, Gdynia, 103-116.
- Araźny A., 2002, Warunki meteorologiczne na Równinie Kaffiöyra (NW Spitsbergen) w okresie 21 VII 01 IX 1997 r., Problemy Klimatologii Polarnej, 10, Toruń, 73-92.
- Araźny A., Grześ M., 2000. Thermal conditions and seasonal thawing of the ice-cored moraines of the Aavatsmark Glacier. Materiały XXVII Sympozjum Polarnego. Toruń, s. 135-152.
- Arduino E., Barberis E., Carraro F., Forno M.G., 1984. Estimating relative ages from iron-oxide/total-iron ratios of soils in the Western Po Valley, Italy. Geoderma, 33: 39-52.
- Arnell H. W. 1900. Beiträge zur Moosflora der spitsbergenischen Inselgruppe. Öfver. K. Vet. Akad. Förhandel. 57,1: 99-130.
- Arnell H., Mårtensson O. 1959. A contribution to the knowledge of the bryophyte flora of W. Spitsbergen and Kongsfjorden (King's Bay, 79° N) in particular. Arkiv Bot. 4,6: 105-164.
- Aubert H., Pinta M., 1977. Trace elements in soil. Developments in Soil Science 7, Elsevier Sci. Publ. Comp. Amsterdam, Oxford, New York.
- Bamber, J.L., 1987: Internal reflecting horizonts in Spitsbergen Glaciers. Annals of Glaciology, 9, s. 5-10.
- Baranowski S. 1968: Tension cracks and ice tunnels in the terminal part of the median moraine of Werenskioldbreen. Vestspitsbergen. W:Polish Spitsbergen Expeditions 1957-1960, p.321-328. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa
- Baranowski S. 1973: Geyser-like water spouts at Werenskiold Glacier (West Spitsbergen). Symposium on the hydrology of glaciers. IASH, 95. p.131-134.
- Baranowski S. 1977a. Subpolar glaciers of Spitsbergen against a climate of this region. Acta Univ. Wratislav., 393: 1-157.
- Baranowski S. 1977b: The subpolar glaciers of Spitsbergen seen against the climate of this region. Acta Univ. Wratisl.,410, pp.110. Wroclaw
- Baranowski S. 1977c: Results of dating of the fossil tundra in the forefield of Werenskioldbreen. Res. of Invest. of the Pol. Sci. Spitsbergen EXP. 1970 1974, II. Acta. Univ. Wratisi., 387, 31-36.
- Baranowski S., 1977d, Naled type of ice in front of some Spitsbergen glaciers. Results of investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions 1970-1974, Acta Univ. Wratislav., Vol. II, 387, 85-89;

Baranowski S., Karlèn W. 1976: Remnants of Viking age tundra in Spitsbergen and Northern Scandinavia. Geogr. Annal., 58A, 35-40.

Baranowski S., Pękala K. 1982. Nival-eolian processes in the tundra area and in the nunatak zone of the Hans and Werenskiöld glacier (SW Spitsbergen). - Acta Univ. Wratislav., 525: 11-28.

Barbaroux L,.Besset Y. 1968: Le karst de Sarsöyra-Norois, LXVII, Poitiers.

Barcikowski A., Gugnacka-Fiedor W. 2003. Charakterystyka tundry obszaru Kaffiøyry. (W:) Kostrzewski A., Zwoliński Z. (red.). Funkcjonowanie dawnych i współczesnych geoekosystemów Spitsbergenu, s. VI-66-67. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań.

Barsch D., 1977: Nature and importance of mass-wasting by rock glaciers in alpine permafrost environments. (w:) Earth Surface Processes, 2 (2-3)

Bartoszewski S., 1998, Reżim odpływu rzek Ziemi Wedel Jarlsberga, Spitsbergen. Wydawnictwo UMCS, Lublin, ss. 167.

Bednarek R., Prusinkiewicz Z., 1980. Geografia gleb. PWN, Warszawa.

Bennett M.R., Huddart D., Humbrey M. J., 1988. Modification of braided outwash surfaces by Aufeis: an example from Pedersenbree, Svalbard. Z.Geomorph.N.F.,42,1. 1-20.

Berggren S. 1875. Musci et Hepaticae Spitsbergenses. K. Svenska Vet.-Akad. Handl. 13,7. ss. 103.

Bieńkowski P., 1990. The rate of cellulose decomposition in soils of Spitsbergen tundra. Pol. Polar Res. 11, 1-2: 39-45.

Bieroński J., 1977. Właściwości chemiczne wód okolic Hornsundu. Mat. z Sympozjum Spitsbergeńskiego: 39-43, Wrocław.

- Birkenmajer, K., 1958a. Remarks on the pumice drift, land-up-lift and the recent volanic activity in the Arctic Basin. Bul. de L'Acad. Polon. Scien Serie chim, geol, geogr., VI, 000-000
- Birkenmajer, K., 1958b. Z badań utworów i fauny podniesionych terasów morskich i zagadnienia holoceńskich ruchów izostatycznych w fiordzie Hornsund, Przegl. Geofiz., 3(11), 153-161.
- Birkenmajer, K., 1959. Report on the geological investigations of the Hornsund Area, Vestspitsbergen, in 1958, Part III. The Quaternary Geology. Bull. Acad. Pol. Sci., Serie sci., chim., geol., geogr., 7, 197-202
- Birkenmajer, K., 1960. Raised marine features of the Hornsund area, Vestspitsbergen. Geological results of the Polish 1957-1958 Spitsbergen expedition, p. II. Studia Geol. Pol., 5, 3-95.
- Birkenmajer, K., 1964. Quaternary Geology of Treskelen, Hornsund, Vestspitsbergen. Studia Geol. Polon., 11: 185-195.
- Birkenmajer, K., 1968. New geographical names introduced to the area of Hornsund, Vestspitsbergen, Polish Spitsbergen Expeditions 1957-1960. Pol. Acad.of Sci., 399-404.
- Birkenmajer, K., 1972. Tertiary history of Spitsbergen and continental drift. Acta Geologica Polonica, vol.22 no.2, pp.193-218
- Birkenmajer, K., 1980. Glacier-ice accumulation rates for the past 50 years (1924-75) at Hornsund, South Spitsbergen.- Studia Geol. Polon., 66: 61-66.
- Birkenmajer, K., 1982. Talus moraines in South Spitsbergen and comparison with East Greenland. Acta Universitatis Wratislaviensis 525, Results of Investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions, 4, s. 29 – 38.
- Birkenmajer, K., 1990. Hornsund, Spitsbergen. Geologia geology, 1: 75 000. Uniwersytet Śląski, Katowice, mapa 1 ark. i objaśnienia, s. 1-42.
- Birkenmajer, K., 2002. The Magnethøgda sequence (Hecla Hoek Succession), NW Torell Land, Spitsbergen: a revision of lithostratigraphy and age. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 51, 1, 65-78.
- Birkenmajer, K., 2003. The Kapp Lyell diamictite (Late Proterozoic), Bellsund, Spitsbergen: sedimentological evidence for its non-glacial origin. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, 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.
- Birkenmajer, K., Olsson I.U. 1970. Radiocarbon dating of raised marine terraces at Hornsund, Spitsbergen, and a problem of land uplift. Norsk Polarinst. Årb., 1969: 17-43
- Björnsson H., Gjessing Y., Hamran S-E., Hagen J. O., Liestøl O., Palsson F., Erlingsson B., 1996, The thermal regime of sub-polar glaciers mapped multi-frequency radio-echo sounding, Journal of Glaciology, 42, (140), 23 –32.
- Blake W., Jr, 1970- Studies of glacial history in Arctic Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, vol.7, s.634-664.

Bliss L. C. 1971. Arctic and alpine plant life cycles. Ann. Rev. Ecol. System. 2: 405-438.

Bliss, O.W. Heal, J.J. Moore. The Intern. Biol. Programme, 25: 139-179.

Bockheim J.G., 1980. Properties and classification of some desert soils in coarse-textured glacial drift in the Arctic and Antarctic. Geoderma, 24: 45-49.

Boińska U., Gugnacka-Fiedor W. 1983. Bryophytes and their distribution in the tundra communities of the Kaffiøyra Plain (NW Spitsbergen). Fragm. flor. geobot. 29,3-4: 401-413.

Bolewski, A., Manecki, A., 1990: Rozpoznawanie minerałów. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 204.

- Boratyński K., Kowaliński S., Szerszeń L., Wilk K., 1968. Preliminary research on the fractional composition of soil humus from the Hornsund area, Vestspitsbergen. Polish Spitsbergen Expedition 1957-1960. Ed. K. Birkenmajer: 229-237.
- Boulton G.S., 1967- The development of a complex supraglacial moraine at the margin of Sørbreen, Ny Friesland, Vestspitsbergen glaciers. Journal of Glaciology, vol.6, s.717-736.
- Boulton G.S., 1970, On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers, J. Glaciol., vol. 9, No. 56;
- Boulton G.S., 1979a- A model of Weichselian glacier variation in the North Atlantic region. Boreas, vol.8, s.373-395
- Boulton G.S., 1979b- Glacial history of the Spitsbergen archipelago and the problem of a Barents Shelf ice sheet. Boreas, vol.8, s.31-57.
- Brázdil R., Chmal H., Kida J., Klementowski J., Konečný M., Pereyma J., Piasecki J., Prošek P., Sobik M., Szczepankiewicz-Szmyrka A., 1988. Results of Investigations of the Geographical Research Expedition Spitsbergen 1985, Univerzita J.E. Purkyně, Brno.
- Brossard T., Deruelle S., Nimis P. L., Petit O. 1984. An interdisciplinary approach to vegetation mapping lichen - dominated system in high - arctic environment. Ny Ålesund (Svalbard). Phytocoenology 12,4: 433-453.
- Brykała D., 1997, Achievements of Polish research on the Kaffiφyra region (NW Spitsbergen), Pol.Polar Studies, 24th Polar Symposium, Warszawa, s. 31-52

Brzoska W. 1976. Produktivität und Energiegehalte von Gefässpflanzen in Adventdalen (Spitsbergen). Oecologia 22: 387-398.

- Bukowska-Jania, E., 2000. Nalodzia pochodzenia lodowcowego na Svalbardzie. XXVII Międzynarodowe Sympozjum Polarne. Toruń. Opis posteru (niepublik.), 1-4.
- Bukowska-Jania, E., 2003. Rola systemu lodowcowego w obiegu węglanu wapnia w środowisku przyrodniczym (na przykładzie Svalbardu i młodoglacjalnych obszarów polski północno-zachodniej). Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice, 247 ss.
- Bukowska-Jania, E., Jania, J., 1988. Zmiany geometrii czołowej części lodowca Werenskiold (Spitsbergen) w latach 1957 -1973 1982 1983 W: Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego, Uniwersytet Śląski, Katowice, s. 64-91.
- Bukowska-Jania, E., Pulina, M., 1999. Calcium carbonate in deposits of the last Scandinavian glaciation and contemporary chemical denudation in western Pomerania NW Poland, in light of modern processes in Spitsbergen. Z.Geomorph. N.F., 119, Berlin-Stuttgart, s. 21-36.
- Burzyk M., Burzyk J., Głowacki P. 2001. Comparative chemical characteristics of precipitation in the Hornsund region (SW Spitsbergen) in the years 1993-1994 and 1998-1999. – Polish Polar Research 22 (3-4): 233-247.

Butrym J., Lindner L., Marks L., Szczęsny R. 1987. First thermoluminescence datings of Pleistocene sediments from Sørkapp Land, Spitsbergen. - Pol. Polar Res., 8(3): 217-229.

- Callaghant T. V., Emanuelson U. 1985. Population structure and processes of tundra plants and vegetation. (W:) White J. (red.). Population structure of vegetation. Dr. W. Junk Publishers: 399-439.
- Campbell I.B. Claridge G.G.G., 1969. A classification of frigic soils the zonal soils of the Antarctic continent. Soils Sci., 107: 75-85.
- Campbell I.B., Claridge G.G.G., 1987. Antarctica: soils, weathering processes and environment. Developments in soil science 16. Elsevier Sci. Publ. Comp., Amsterdam, Oxford, New York.
- Canadian System of Soil Classification, 1978. Canada Soil Survey Committee, Subcommittee on Soil Classification. Can. Dept. Agr. Pub. 1646. Ottawa.
- Cegła J., Dżułyński S., 1970. Układy niestatecznie warstwowane i ich występowanie w środowisku peryglacjalnym. Acta Univ. Wratisl., 124: 17-42.
- Cegła J., Kozarski S. 1977: Sedimentary and geomorphological consequences of the occurence of naled skeets on the outwash plain of the Gås Glacier, Sørkappland, Spitsbergen, Res. of Invest. of the Pol. Sci. Spitsbergen Exp. 1970-1974, II, Acta Univ. Wratisl., 387, 63-84.

- Cepek A.G. 1986. Quaternary stratigraphy of the German Democratic Republic. Quatern. Sci. Rev., 5: 359-364.
- Chochorowski J. 1987. The archeological investigations in the north western part of Sørkapp Land (West Spitsbergen). XIV Symp. Polar., Lublin: 229-235.
- Christiansen H.H., Åkerman J.H., Repelewska-Pękalowa J., 2003: Active layer dynamics in Greenland, Svalbard and Sweden. 8th International Conference on Permafrost, Extended Abstracts on Current Research and Newly Available Information, Zurich, 19-20.
- Cieśliński S., 1984. Czwartorzędowe ruchy pionowe wybrzeży Hornsundu i geneza przystokowych wałów kamienistych. Przegl. Geol. 32, 525-532.
- Clayton L. 1966: Karst topography on stagnant glaciers. Jour. Glaciol. 5, 37. p.107-112. Cambridge.
- Corbel J. 1957: Les karsts de nord-ouest de l'Europe et de quelques regions de comparaison. Rev. Geogr. Lyon, Mem.12. p.541. Lyon
- Corbel J. et Gallo J. 1970: Cryokarst et chimie des neiges en zone polaire. Revue Gogr.des Pyrnes et du Sud-Ouest, 41, 3, p.123-138. Toulouse.
- Corbel J.(red.) 1966: Spitsberg 1964 et premières observations 1965. Lyon.
- Corbel J., 1955: Crevasses et rivieres sous-glaciales. Rev. Geogr. Lyon. XXX, 3. p.237-248. Lyon.
- Corbel, J., 1959: Erosion en terrain calcaire. Annales de Géographie, 366, 97-120.
- Corbel, J., 1964: L'érosion terrestre, étude quantitative (Méthodes techniques résultats). Annales de Géographie, 398, 385-412.
- Cutbill, J.L., Challinor, A., 1965: Revision of the stratigraphical scheme for the Carboniferous and Permian rocks of Spitsbergen and Bjornøya, Geological Magazine, 102: 418-439.
- Czajkowska A. 1992. The effect of a Plautus alle colony on development of Spitsbergen tundra. W: K. Opaliński, R. Klekowski (eds.), Landscape, Life World and Man In High Arctic. Warszawa; 245-254.
- Czajkowski R. 1981. Radarowe pomiary miąższości lodowca Werenskiolda. W: Jahn A., Pulina M., Jania J. (eds.) VIII Sympozjum Polarne, Sosnowiec, 1: 63-68.
- Czarnowska K., Gworek B., 1987. Metale ciężkie w niektórych glebach środkowej i północnej Polski. Rocz. Glebozn., 38, 3: 41-57.
- Czeppe Z. 1966: Przebieg głównych procesów morfogenetycznych w południowo-zachodnim Spitsbergenie. Zeszyty Nauk. UJ, Prace Geogr., 13 - 129.
- Czeppe Z. 1968: The annual rythm of morphogenetic processes in Spitsbergen. Geogr. Polon., 14, 57-65.
- Czeppe Z., 1960. Thermic differentiation of the active layer and its infuance upon the frost heave in periglacial region (Spitsbergen). Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Geol. et Geogr., 8, 2, Warszawa, s. 149–52.
- Czerny, J., Kieres, A., Manecki, M., Rajchel, J., 1993: Geological Map of the SW part of Wedel Jarlsberg Land Spitsbergen, 1: 25 000, (red) A. Manecki. Institute of Geology and Mineral Deposits, Univ. of Mining and Metalurgy, Crakow, 61 ss.
- Czerwiński J. 1968: Notes on certain thermokarsting phenomena in the marginal part of Werenskioldbreen, Vestspitsbergen. Polish Spitsbergen Expeditions 1957-1960. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Czubalski, A., 2001: Spitsbergen Informator. Pojechać, zobaczyć, wrócić. Agade, Warszawa.
- Dahl E. 1937. On the vascular plants of eastern Svalbard. Chiefly based on material brought home from the "Heimland" expedition 1936. Skr. Svalbard og Ishavet 75. pp. 77.
- Dallmann, W. K, Andresen, A., Bergh, S. G., Maher, Jr., H.D., Ohta Y, 1993. Tertiary fold-and-thrust belt of Spitsberegen, Svalbard. (Compilation Map, Summary and Bibliography), Meddelelser nr 128, Norsk Polarinstitut, Oslo.
- Dallmann, W.K., 1988. Thrust tectonics south of Van Keulenfjorden. Norsk Polarinstitutt Rapport, 46, 43-45.
- Dallmann, W.K., Hjelle, A., Ohta, Y., Salvigsen, O., Bjornerud, M.G., Hauser, E.C., Maher, H.D., Craddock, C., 1990. Geological map of Svalbard 1: 100 000, sheet B 11 G, Van Keulenfjorden. Norsk Polarinstitutt, Oslo.
- Dallmann, W.K. (ed.), 1999: Lithostratigraphic Lexicon of Svalbard, Norsk Polarinstitutt, Oslo, 318 stron.
- Dallmann, W.K., Ohta, Y., Birjukov, A.S., Karnoušenko, E.P., Sirotkin, A.N. 1994. Geological map of Svalbard 1: 100,000, sheet C7G Dicksonfjorden. Preliminary version, updated February 2000, Norsk Polarinstitutt.
- Dennis J.G., 1977. Distribution patterns of belowground standing crop in Arctica tundra at Barrow, Alaska. Arctic and Alpine Research, 9, 2: 113-127.
- Dobbs C. G. 1939. The vegetation of Cape Napier Spitsbergen. J. Ecol. 27,1: 126-148.
- Dobiński W. 1994: Lodowce gruzowe. Czasopismo Geograficzne. 65 (2), s. 109 123.
- Douglas L.A., Tedrow J.C.F., 1959. Organic matter decomposition rates in Arctic Soils. Soil Sci., 88, 6: 305-312.

- Dowdeswell, J.A., Drewry, D.J., Liestøl, O., Orheim, O., 1984: Radio echo sounding of subpolar glaciers in Spitsbergen. Norsk Polarinstitutt Skrifer, 182, 41 ss.
- Dowdeswell, J.A., Hamilton, G.S., Hagen, J.O., 1991: The duration of the active phase on surge-type glaciers: contrasts between Svalbard and other regions. Journal of Glaciology, 37, 127: 388-400.
- Dresch, J., (red.), 1970. Memoires at documents. Spitsberg. Mission francaise 1966. Centre National de la Recherche Scientifique. Paris.
- Drew J.V., Tedrow J.C.F., 1962. Arctic soil classification and patterned ground. Arctic, 15, 2: 109-116.
- Drozdowski E., 1987. Surge moraines. W: International Geomorphology 1986, part II, Edited by V. Gardiner s. 675-692
- Drozdowski E., 1992. On the diversity of depositional and landform-creating processes at the terminus of Andreasbreen, NW Spitsbergen. W: Landscape, Life World and Man in High Arctic, Inst. of Ecology, pp. 47-59
- Dubiel, E., 1985. Vascular plants of the NW part of Sørkapp Land (Spitsbergen). Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr. 63: 69-83.
- Dubiel, E., 1988. The phenological season in Sørkapp Land (Spitsbergen). XV Symp. Polar., Wrocław: 297-304.
- Dubiel, E., 1990. Vascular plants of the NW Sørkapp Land (Spitsbergen). Distribution and habitats. Zesz. Nauk. UJ, Prace Bot. 21: 7-33.
- Dubiel, E., 1991a. Geobotanical problems of NW Sørkapp Land (Spitsbergen). Zesz. Nauk. UJ, Prace Bot. 21: 15-38.
- Dubiel, E., 1991b. Ecological observations on vascular plants in the NW Sørkapp Land (Spitsbergen). Distribution and habitats. Zesz. Nauk. UJ, Prace Bot. 22: 39-46.
- Dubiel, E., 1993. State of studies on the flora and vegetation of NW Sørkapp Land (Spitsbergen). Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr. 94: 105-110.
- Dubiel, E., Olech, M., 1985. Vegetation map of the NW part of Sørkapp Land (Spitsbergen). Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr. 63: 57-68.
- Dubiel, E., Olech, M., 1990. Plant communities of NW Sørkapp Land (Spitsbergen). Zesz. Nauk. UJ, Prace Bot. 21: 35-74.
- Dubiel, E., Olech, M., 1991. Phytosociological map of the NW Sørkapp Land (Spitsbergen). Zesz. Nauk. UJ, Prace Bot. 22: 47-54.
- Dubiel, E., Olech, M., 1992. Ornithocoprophilous plant communities on the southern slope of Ariekammen (Hornsund region, Spitsbergen). W: K. Opaliński, R. Klekowski (eds.), Landscape, Life World and Man In High Arctic. Warszawa; 167-175.
- Dubiel, E., Olech, M., 1993. State of studies on the flora and vegetation of NW Sørkapp Land (Spitsbergen). Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr. 94: 105-110.
- Duchaufour Ph., Sochiers B., 1978. Role of iron and clay in genesis of acid soils. Soil Sci., 88, 6: 305-312.
- Dutkiewicz, L., 1967. The distribution of periglacial phenomena in NW Sørkapp, Spitsbergen. Biul. Perygl., 16: 37-84.
- Dutkiewicz L. 1968: Congelifluction lobes of the south coast of Hornsund, Vestspitsbergen. Polish Spitsbergen Expeditions 1957-1960. Pol. Acad. of Sci., 259-264.
- Dylik J. 1968: Research by the periglaciological group "Hornsund-South". Polish Spitsbergen Expeditions 1957-1960. Pol. Acad. of Sci., 251 -257.
- Dylik J. 1968: Thermokarst. The Encyclopedia of Geomorphology. Ed. Fairbridge, R.W. vol.III, p.1149-1151. Reinhold B.C. New York
- Dziadowiec H., 1983. Preliminary studies on carbon dioxide evolution from tundra soils of Spitsbergen (Kaffiøyra, Oscar II Land, NW Spitsbergen). Acta Univ. N. Copernici, Geograf., 18, 56: 159-167.
- Dziadowiec H. 1992. Decomposition of Saxifraga oppositifolia L. shoots and Deschampsia alpina (L.) R. et S. leaves under conditions of Spitsbergen tundra. W: Opaliński K.W., Klekowski R. Z. (reds.). Landscape, life world and man in High Arctic. Institute of Ecology PAN: 177-184, Warszawa.
- Dzierżek J., Nitychoruk J., Rzętkowska A., 1990a: Geological-geomorphological analysis and ¹⁴C dating of submoraine organogenic deposits within the Rebardbreen 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.
- Dzierżek J., Nitychoruk J. 1987. Rock glaciers in Bellsund region (West Spitsbergen). Mat. XIV Sympozjum Polarnego, Lublin: 95-98.
- Elvebakk A. 1982. Geological preferences among Svalbard plants. Inter-Nord. 16: 11-31.

Elvebakk A. 1984. Vegetation pattern and ecology of siliceous boulder snow beds on Svalbard. Polarforschung 54: 9-20.

Elvebakk A. 1985. Higher phytosociological syntaxa on Svalbard and their use in subdivision of the Arctic. Nordic Journal of Botany 5: 273-284.

Elven R. (ed.). 1994. The Norvegian Flora. 6th edition, Det Norske Samlaget, Oslo.

Elverhøi, A., Svendsen, J.I., Solheim, A., Andersen, E.S., Milliman, J., Mangerud J., Hooke, R.LeB., 1995: Late Quaternary Sediment Yield from the High Arctic Svalbard Area, Journal of Geology, 103: 1-17.

Eraso A., Pulina M. 1994: Cuevas en hielo y rios bajo los glaciares. McGraw-Hill. Madrid. p.241.

Eurola S. 1968. Über die Fjeldheidevegetation in den Gebeiten von Isfjorden und Hornsund in Westspitzbergen. Aquilo Ser. Bot. 7: 1-56.

Eurola S. 1971. The middle Arctic mire vegetation in Spitsbergen. Acta Agr. Fenn. 123: 87-107.

- Eurola S. 1972. Germination of seeds collected in Spitsbergen. Ann. Bot. Fenn. 9: 149-159.
- Eurola S. 1974. The plant ecology of Northen Kiölen, arctic or alpine? Aquilo Ser. Bot. 13: 10-22.
- Eurola S., Hakala A.V.K. 1977. The bird cliff vegetation of Svalbard. Aquilo Ser. Bot. 15: 1-18.
- Evans D.J.A., 1989- Apron entrainment at the margins of sub-polar glaciers, north-west Ellesmere Island, Canadian High Arctic. Journal of Glaciology, vol.35, s.317-324.
- Everett K.R., Vassilevskaya V.D., Brown J., Walker B.D., 1981. Tundra ecosystems: a comparative analysis. Ed. L.C.
- Fabiszewski J. 1975. Migracja roślinności na przedpolu lodowca Warenskiolda (Spitsbergen Zachodni). Mat. z Symp. Pol.: 81-88.
- Fairbridge R.W.(ed.) 1968: The Encyclopedia of Geomorphology. Reinhold Book Corporation, New York. 1295.
- FAO-UNESCO, 1974. Soil Map of the World. Vol. 1, Legend, Paris.
- Fedoroff N., 1966. Les sols du Spitzberg occidental. Presqu'ile du Brögger et vallees de l'Avent et de la Sassen, Spitzberg 1964 et premiere observations 1965, Audin, editeur, Lyon: 111-128.
- Feyling-Hanssen R.W., 1950: Stratigraphy of the marine late-Pleistocene of Billefjorden, Vestspitsbergen. Norsk Polarinstitutt Skrifter No. 107, 186 s.
- Feyling-Hanssen R.W., Olsson I., 1959-1960: Five radiocarbon datings of Post Glacial shorelines in Central Spitsbergen. Norsk Geogr. Tids., Bind XVII, 122-131.
- Feyling-Hanssen R.W., Ulleberg K., 1984, A Tertiary-Quaternary section at Sarsbukta, Spitsbergen, Svalbard, and its foraminifera. Pol. Research, 2 ns., s. 77-106
- Fiedler J.J., Reissig H., 1964. Lehrbuch der Bodenkunde. VEB G. Fischer Verlag, Jena.
- Fischer Z. (red.) 2003. Zarys analizy struktury krajobrazu tundry arktycznej. KUL, Wydz. Mat.-Przyr., Kat. Ekologii Krajobrazu, ss. 48. Lublin.
- Fischer Z. 1990. The influence of humidity and temperature upon the rate of soil metabolism in the area of Hornsund (Spitsbergen). Polish Polar Research 11 (1-2): 17-24.
- Fischer Z., Bieńkowski P., 1987. The effect of temperature on oxygen consumption. Ekol. pol., 35, 1: 159-171.
- Fischer Z., Skiba S. 1993. Some remarks about bioenergetic aspects of tundra soil. Polish Polar Research 14 (4): 345-354.
- Fitzpatrick E.A., 1956. Uwagi o mikrorzeźbie Zachodniego Spitsbergenu. Biuletyn Peryglacjalny, 3-4: 49-54.
- Flood B., Nagy J., Winsnes T.S., 1971: Geological map of Svalbard 1: 500 000, sheet 1 G, Spitsbergen southern part. Norsk Polarinstitutt, Oslo.
- Flowers G., Clarke G.K.C, 1999: Surfaceand bed topography of Trapridge
- Forland E. J., Hanssen-Bauer I., Nordli P. O., 1997, Climate statistic and longterm series of temperature and precipitation at Svalbard and Jan Mayen, DNMI Report Nr. 21/97 Klima, Oslo
- Forman S. L.,1989. Late Weichselian glaciation and deglaciation of Forlandsundet area, western Spitsbergen, Svalbard. Boreas, Vol.18, str. 51-60
- Forman S.L., Miller G.H., 1984. Time-dependent soil morphologie and pedogenic processes on raised beaches, Bröggerhalvöya, Spitsbergen, Svalbard Archipelago. Arctic and Alpine Research, 16: 381-394.
- Frisvoll A.A. 1978. Twenty eight bryophytes new to Svalbard. Bryologist 81,1: 122-136.
- Frisvoll A.A. 1981. Fifteen bryophytes new to Svalbard, including notes on some rare or interesting species. Lindbergia 7: 91-102.
- Fulton R.J., Karrow P.F., Lasalle P., Grant D.R., 1986. Summary of Quaternary stratigraphy and history of eastern Canada. Quatern. Sci. Rev., 5: 211-228.
- Funder S., Chjort Ch., Landvik J.Y. 1991. Quaternary stratigraphy of Jameson Land, a first approximation. Lundqua Rp., 33: 171-176.

- Gadgil M., Solbrig O.T. 1972. The concept of r- and k- selection. Evidence from wild flowers and some theoretical considerations. Amer. Naturalist 106: 14-31.
- Gallo G. 1977: Grotte glaciare au Spitsberg. Ouarnde. 9. p.17-25. Toulouse
- Gee, E.R., Harland, W.B., McWhae, J.R.H., 1953: Geology of central Vestspitsbergen. Part II. Carboniferous and Lower Permian of Billefjorden. Transactions of Royal Society of Edinburgh 63: 299-356.
- Gelting P. 1934. Studies on the vascular plants of East Greenland between Franz Joseph Fjord and Dove Bay (Lat. 73°15′–76°20′N). Meddel. Grønland 101,2, ss. 337.
- Geoffray, H., 1966: Bilan hydrologique et bilan d'érosion du système du Glacier Love Est, été 1964. Spitsberg 1964 et premieres observations 1965. CNRS, RCP 42. Audin-Editeur, Lyon: 257-263.
- Giżejewski, J., 1997: Bottom morphology of the Hans Glacier forefield (Hornsund, South-West Spitsbergen, Svalbard). Preliminary report. W : P. Głowacki (red.) Polish Polar Studies, 24th Polar Symposium, Warszawa, s. 63-69.
- Glacier, Yukon Territory, Canada: digital elevation models and derived hydraulic geometry, J.Glaciol/45, 165-174
- Glasser N.F., Bennet M.R., 1999, The morphology, composition and origin of medial moraines on polythermal glaciers in Svalbard, Glacial geology and Geomorphology, http://boris.qub.ac.uk/ggg/ papers/full/1999/rp031999/rp03.html.
- Glasser N.F., Hambrey M.J., Crawford K.R., Bennet M.R., Huddart D., 1998, The structural glaciology of Kongsvegen, Svalbard, and its role in landform genesis, Journal of Glaciology, vol.44, No. 146, s. 136-148.
- Glazovsky, A.F., Kolondra, L., Moskalevskiy, M.Yu., Jania, J., 1992: Research into the Hansbreen, a tidewater glacier in Spitsbergen. Polar Geography and Geology, 16 (3), s. 243-252.
- Głowacki P., Pulina M., Wach J. 1990. Some geomorphological and hydrochemical processes in the active zone of permafrost in the Hornsund Fiord (Spitsbergen) in the hydrological year 1985-86. W: Wyprawy geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 203-214.
- 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.
- Godzik B. 1987. Zbiorowiska roślinne zlewni Ariekammen Fugleberget (Hornsund). W: Repelewska-Pękalowa J., Harasimiuk M., Pękala K. (red.). XIV Symp. Polarne, UMCS, Lublin: 221-223.
- Godzik B. 1991. Heavy metals and macroelements in the tundra of southern Spitsbergen: the effect of colonies of the little auk Alle alle (L.) colonies. Polar Research 9,2: 121-131.
- Griselin M., 1992: In the depth of a small polar glacier (Loven East Glacier, Spitsbergen). W: Proc. 2nd Intern. Symp. Glacier Caves and Karst in Polar Reg. p.51-63. Silesian Univ. Sosnowiec
- Griselin, M., 1982: Les modalités de l'écoulement liquide et solide sur les marges polaires, example du bassin Loven Est, côte Nord-Ouest du Spitsberg. Thèse de doctorat de 3ème cycle, Universite de Nancy II, Nancy: 500 p.
- Griselin, M., Marlin, Ch., Dever, L., Moreau, L., 1995: Hydrology and geochemistry of the Loven East Glacier, Spitsbergen. Actes du 3e symposium international Cavites glaciaires et cryokarst en regions polaires et de haute montagne, Chamonix-France. Annales litteraires de l'Universite de Besançon, no 561, serie Geographie no 34, Besançon: 61-76.
- Grodzińska K., Godzik B. 1991. Heavy metals and sulphur in mosses from southern Spitsbergen. Polar Research 9,2: 133-140.
- Grodzińska K., Godzik B. 1993. Zbiorowiska roślinne i ekologiczny monitoring południowego Spitsbergenu. Wiad. Bot. 37,3/4: 195-199.
- Grodzińska K., Godzik B., Szarek G. 1991. Concentration of heavy metals and sulphur in lichens from southern Spitsbergen. Fragm. flor. geobot., suppl. 2,2: 699-708.
- Grześ, M., 1985. Warstwa czynna wieloletniej zmarzliny na zachodnich wybrzeżach Spitsbergenu. Przegląd Geograficzny 57 (4), W-wa, s.671-691.
- Grześ, M., 1988. Summer thawing of different grounds an empirical model for western Spitsbergen. V International Conference on Permafrost, Proceedings 1, Trondheim, Norway, s.361-363.
- Grześ, M., 1996. Wstępne wyniki badań glacjologicznych lodowca Waldemara, [w:] Dynamika środowiska polarnego, Streszczenia referatów i komunikatów sesji polarnej, UMCS, Lublin, s. 9-10
- Grześ, M., 1997. Preliminary results of glaciological studies of Waldemar Glacier. W: Wyprawy geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, s. 89-92.
- Grześ, M., 2002. Nalodzia rejonu Kaffiøyry (NW Spitsbergen). Polish Polar Studies: Funkcjonowanie i monitoring geoekosystemów obszarów polarnych, s. 123-135.

- Grześ, M., Babiński, Z., 1979. Z badań nad letnim odmarzaniem gruntu na Spitsbergenie i w Mongolii. Materiały VI Sympozjum Polarnego, Łódź, s. 45-47.
- Grześ, M., Banach, M. 1984. The origin and evolution of the Goes Lake in Sorkapp Land, Spitsbergen. Pol. Polar Res., 5, 3-4, p.241-253. Warszawa
- Grześ, M., Lankauf, K. R., 1997. Some selected problems of naledi in the glacier forefield of Kaffiøyra (NW Spitsbergen). W: Wyprawy geograficzne na Spitsbergen, UMCS,Lublin. 93-95.
- Grześ, M., Sobota, I., 1997. Bilans masy lodowca Waldemara w roku bilansowym 1996/1977. Rzeźba, współczesne procesy morfogenetyczne i problem zmian środowiska obszarów polarnych. Lublin, Sesja Polarna
- Grześ, M., Sobota, I., 1999. Winter balance of Waldemar Glacier in 1996-1998, [in] J. Repelewska-Pękalowa (ed.), Polish Polar Studies, 26th International Polar Symposium, Lublin, 87-98.
- Grześ, M., Sobota, I., 2000. Winter snow accumulation and discharge from the Waldemar Glacier, northwestern Spitsbergen in 1996-1998. Pol. Polar Res. 21,1. 19-32.
- Gugnacka-Fiedor, W. 1993. Characteristic of the vegetation on the permanent plots (Kaffiøyra, Oscar II Land, NW Spitsbergen). (W:) Results of investigations of VIII Toruń Polar Expedition Spitsbergen'89: 131-143. NCU, Toruń.
- Gugnacka-Fiedor, W., Kobak, J., 2000. Planning the permanent plot sizes and interpretation of the results of geobotanical studies on the Kaffiøyra (NW Spitsbergen). Materiały XXVII Sympozjum Polarnego. Toruń, s. 23 – 38.
- Gugnacka-Fiedor, W., Noryśkiewicz, B., 1982a. Rośliny naczyniowe Ziemi Oskara II (Spitsbergen północno zachodni). Acta Univ. N. Copern., Biol. 53: 55-64.
- Gugnacka-Fiedor, W., Noryśkiewicz, B., 1982b. The vegetation of Kaffiøyra, Oscar II Land, NW Spitsbergen. Acta Univ. N. Copern., Geogr. 51: 203-238.
- Gugnacka-Fiedor, W., Plichta, W., 1993. Badania geobotaniczne Kaffiøyra (NW Spitsbergen). Wiad. Bot. 37, 3/4: 201-203.
- Hadač E. 1944. Die Gefässpflanzen des "Sassengebietes" Vestspitzbergen. Skr. Norges Svalbard og Ishavs - undersök. 87, ss. 71.
- Hadač E. 1946. The plant communities of Sassen Quarter, Vestspitsbergen. Stud. Bot. Čech. 7: 127-164.
- Haeberli, W., Bösch, H., Scheler, K., 1989: World glacier inventory. IAHS/IAHS, UNESCO, Nairobi, 366 ss.
- Haeberli W., Herren E.; eds., 1991, Glacier mass balance bulletin no. 1, World Glacier Monitoring Service, IAHS(ICSI)/UNEP/UNESCO, ETH Zurich.
- Haeberli W., Herren E., Hoelzle M.; eds., 1993, Glacier mass balance bulletin no. 2, World Glacier Monitoring Service, IAHS(ICSI)/UNEP/UNESCO, ETH Zurich.
- Haeberli W., Hoelzle M., Bösch H.; eds.,1994, Glacier mass balance bulletin no. 3, World Glacier Monitoring Service, IAHS(ICSI)/UNEP/UNESCO, ETH Zurich.
- Haeberli W., Hoelzle M., Frauenfelder R.; eds., 1999, Glacier mass balance bulletin no. 5, World Glacier Monitoring Service, IAHS(ICSI)/UNEP/UNESCO, University and ETH Zurich.
- Haeberli W., Hoelzle M., Frauenfelder R.; eds., 2001, Glacier mass balance bulletin no. 6, World Glacier Monitoring Service, IAHS(ICSI)/UNEP/UNESCO, University and ETH Zurich.
- Haeberli W., Hoelzle M., Frauenfelder R.; eds., 2003, Glacier mass balance bulletin no. 7, World Glacier Monitoring Service, IAHS(ICSI)/UNEP/UNESCO, University and ETH Zurich.
- Haeberli W., Hoelzle M., Suter S.; eds., 1996, Glacier mass balance bulletin no. 4, World Glacier Monitoring Service, IAHS(ICSI)/UNEP/UNESCO, University and ETH Zurich.
- Hagen, J.O., 1996. Mass balance of Arctic glaciers: Svalbard. W: Jania, J.& Hagen, J-O. (Eds), Mass Balance of Arctic Glaciers. IASC Report No 5, Sosnowiec-Oslo: 62 p.
- Hagen, J.O., Etzelmuller, B., Nuttal, A.M., 2000: Runoff and drainage pattern derived from digital elevation models, Finsterwalderbreen, Svalbard, Ann.Glaciol.31, 147-152.
- Hagen, J.O., Liestøl, O., 1987, Glacier mass balance investigations in the balance years 1984-85 and 1985-86. Pol. Research 5, 261-265.
- Hagen, J.O., Liestøl, O., Roland, E., Jorgensen, T. 1993. Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen. Meddelser, 129, Oslo, 141ss.
- Halicki B., 1938. Trzecia polska wyprawa na Spitsbergen. Wiad. Muzeum Ziemi, No 4. Warszawa-Wilno, s. 119-122
- Hamilton G.S., Dowdeswell J.A., 1996, Controls on glacier surging in Svalbard. Jour. Glaciolg. Vol. 42, No.140 s. 157-168
- Hanssen-Bauer I., Solas M. K., Steffenson E. L., 1990, The climate of Spitsbergen, DNMI-Rapport Nr. 39/90, Klima

- Harasimiuk, M., 1987. Współczesny rozwój wybrzeży południowego Bellsundu i fiordu Recherche (Zachodni Spitsbergen). XIV Sympozjum Polarne, Lublin, 99-102.
- Harasimiuk, M., Król T., 1992. The dynamics of morphogenetic and sedimentary processes in the estuary segments of river valleys of the Recherche Fjord (Western Spitsbergen). Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 59-66.
- Harland, W.B., Cutbill, J.L., Friend, P.F., Gobbett, D.J., Holliday, D.W., Maton, P.I., Parker, J.R., Wallis, R.H., 1974: The Billefjorden Fault Zone, Spitsbergen. Norsk Polarinstitutt Skrifter, 161. s. 89.
- Hartmann H. 1980. Beitrag zur Kenntnis der Pflanzengesellschaften Spitzbergen. Phytocoenology 8,1: 65-147.
- Hill D.E., Tedrow J.C.F., 1961. Weathering and soil formation in the Arctic environment. Am. Sci.,239: 84-101.
- Hisdal V., 1998. Geography of Svalbard, Norsk Polarinstitutt, Oslo, 123.
- Hjelle, A., 1993. Geology of Svalbard, Norsk Polarinstitutt, Oslo, 162.
- Hjelle, A., Piepjohn, K., Saalmann, K, Ohta, Y., Salvigsen, O., Thiedig, F., Dallmann, W.K., 1999. Geological Map –Svalbard 1: 100 000, A7G, Kongsfjorden. Norsk Polarinstitut, Tromsø
- Hodgkins R., Dowdeswell J.A., 1994, Tectonic processes in Svalbard tide-water glacier surges: evidence from structural glaciology, Journal of Glaciology, vol.40, No. 136, s. 553-560.
- Hoel A., 1932. Mapa S-3 Nordishavet (Arctic Sea) Svalbard fra Bellsund til Forlandsrevet meg. Isfjorden, Mapa w skali 1: 200 000, Wydawn. Norges Svalbard-og Ishavs-Undersökelser, Oslo
- Hofmann W. 1968. Geobotanische Untersuchungen in Südost-Spitzbergen 1960. Ergebn. Stauferland-Exped. 1959/608, ss. 83.
- Holliday, D.W., Cutbill, J.L., 1972: The Ebbadalen Formation (Carboniferous), Spitsbergen, Preceedings Yorkshire Geological Society, 39: 1-32.
- Hooke R. LeB., 1973- Flow near the margin of the Barnes ice cap and the development of ice cored moraines. Bulletin Geological Society of America, s.3929-3948.
- Horwath B.I., 1981: Badania tzw. moren zboczowych SW Spitsbergen. (W:) VIII Sympozjum Polarne Materiały Sprawozdania. Instyt. Geogr. Uniw. Śląsk., Klub Polarny PTG Sosnowiec.
- Hughes T., Denton G., Grosswald M., 1977- Was there a Late-Würm Arctic ice sheet? Nature, vol.266, s.596-602.
- Humbrey M. J., 1984. Sedimentary processes and buried ice phenomena in the proglacial areas of Spitsbergen glaciers. J. of Glaciol.30.116-119.
- Imbert, B., 1996: Wielkie wyprawy polarne. Wydawnictwo Dolnośląskie, Wrocław: 224 p.
- Isachsen G., 1912. Mapa Spitsberg (Partie Nord-Ouest), Mapa w skali 1: 200 000, stan 1909 1910, Paris, 1912-1914
- Ivanova E.N., 1976. Klassifikacija počv SSSR. Izd. Nauka.
- Jahn, A., 1959a. The raised shore lines and beaches in Hornsund and the problem of postglacial vertical movements of Spitsbergen. Przeg. Geogr., 31 (Suppl.), 142-178.
- Jahn, A., 1959b. Postglacjalny rozwój wybrzeży Spitsbergenu. (Post-glacial development of Spitsbergen's shores Engl. Summary) Czas. Geogr., XXX, 245, 245-262.
- Jahn, A., 1960. Some remarks on Evolution of slopes on Spitsbergen. Zeitschr. f. Geomorph., l, 49-58.
- Jahn, A., 1961. Quantitative analysis of some peryglacial processes in Spitsbergen. Zesz. Nauk. Uniw. Wrocł., Sec. B., 5: 1-34.
- Jahn, A., 1967. Some features of mass movement on Spitsbergen slopes. Geogr. Ann. Ser. A, 49, 213-225.
- Jahn, A., 1968a. Quantitative investigations of periglacjal processes at Hornsund, Vestspitsbergen. Polish Spitsbergen Expeditions 1957-1960. Pol. Acad of Sci., 177-183.
- Jahn, A., 1968b. Raised shore lines and terraces at Hornsund, and postglacial vertical movements on Spitsbergen. Polish Spitsbergen Expeditions 1957-1960. Pol. Acad. of Sci., 173-176.
- Jahn, A., 1977. Periglacial forms produced by shore ice at Hornsund (Spitsbergen). Res. of Invest. of the Pol. Sci. Spitsbergen Exp. 1970-1974, II, Acta Univ. Wratislav., 387, 19-29.
- Jahn, A., 1982. Soil thawing and active layer of permafrost in Spitsbergen. Results of the investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions, vol. IV, Acta Univ. Wratisl., 525, Wrocław s. 57-76.
- Jania, J., 1982. Slope forms and processes in the Gåsdalen region in photogrammetric investigations and repeated terrestrial photograms. Res. of Invest. of the Pol. Sci. Spitsbergen Exp., IV. Acta Univ. Wratisl., 525, 93-114.
- Jania, J., 1984a. Dynamika czół spitsbergeńskich lodowców uchodzacychdo morza. (Dymanic of fronts of the Spitsbergen tidewater glaciers Engl. Summary). Geographia. Studia et Dissertations, 9, (w druku)

- Jania, J., 1984b. Interpretacja glacjologiczna zdjęć lotniczych otoczenia Hornsundu (Spitsbergen) na przykładzie lodowców Körber i Peters. (Glaciological interpretation of aerial photographs of thr Hornsund region) Spitsbergen (illustrated by the example of the Körber Glacier and Peters Glacier -Engl. Summary). Fotointerpretacja w Geografii, 7
- Jania, J., 1987. Interpretacja glacjologiczna zdjęć lotniczych otoczenia Hornsundu (Spitsbergen) na przykładzie lodowców Körber i Peters, Fotointerpretacja w geografii, IX (19), Uniw. Śląski, Katowice, 60-107.
- Jania, J., 1988a. Dynamiczne procesy glacjalne na południowym Spitsbergenie w świetle badań fotointerpretacyjnych i fotogrametrycznych (Dynamic glacial processes in soth Spitsbergen in light of photointerpretation and photogrammetric research). Pr. Nauk. Uniw. Śl., Katowice: 258 ss.
- Jania, J., 1988b. Klasyfikacja i cechy morfometryczne lodowców otoczenia Hornsundu, Spitsbergen. W: Wyprawy Polarne Uniwersytetu Sląskiego 1980-1984, Prace Naukowe UŚ w Katowicach nr. 910, str. 12-47
- Jania, J., 1993. Glacjologia, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 386 ss.
- Jania, J., 1997. Glacjologia. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 359 ss.
- Jania, J., Hagen, J.O. (red), 1996: Mass balance of Arctic Glaciers. IASC Report, 5, Sosnowiec Oslo, 62 ss.
- Jania, J., Kolondra, L., 1988. Fotogrametryczne kartowanie szczegółowe czołowej części lodowca Werenskiold w 1982 i 1983 roku W: Wyprawy Polarne Uniwersytetu Sląskiego 1980-1984, Prace Naukowe UŚ w Katowicach nr. 910, 123-141.
- Jania, J., Kolondra, L., Bukowska-Jania, E., 1983. Photogrammetric survey of glaciers. W: Field investigations performed during the Glaciological Spitsbergen Expedition in 1983. Interim report. Katowice, 34-38
- Jania, J., Kolondra, L., Schroeder, J., 1994. Hans Glacier Topographic Map, 1: 25000. Uniwersytet Śląski, Universite du Quebec, Norsk Polarinstitut. Katowice.
- Jania, J., Lentowicz, Z., Szczypek, T., Wach, J. 1981. Szkic geomorfologiczny rejonu Gåsdalen (południowy Spitsbergen). (The geomorphological sketch map of the Gåsdalen region (South Spitsbergen) Engl. Summary). VIII Sympozjum Polarne, Materiały I, Sosnowiec, 119-128.
- Jania, J., Mochnacki, D., Gądek, B., 1996. The thermal structure of Hansbreen, a tidewater glacier in southern Spitsbergen, Svalbard. Polar Research, 15 (1), s. 53-66.
- Jania, J., Perski, Z., Stober, M., 2002. Changes of geometry and dynamics of NW Spitsbergen glaciers based on the ground GPS survey and remote sensing. [w:]The Changing Physical Environment. Proceedings from the Sixth Ny-Aalesund International Scientific Seminar, Tromsø, Norway, 8-10 October 2002. Norsk Polarinstitutt Internrapport, 10, s. 137-140.
- Jania, J., Pulina, M., 1996. Polish hydrological studies in Spitsbergen, Svalbard: a review of some results. W:
 K. Sand, A. Killingtveit (eds.) Proceedings. Tenth International Northern Research Basins, Symposium and Workshop, Norway 1994, SINTEF Norwegian Hydrotechnical Laboratory, Trondheim, s. 47-76.
- Jania, J., Schroeder, J., Bukowska-Jania, E., 1993. The drainage system of a Svalbard tidewater glacier and its meltwater contribution ti its fjord. W: International Workshop on Glacier Hydrology. Abstracts, 8-10 September 1993, Cambridge, s. 14-15Jania, J., Perski Z., Stober M., 1002: Changes of geometry and dynamics of NW Spitsbergen glaciers based on the ground GPS survey and remote sensing.
- Jania, J., Szczypek, T., 1987. Kartowanie geomorfologiczne otoczenia fiordu Hornsund na podstawie interpretacji zdjęć lotniczych, (w:) Fotointerpretacja w geografii, t. IX (19), s. 108-128.
- Jasinski M.E, Starkov V.F., 1993: Archaeological investigations of a cultural layer in moraine deposits of the Renard Glacier, Recherchefjorden, Svalbard field season 1992. XX Polar Symposium, Lublin, 5-72.
- Jasinski M.E., Zagórski P., 1996: Significance of archeological sites for estimating coastal plain development in the Renardodden area, Bellsund, Spitsbergen. Wyprawy geograficzne na Spitsbergen, UMCS Lublin, 35-41.
- Jewtuchowicz S. 1962a. Glacial morphologic studies in Northern Sørkapp, Acta Geogr. Lodz., 11, 1-79.
- Jewtuchowicz S. 1962b. Obserwacje współczesnego rozwoju sandru Gåshamnöyry. (Some remarks on recent development of the Gåshamnöyry and on Bungebreen, south of Hornsund, Vestspitsbergen. J. Glaciol., 5(41), 719-725.
- Jewtuchowicz S., 1966. Description of eskers and kames in Goeshamnøyra and on Bungebreen, south of Hornsund, West Spitsbergen. J. of Glaciol. 6. 719-725.
- Jezierski W., 1992: Spatial changeability of dynamics of marine sediments processes in Calypsostranda region (Recherche Fiord, Western Spitsbergen). Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen. UMCS Lublin, 67-72.
- Johnson P.G., 1971- Ice-cored moraine formation and degradation, Donjek glacier, St. Elias Mountains, Yukon Territory, Canada. Geografiska Annaler, vol.53A, s.198-202.
- Joly, F., 1970. Carte geomorphologique de reconnaissance de la presqu'ile de Brogger (Spitsberg). W: J. Dresch, (red.), Memoires at documents. Spitsberg. Mission francaise 1966. Centre National de la Recherche Scientifique. Paris.
- Jóźwik Z. 1992. VI. Heavy metals in phylum Bryophyta in the Bellsund region (Western Spitsbergen). Wyprawy geograficzne na Spitsbergen: 171-178. UMCS, Lublin.
- Jóźwik Z., Magierski J. 1992. V. Trace elements in plants and soils of coastal plains of south Bellsund (Western Spitsbergen). Wyprawy geograficzne na Spitsbergen: 161-169. UMCS, Lublin.
- Kabata-Pendias A., 1981. Zawartość metali ciężkich w glebach uprawnych Polski. Pamiętnik Puławski, 74: 101-111.
- Kac M. J. 1975. Bagna kuli ziemskiej. Warszawa.
- Kamiński A., Wach J. 1993. The ground temperature of permafrost active layer in the Fugleberget catchment basin (SW Spitsbergen) in the winter season 1985/1986. W: Repelewska-Pękalowa J., Pękala K. (eds.), XX Polar Symposium, Man Impact on Polar Environment, Lublin, 361-368.
- Kaniecki A., Klimczak R., Kapuściński J., Kostrzewski A., Stach A., Zwoliński Zb., 1988. Współczesny system denudacyjny zlewni Dynamiskbekken i Ebbaelva (Petuniabukta, Spitsbergen Zachodni). Wyd. Uniw. Wrocławskiego, Wrocław.
- Kaniecki, A., Kapuściński, J., Klimczak R., Kostrzewski A., Stach A., Zwoliński Zb., 1989. The dynamics and rate of denudation of glaciated and non-glaciated catchments, central Spitsbergen. Polish Polar Research, vol. 10, no 3, Warszawa.
- Karavayewa N.A., 1974. Major kinds of gley soils of the tundra and the northern taiga regions in the Soviet Union. Geoderma, 12: 91-99.
- Karczewski, A., 1982. The deglaciation zonality of some glaciers in the Hornsund region (South West Spitsbergen). Acta Universitatis Wratislaviensis, Results of investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expedition, 525 (IV), s. 115-121.
- Karczewski, A., 1984. Geomorphology of the Hornsund fjord area, Spitsbergen: commentary to the map. -Uniw. Śl, Katowice: 18pp.
- Karczewski, A. (red.), 1990. Geomorfologia Geomorphology, Petuniabukta, Billefjorden, Spitsbergen 1: 40000. UAM Poznań.
- Karczewski, A., Andrzejewski, L., Chmal, H., Jania, J., Kłysz, P., Kostrzewski, A., Lindner, L., Marks, L., Pękala, K., Pulina, M., Kudowski, S., Stankowski, W., Szczypek, T., Wiśniewski, E. 1984. Hornsund, Spitsbergen, Geomorphology, 1: 75,000. Uniw. Śl., Katowice.
- Karczewski, A., Kostrzewski, A., Marks, L., 1981a. Morphogenesis of subslope ridges to the north of Hornsund, Spitsbergen. -Pol. Polar Res., 2(1-2): 29-38.
- Karczewski, A., Kostrzewski, A., Marks, L., 1981b. Raised marine terraces in the Hornsund area (northern part), Spitsbergen.Pol. Polar Res., 2 (1-2), 39-50.
- Karczewski, A., Kostrzewski, A., Marks, L., 1981c. Late Holocene glacier advances in Revdalen, Spitsbergen. Pol. Polar Res., 2(1-2), 51-62.
- Karczewski, A., Rygielski, W., 1989. The profile of glacial deposits in Hörbyedalen and an attempt at their chronostratigraphy. Pol. Polar. Res., 10(3), 401-409.
- Karczewski, A., Wiśniewski, E., 1976. Morainic sediments of the marginal zone of the Werenskiold Glacier (SW Spitsbergen) sedimentological charakteristic. Univ. A. Mickiewicza, Geografia, 12, 99-107.
- Karczewski, A., Wiśniewski, E., 1977. The releif of the marginal zone of the Torell Glacier (Austre Torell) in terms of its recession (SW Spitsbergen). Res. Of. Invest. Of the Pol. Sci. Spitsbergen Exp. 1970-1974, II, Acta Univ. Wratisl., 387, 37-62.
- Karczewski, A., Wiśniewski, E., 1979. Granulometric analysis of sediments from the marginal zone of Werenskiold Glacier (SW Spitsbergen) Quaest. Geogr., 5, 35-53.
- Karczmarz K., Święs F. 1988. Brioflora południowego wybrzeża Bellsundu (Spitsbergen Zachodni). Wyprawy geograficzne na Spitsbergen: 229-235. UMCS, Lublin.
- Karczmarz K., Święs F. 1989a. Mszaki (Bryophyta) rejonów Lognedalsflya, Dyrstadflya i północnej części Chamberlindalen na południowo-wschodnim wybrzeżu Bellsundu (Spitsbergen Zachodni). Wyprawy geograficzne na Spitsbergen: 89-110. UMCS, Lublin.
- Karczmarz K., Święs F. 1989b. Udział gatunków rodziny Mniacae w zbiorowiskach tundry na południowowschodnim wybrzeżu Bellsundu (Spitsbergen Zachodni). XVI Symp. Polarne: 217-220. Toruń.
- Karczmarz K., Święs F. 1990a. Bryophytes collected in Arctic Tundra of the Eastern Slopes of Activekammen (Western Spitsbergen) in 1987-1988. Wyprawy geograficzne na Spitsbergen: 175-183. UMCS, Lublin.
- Karczmarz K., Święs F. 1990b. Bryophytes collected in Arctic Tundra of the Dyrstad Region (Western Spitsbergen) in 1988. Ann. UMCS, C,45: 127-139.
- Karlén W. 1982. Holocene glacier fluctuations in Scandinavia. Striae, 18: 26-34.

- Karwowski Ł., Kozik A. 1982: Występowanie i geneza grubokrystalicznych kalcytów w masywach węglanowych Sørkapplandu (południowy Spitsbergen). (Summary The occurence and origin of coarse crystalline calcite in the carbonate massifs of Sørkappland (South Spitsbergen). Wyprawy Polarne Univ. Śl. 1977-1980, t.1, Katowice.
- Kejna M., 1990. The differences in ground temperature between chosen ecotopes of polar environment on Kaffiøyra (NW Spitsbergen) in summer 1985. Wyprawy geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, s. 245-252.
- Kejna M., 1991. The rate of ground thawing in relation to atmospheric conditions and ground temperature on Kaffiøyra (NW Spitsbergen) in the summer of 1985. Wyprawy geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, s. 267-276.
- Kejna M., 2000, Albedo of the Waldemar glacier surface (Spitsbergen) in summer season 1999, Polish Polar Studies, 27th International Polar Symposium., Toruń, 181-190.
- Kejna M., 2002, Warunki meteorologiczne na Kaffiöyra (NW Spitsbergen) w okresie od 13 lipca do 9 września 1999 roku, Problemy Klimatologii Polarnej, 10, Toruń, 93-110.
- 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, 1991-203.
- Kejna M., Dzieniszewski M., 1993, Warunki meteorologiczne na Kaffiöyra (NW Spitsbergen) w okresie 26.06 31.08.1985 r., Acta Universitatis N. Copernici, Geografia 24, Toruń, 43-54.
- Kejna M., Marciniak K., Przybylak R., 1993. Temperatura gruntu w wybranych ekotopach na Równinie Kaffiøyra (NW Spitsbergen) w lecie 1989 r. W: Wyniki badań VIII Toruńskiej Wyprawy Polarnej Spitsbergen`89, UMK, Toruń, s. 47-64.
- Kida J., 1995, Procesy eoliczne na wybrzeżach SW Spitsbergenu, XXII Sympozjum Polarne, Wrocław-Książ, 41-48.
- Kierzkowski T., 1996, Cechy klimatu lokalnego stacji w Hornsundzie w oparciu o materiał z lat 1978-1995, Problemy Klimatologii Polarnej 6, Gdynia, 67-81.
- Kjær K. H., Krüger J., 2001- The final phase of dead-ice moraine development: processes and sediment architecture, Kötlujökull, Iceland. Sedimentology, vol.48, s.935-952.
- Klatka T. 1968: Microrelief of slopes in the coastal area south of Hornsund, Vestspitsbergen. Polish Spitsbergen Expeditions 1957-1960. Pol.Acad. of Sci. 265-281
- Klekowski R.Z., Opaliński K. 1984. Przepływ materii i energii w tundrze Spitsbergenu. (Matter and energy flow in Spitsbergen tundra). Wiad. Ekol. XXX, 2: 143-166.
- Klementowski J., Konečný M., 1988. Genesis and development of hydrolaccoliths in the region between Werenskiold and Hans Glaciers during 1974-1985. (w:) Brázdil R. et al., Results of Investigations of the Geographical Research Expedition Spitsbergen 1985, Univerzita J.E. Purkyně, Brno, s. 272-284.
- Klich D., Mirkut K, Ożóg M. 2003. Próba charakterystyki płatów krajobrazowych tundry arktycznej spitsbergeńskiej. (W:) Fischer Z. (red.). Zarys analizy struktury krajobrazu tundry arktycznej: 24-29. KUL, Wydz. Mat.-Przyr., Kat. Ekologii Krajobrazu. Lublin.
- Klimaszewski, M. 1968. The unified key to detailed geomorpholgical map of the world. Folia Geographica. Ser. Geogr. - Phys., 1-40.
- Klimaszewski, M. 1978. Geomorfologia, PWN, Warszawa, 1098
- Klimaszewski, M., 1960. Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitsbergenu między Kongs-fjordem a Eidem-bukta. Zeszyty Naukowe UJ, 32, Prace Geograficzne, 1, Kraków, ss. 179.
- Kłysz, P., 1982. Observations on the development of the marginal outwash of the Gås Glacier (Sørkappland, Spitsbergen) and their implications for the morphogenetic reconstruction of certain glacier forms in areas of Pleistocene glaciation. Res. of Invest. of the Pol. Sci. Spitsbergen Exp., IV, Acta Univ. Wratis-I., 525, 123-131.
- Kłysz, P., 1983. Badania geomorfologiczne prowadzone na Spitsbergenie w czasie wypraw: Polskiego Klubu Wysokogórskiego w rejon pn-wsch. Spitsbergenu w 1977 r. oraz Instytutu Geofizyki PAN w rejon fiordu Hornsund w 1978 r. – Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Nr. 97-99, 51-53.
- Kłysz, P., Lindner, L., 1981a. Development of glaciers on the southern coast of Hornsund in Spitsbergen during Würm (Vistulian) Glaciation. – Acta Geol. Polon., 31: 139-146.
- Kłysz, P., Lindner, L., 1981b. Wyniesione terasy morskiej Kulmstrandy (NW Sørkappland). (Raised marine terraces of Kulmstranda, North-Western Sørkappland). VIII Sympozjum Polarne, Materiały I, Sosnowiec, 113-117.
- Kłysz, P., Lindner, L., 1981c. Würmskie i holoceńskie zlodowacenie NW Sørkappland na przykładzie Doliny Slakli (Spitsbergen). (Würm and Holocene glacistions of North-Vestern Sørkappland exemplified by the Slakli Valley) Spitsbergen (-Engl.summary). VIII Sympozjum Polarne, Materiały I, Sosnowiec, 89-99.

- Kłysz, P., Lindner, L., 1982. Evolution of the marginal zone and the forefield of the Bunge Glacier, Spitsbergen, Acta Geol. Polon,, 32, (3-4), 253-266.
- Kłysz, P., Lindner, L., Marks, L., Wysokiński, L., 1989. Late Pleistocene and Holocene relief remodelling in the Ebbadalen-Nördenskjoldbreen region in Olav V Land, central Spitsbergen. Pol. Polar Res., 10(3), 277-301.
- Kolondra, L., Problemy fotogrametrycznego pozyskiwania danych w badaniach glacjologicznych. Studium metodyczne na przykładzie Spitsbergenu. (Rozprawa doktorska), Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec, 163 ss.
- Konarzewski M., Taylor J.R.E. 1989. The influence of weather conditions on growth of Little Auk Alle alle chicks. Ornis Scandinavica 20: 112-116.
- Korjakin V. M., 1974. Izmjenienje razmerov lednikov Szpicbergena (Svalbarda). Mat. Iss. Obl. Oledenenja Szpicbergena (Svalbarda), Moskwa, str. 29-44
- Kosiba A. 1960: Some of results of glaciological investigations in SW Spitsbergen. Zeszyty Nauk. Univ. Wrocław. S. B., 4, 30.
- Kostrzewski, A., 1996. Zwietrzeliny i ich znaczenie we współczesnej litogenezie strefy zimnej (Spitsbergen, Insbjörnhamna). W: Rzeźba i osady czwartorzędowe obszarów współczesnego i plejstoceńskiego zlodowacenia półkuli północnej. Sympozjum dedykowane prof. A. Karczewskiemu z okazji 40-lecia pracy naukowej. Streszczenia referatów i opisy posterów, IBCz, Poznań.
- Kostrzewski, A., 1996. Zróżnicowanie facjalne aluwiów równiny zalewowej w warunkach klimatu zimnego (Hornsund, Spitsbergen). Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. Tom II. Ser. Geografia, nr 57, Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Kostrzewski, A., Kaniecki, A., Kapuściński, J., Klimczak, R., Stach, A., Zwoliński, Zb., 1987. Przebieg denudacji chemicznej i mechanicznej w zlewniach Dynamiskbekken i Ebbaelva (Petuniabukta, Spitsbergen) w sezonie letnim 1985. XIV Sympozjum Polarne, Lublin.
- Kostrzewski, A., Kaniecki, A., Kapuściński, J., Klimczak, R., Stach, A., Zwoliński, Zb., 1989. The dynamics and rate of denudation of glaciated and non-glaciated catchments, central Spitsbergen. Pol. Polar Res., 10, 3: 317-367.
- Kostrzewski, A., Klimczak, R., Stach, A., Zwoliński, Zb., 1991. Mapa morfodynamiczna zlewni Dynamiskbekken (1: 10000) Spitsbergen Zachodni. Spraw. PTPN nr 108, s. 62–66.
- Kostrzewski A., Zwoliński Zb., 1995. Hydrualic geometry of supraglacial stream, Ragnarbreen, Spitsbergen. Quaestiones Geographical, Special Issue 4.
- Kotljakow, W.M., (red.) 1984. Glacjologičeskij slowar, Gidrometeoizdat, Leningrad, ss. 529.
- Kotljakow, W.M., (red.), 1985. Glaciołogia Spitsbergena. Nauka, Moskwa, 200 ss.
- Kotljakow, W.M., 1994. Mir sniega i Ida, Nauka, Moskva, 283 ss.
- Kowaliński S., Szerszeń L., 1962. Niektóre właściwości fizyczne i chemiczne gleb Spitsbergenu w rejonie północnego obrzeża fiordu Hornsundu. Zesz. Nauk. Wyż. Szk. Roln. we Wrocławiu, Roln. XVI, 49: 37-44.
- Kowalkowski A., Kocoń J., Plichta W., 1987. Badania cech morfoskopowych ziarn piasku kwarcowego zwietrzelin i osadów przedpól lodowców na NW-Spitsbergenie. Sprawozdania z badań naukowych Kom. Badań Czwartrzędu PAN, VII: 86-89.
- Kozarski S., 1975. Oriented kettle in outwash plains. Quaestiones Geographicae. 2. 99-112.
- Kozarski S. 1982: The genetic variety of ice cores in the marginal forms of some Spitsbergen glaciers, Hornsund region. Res. of Inve. of the Pol. Sci. Spitsbergen Exp., IV, Acta Univ. Wratisl., 525, 153-164.
- Kozarski S., Szupryczyński J., 1973- Glacial forms and deposits in the Sidujökull deglaciation area. Geographia Polonica, vol.26, s.255-311.
- Krasilścikow, A.A,, Kubanskij, A.P, Ohta, Y., 1995. Surface magnetic anoamly study on the eastern part of the Forlandsundet Graben. Polar Research 14 (1), s. 55-68.
- Krawczyk, W., 1986. Źródła krasowe pod Raudfjellet na SW Spitsbergenie. Results of investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions. Vol. VI, Wrocław.
- Krawczyk, A., Ruder, J.,1989. Pozostałości osadnictwa sezonowego w północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS Lublin, 131-146.
- Krawczyk, W.E., 1994. Denudacja chemiczna w wybranych zlewniach SW Spitsbergenu. Praca doktorska, Wydział Nauk o Ziemi UŚ, Sosnowiec: 233 p.
- Krawczyk, W.E., Lefauconnier, B., Pettersson, L-E. (2003). Chemical denudation rates in the Bayelva catchment, Svalbard in the fall of 2000. Physics and Chemistry of the Earth (in press).
- Krawczyk, W.E., Lefauconnier, B., Pettersson, L-E., 2002. Chemical denudation rates in the Bayelva catchment (Svalbard) in September-October of 2000. The Changing Physical Environment. Proceedings from the Sixth Ny-Ålesund International Scientific Seminar, Tromsø, Norway, Norsk Polarinstitutt Internrapport nr 10, Tromsø: 153-156.

- Krawczyk, W.E., Głowacki, P., Niedźwiedź, T. 2002. Chemical composition of rainfall in the Hornsund region (SW Spitsbergen) in the summer of 200 and its relationship to atmospheric circulation patterns. W: Kostrzewski A., Rachlewicz G. - Polish Polar Studies, 187-202.
- Krzyszowska A., 1985. Chemistry of the fresh water of the Fugleberget drainage basin. Pol.Polar Res. 6: 341-347.

Krzyszowska A. 1986. The balance of materials, wastes, and energy of the Polish Polar Station (Hornsund, Svalbard) and the stations effect on its immediate surroundings. Ekologia Polska 2: 227-246.

Kubiena W., 1953. Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. F.Enke Verlag, Stuttgart.

- Kuc M. 1963. Flora of mosses and their distributions on the north coast of Hornsund (S.W. Svalbard.). Fragm flor. geobot. 9,3: 291-375.
- Kuc M. 1964a. Deglaciation of Treskelen-Treskelodden in Hornsund, Vestspitsbergen, as shown by vegetation. Studia Geolog. Polonica 11: 197-205.
- Kuc M. 1964b. Some botanical observations in connection with the "Whale Method" of calculating the land uplift in Hornsund, Vestspitsbergen. Studia Geolog. Polonica 11: 207-215.
- Kuc M. 1968a. Vascular plants from Spitsbergen in Polish collections with particular reference to the flora of the north coast of Hornsund. Pol. Spitsb. Exped. 1957-1960 (Summ. Sci. Res.): 97-100.
- Kuc M. 1968b. Phenological spectrum of vegetation on the north coast of Hornsund, Vestspitsbergen. Pol. Spitsb. Exped. 1957-1960 (Summ. Sci. Res.): 117-118.

Kuc M. 1973. A reviev of the moss of Svalbard. Revue Bryol. Lichenol. 39,3: 401-472.

- Kverndal A-I., 1991. Some notes on glacial geomorphology in the inner part of St. Jonsfjorden, Svalbard. Polar Research 9 (2) s. 215-217
- Lamar, D.L., Reed, W.E., Douglass, D.N., 1986: Billefjorden Fault Zone, Spitsbergen. Is it a part of a major Late Devonian transform? Geological Society of America Bulletin, 97: 1983-1988.
- Landvik J.Y., Bolstad, M., Lycke, A.K., Mangerud, J., Sejrup, H.P., 1992: Weichselian stratigraphy and paleoenvironments at Bellsund, western Svalbard. Boreas, 21, 4, 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.
- Landvik J.Y., Mangerud J., Salvigsen O., 1987: The Late Weichselian and Holocene shoreline displacement of the west-central coast of Svalbard. Polar Research, 5, 1, 29-44.
- Landvik, J.Y., Bolstad, M., Lycke, A.K., Mangerud, J., Sejrup, H.P., 1992: Weichselian stratigraphy and paleoenvironments at Bellsund, western Svalbard. Boreas, 21, 4, 335–358.
- Lankauf, K.R., 1982. Waldemar glacier, Oscar II Land. Mapa Topograficzna 1: 5000, Acta Univ. N. Copernici, Geografia XVI (Suplement), Toruń.
- Lankauf, K.R., 1997. Recession of Waldemar Glacier, w: Dynamics of Polar Environment, UMCS, Lublin, s. 125-127.
- Lankauf, K.R., 1999. Recesja lodowców rejonu KaffiØyry (Ziemia Oskara II Spitsbergen) w XX wieku. Praca doktorska niepublikowana. 282 s. Biblioteka IG i PZ PAN Warszawa.
- Lankauf, K.R., 2002. Recesja lodowców rejonu Kaffiøyry (Ziemia Oskara II Spitsbergen) w XX wieku. IGiPZ PAN, Prace Geogr., 183, Warszawa, ss.221.
- Lankauf, K.R., Preisner, Z., 1978. Badania geomorfologiczne strefy marginalnej Lodowca Waldemara na Ziemi Oskara II - Zachodni Spitsbergen, Mat.V Symp. Polar., z. 2, Gdańsk-Gdynia, s. 52-59.
- Lankauf, K.R., Preisner, Z., 1982. Geomorphology of the forefield of the Waldemar Glacier (Oscar II Land, NW Spitsbergen), Acta Univ. N. Copernici, Geografia XVI, 51, Toruń, s. 63-78.
- Lankauf, K.R., Preisner, Z., 1982. Geomorphology of the forefield of the Waldemar Glacier (Oscar II Land, NW Spitsbergen), Acta Univ. N. Copernici, Geografia XVI, Toruń, s. 63-78.
- Lauritzen S.E. 1966: Interaction between glacier and karst aquiferes. Preliminary results from Hilmarfjellet, south Spitsbergen. Kras i Speleologia, 8 (XVII), p.15-26. Katowice.
- Lauritzen S.E., 1998. Karst morphogenesis in the Arctic: Examples from Spitsbergen. W: Yuan Daoxian, Liu Zaihua (Eds.), Global Karst Correlation. Science Press and VSP BV
- Lauritzen, Ø., Andresen, A., Salvigsen, O., Winsnes, T.S., 1989: Geological Map of Svalbard 1: 100,000. Sheet C8G Billefjorden. Norsk Polarinstitutt Temakart Nr.5: 32 strony.
- Lauritzen, Ø., Salvigsen, O., 1983: Holocene sedimentary rocks in Mathiesondalen, central Spitsbergen. Polar Research 1: 151-155.
- Lefauconnier, B., 2002. The next large surge in Kongsfjorden. The Changing Physical Environment. Proceedings from the Sixth Ny-Ålesund International Scientific Seminar, Tromsø, Norway, Norsk Polarinstitutt Internrapport nr 10, Tromsø: 113-116.

Lefauconnier, B., Hagen, J.O., 1991. Surging and calving glaciers in Eastern Svalbard. NPI, Meddelelser 116, s. 1-132

Lefauconnier, B.I., Hagen, J.O., Ørbeak, J.O., Melvold, K., Isaksson, E., 1999. Glacier balance trends in the Kongsfjorden area, western Spitsbergen, Svalbard, in realtion to the climate., Polar Research 18(2), 307-313.

Leontiew O.K., Nikiforow L.G., Sjafoanow G. A. 1882: Geomorfologia brzegów morskich. (Geomorphology of seashores- in Polish). Wyd. Geol. Warszawa, 332.

Lepvrier C., 1990. Early Tertiary paleostress history and tectonic development of the Forlandsundet basin, Svalbard, Norway, Meddelelser nr 112, Norsk Polarinstitut, Oslo

Lepvrier C., Leparmentier F., Seland R., 1988: Tertiary stress evolution on Svalbard. Norsk Polarinstitutt Rapport, 46, 59-61.

Leszkiewicz J. 1982: Żódła krasowe pod Rasstupet na południowym Spitsbergenie w świetle badań z 1978 r. (Summary: Karsts springs at the foot of Rosstupet wall in the South Spitsbergen in the investigations from 1978). Wyprawy Polarne Univ. Śl. 1977-1980, t. I, Katowice.

Leszkiewicz J., 1977, Meteorological conditions in the northern part of Kaffiöyra Plain during the period from July 1 to August 31 1975, Acta Universitatis N. Copernici, Geografia 13, Toruń, 97-111.

Liestøl, O., 1969. Glacier surges in West Spitsbergen, Can. J. of Earth Sci., 6(4) 895-879.

Liestøl, O., 1971. Glaciological work in 1969, Nor.Polarinst. Årbok 1969, Oslo, 116-128.

Liestøl, O., 1972. Glaciological work in 1970, Nor.Polarinst. Årbok 1970, Oslo, 240- 251.

Liestøl, O., 1975. Glaciological work in 1973, Nor. Polarinst. Årbok 1973, Oslo, 181- 192.

Liestøl, O., 1986. Glaciological investigations in the balance year 1983 - 84, Polar Research 4, n.s., 97-101.

Liestøl, O., 1988. The glaciers in the Kongsfjorden area, Spitsbergen, Norsk geogr. Tidsskr. Vol. 42, 231-238.

Liestøl, O., 1990. Glaciers in the Kongsfjorden area, Nor. Polarinst.- Årbok 1989, Oslo, 51-61.

Lindblom A.E. 1840. Förtecking öfer de pa Spitsbergen och Beeren Eiland anmärkta växter: af Utgifvaren. Bot. Not. 9: 153-158.

Lindner, L., 1987. Main stratigraphic problems in the Pleistocene of Poland. – Bull. Pol. Ac. Earth Sci., 38: 63-83.

Lindner, L., Kłysz, P., 1986. Powierzchniowe formy krasowe na południowym zboczu Stupryggen (Sørkappland, Spitsbergen). Kras i Speleologia. 6 (XV), Katowice.

Lindner, L., Marks, L., 1985. Types of debris slope accumulations and rock glaciers in South Spitsbergen. -Boreas, 14: 139-153.

- Lindner, L., Marks, L., 1993a. Middle and Late Quaternary evolution of Spitsbergen against Global changes. Pol. Polar Res. 14(3): 221-241.
- Lindner, L., Marks, L., 1993b. Middle and Late Quaternary evolution of the Hornsund Region, South Spitsbergen. Pol. Polar Res. 14(3): 275-292.
- Lindner, L., Marks, L., Ostaficzuk, S., 1982. Evolutions of the marginal zone end the forefield of the Torell, Nann and Tone glaciers in Spitsbergen. Acta Geol. Polon., 32 (3-4), 267-268.
- Lindner, L., Marks, L., Ostaficzuk, S., 1986. Quaternary landforms and sediments and morphogenetic evolution of the Slaklidalen region (Sørkapp Land, Spitsbergen). - Studia Geol. Polon., 89: 51-62.

Lindner, L., Marks, L., Pękala, K., 1983. Quaternary glaciations of South Spitsbergen and their correlation with Scandinavian glaciations of Poland. Acta Geol. Polon., 33 (1-4), 168-182.

Lindner, L., Marks, L., Pękala, K., 1984. Late Quaternary glacial episodes in the Hornsund region of Spitsbergen. Boreas 13, s. 35-47.

Lindner, L., Marks, L., Pękala, K., 1986. Outline of Quaternary chronostratigraphy of South Spitsbergen. PolarRes., ns 5: 273-274.

- Lindner, L., Marks, L., Pękala, K., 1987. Quaternary stratigraphy of South Spitsbergen. Polar. Res., 5 n.s.: 273-274.
- Lindner, L., Marks, L., Roszczynko, W., Emil, J., 1991. Age of raised marine beaches of Northern Hornsund Region, South Spitsbergen. Pol. Polar Res., 12(2): 161-182.
- Lindner, L., Marks, L., Szczęsny, R., 1989. Quaternary landforms and sediments and morphogenetic evolution of the Hilmarfjellet Region (Sørkapp Land, Spitsbergen). Zesz. Nauk. Uniw. Jagiell., Pr. Geogr., 81: 65-78
- Lønøy, A., 1995: A Mid-Carboniferous, carbonate-dominated platform, Central Spitsbergen, Norsk Geologisk Tidsskrift, 75: 48-63.
- Lorenc, S., Szczuciński, W., 2002: Holoceńska węglanowa cementacja skał okruchowych w warunkach suchego klimatu polarnego, Billefjorden, Svalbard. W: Kostrzewski, A., Rachlewicz, G. (red.): Funkcjo-

nowanie i monitoring geoekosystemów obszarów polarnych; XXVIII Międzynarodowe Sympozjum Polarne, Poznań 15-16 marca 2002 - streszczenia: 56-57.

- Luncke B. 1949: Norges Svalbard og Ishavs- undersøkelsers kartabeider og anvendelsen av skvåfotogrammer tatt fra fly. Norges Svalbard - og Ishavs-undesrøkelsers Skrifter, 68.
- Lynge B. 1924. Lichens from Spitsbergen I. Resultaten av det Norske Statsunderstøttede Spitsbergenkspeditioner 1,5: 1-21.
- Lynge B. 1938. Lichens from the west and north coast of Spitsbergen and the north-east Land. I. The macrolichens. Skrifter utgitt av det Norske Videnskaps-Akademi i Oslo 6., ss. 136.
- Lynge B. 1939a. A small contribution to the lichen flora of the eastern Svalbard Island. Norges Svalbard- og Ishavs- undersøkelser. 44: 1-12.
- Lynge B. 1939b. Lichen from Jan Mayen collected on Norwegian Expeditions in 1929 and 1930. Skrifter om Svalbard og Ishavet. 76: 1-55.

Lynge B. 1940. Et bidrag til Spitsbergen Lavflora. Skrifter om Svalbard og Ishavet. 79: 1-22.

- Macheret, Yu.Ya., Zhuravlev, A.B., 1985: Tolszczina, objom i stroyenie lednikow. W: Glacjologija Spitsbergena, Nauka, Moskwa, s. 7-35.
- Manecki A., Czerny J., Kieres A., Manecki M., Rajchel J., 1993. Geological Map of the SW part of Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen, 1: 25 000. AGH Kraków.
- Mangerud J. 1991. The last interglacial/glacial cycle in northern Europe. w: L.C.K. Shane i E.J. Cushing (red.), Quaternary landscapes. Univ. Minnesota Press, Minneapolis: 38-75.
- Mangerud J., Bolstad M., Elgersma A., Helliksen D., Landvik J.Y., Lycke A.K., Lonne J., Salvigsen O., Sandahl T., Sejrup H.P. 1987. The Late Weichselian glacial maximum in western Svalbard. Polar Res. 4 n.s.: 275-278.
- 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.
- Mangerud J., Salvigsen O., 1984: The Kapp Ekholm section, Billefjorden, Spitsbergen. Boreas, 13, 155-158.
- Mangerud J., Svendsen J.I., 1992. The last interglacial-glacial period on Spitsbergen, Svalbard. Quatern. Sci. Rev., 11: 633-664.
- Mapa topograficzna 1: 100 000. Ark. A7- Kongsfjorden, A8-Prins Karls Forland, B7- Tre Kroner, B8-St. Jonsfjorden, B9-Isfjorden. Norsk Polarinstitut, wydania różne
- Marciniak K., Marszelewski W., 1987, Próba podziału lodowca Elizy (NW Spitsbergen) na strefy glacjohydrologiczne, [w:] Aktualne problemy badawcze w Arktyce i Antarktyce, Mat. XIV Symp. Polar., UMCS, Lublin, s. 140-146
- Marciniak K., Marszelewski W., 1991, Wybrane problemy hydrologiczne lodowca Elizy (Ziemia Oskara II, NW Spitsbergen), Acta Univ. N. Copernici, Geografia XXII, 73, Toruń, s. 125-161
- Marciniak K., Marszelewski W., Przybylak R., 1985, Temperatura powietrza na lodowcu Elizy i lodowcu Waldemara (NW Spitsbergen) w sezonie letnim - studium porównawcze. Mater. XII Symp. Polarnego, Szczecin.
- Marciniak K., Przybylak R., 1983, Meteorological conditions in the Kaffiöyra (NW Spitsbergen) since 7th July to 5th September 1979, Acta Universitatis N. Copernici, Geografia 18, Toruń, 113-123.
- Marciniak K., Przybylak R., 1991, Warunki meteorologiczne na Równinie Kaffiöyra (NW Spitsbergen) w okresie 5 VII-7 IX 1980 r., Acta Universitatis N. Copernici, Geografia 22, Toruń, 97-107.
- Marciniak K., Przybylak R., Kejna M., 1993, Dynamika warunków meteorologicznych na Równinie Kaffiöyra (NW Spitsbergen) w okresie 8.07-7.09 1989 r., Wyniki badań VIII Toruńskiej Wyprawy Polarnej Spitsbergen'89, UMK, Toruń, 31-46.
- Marciniak K., Szczepanik W., 1983. Results of the investigations over the summer ground thawing in the Kaffiøyra (NW Spitsbergen). Acta Univ. N. Copernici, Geografia XVIII, 56, Toruń, s. 69-97.
- Marciniak K., Szczepanik W., Przybylak R., 1988. The dynamics of over ground thawing in The Kaffiøyra Plain (NW Spitsbergen). V International Conference on Permafrost, Proceedings 1, Trondheim, Norway, s. 406-411.
- Marcinkiewicz A. 1961. Podniesione tarasy nadmorskie południowego wybrzeża Bellsundu i fiordu Van Keulena między lodowcami Recherche i Hessa (Zachodni Spitsbergen). - Biul. Geol. UW, 1: 93-103.
- Marks, L., 1981. Przebieg ostatniej deglacjacji na Półwyspie Treskelen (Hornsund-Spitsbergen). (Last deglaciation of Treskelen Peninsula, Hornsund-Svalbard). VIII Sympozjum Polarne Materiały I, Sosnowiec, 129-138.
- Marks, L., 1988. Relation of substrate to the Quaternary paleorelief and sediments, western Mazury and Warmia (northern Poland). Geologia AGH, 14: 1-76.

- Marks, L., 1990. Middle and Late Pleistocene glacial episodes in the western Mazury and Warmia, northern Poland. Lundqua Rp., 32: 23.
- Marks, L., Pękala, K., 1986. New datings of Quaternary sediments from Bogstranda and Treskelodden, southern Spitsbergen. Bull. Pol. Ac. Earth Sc., 34: 419-425

Marks, R., 1978. O emisji i przenoszeniu aerozolu w rejonie fjordu Hornsund na Spitsbergenie. V SympozjumPolarne, Gdańsk-Gdynia, 2: 60-69.

Marszelewski W., 1987, Wybrane zagadanienia hydrograficzne przedpola lodowca Elizy (Ziemia Oskara II, NW Spitsbergen), Acta Univ. N. Copernici, Geografia XX, 66, Toruń, s. 107-125

Marszelewski W., Marciniak K., Podgórski Z., 1987, Spływ wód w obrębie wybranych lodowców regionu Kaffiøyry (NW Spitsbergen) w sezonie letnim. XIV Sympozjum Polarne, Lublin 1987, str 133-139

- Martini A. 1975: Slope cover deposits of selected mountain aress in the Horsund region, SW Spitsbergen. Res. of Invest. of the Pol. Sci. Spitsbergen EXP. 1970-1974, I, Acta Univ. Wratisl., 251, 147-185.
- Martinson D.G, Pisias N.G., Hays J.D., Imbrie J., Moore T.C., Shackelton N.J. 1987. Age dating and orbital theory of the Ice age: development of a high-resolution to 300,000 year chronostratigraphy. Quarern. Res., 27: 1-29.

Matuła J., Święs F. 1989. Wstępna charakterystyka fykoflory rejonu Bellsundu (Spitsbergen Zachodni). Wyprawy geograficzne na Spitsbergen. UMCS, Lublin. 97-110.

- Mazurek, M., 2003. Longyearbyen. W: Kostrzewski A., Zwoliński Zb. (red.). Funkcjonowanie dawnych i współczesnych geoekosystemów Spitsbergenu: VI-21-25. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań.
- Meier M. F., Tangborn W. V., Mayo L. R., Post A., 1971, Combined ice and water balances of Gulkana and Wolverine Glacier, Alaska, and South Cascade Glacier, Washington, 1965 and 1966 hydrologic years: U.S. Geological Survey Professional Paper 715-A, ss. 23.
- Melke J., Uziak S., 1988. Dynamika wilgotności, potencjału oksydo-redukcyjnego i natlenienia wybranych gleb Calypsostrandy (Spitsbergen). XV Sympozjum Polarne, Wrocław: 276-278.
- Mercier, D., 2001. Le ruissellement au Spitsberg. La monde polaire face aux changements climatiques. Presses Universitaires Blaise Pascal.
- Merta T., 1988: Elementy kierunkowe w morenie typu "fluted" na przedpolu lodowca Renarda (Spitsbergen). XV Sympozjum Polarne. Wrocław, 76-81.
- Merta T., 1989: Sedimentation of fluted moraine in forefields 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.
- Mielnik J., Staroń W., Gurgul H., 1999, Influence of mineral suspension on albedo of ice on Hans Glacier, [w:
 J. Repelewska-Pękalowa (red.), Polish Polar Studies, 26th International Polar Symposium, Lublin, 179-182.
- Migała K. 1991. Effect of the winter season and snow cover on the active layer of permafrost in the region of Hornsund (SW Spitsbergen). W: Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen. UMCS, Lublin, 241-256.
- Migała K., Sobik M., 1982: Discovery of thermal springs in the Raudfjellet region SW Spitsbergen. Polar Research No. 2, Oslo.
- Migoń P., 1997. Post-emergence modification of marine cliffs and associated shore platforms in a periglacial environment, SW Spitsbergen: Implications for the efficacy of cryoplanation processes. Quaternary Newsletter 81, s. 9-17.
- Misztal S., Pulina M. 1983: Investigation of glacial caves. W: Field Investigations Performed During the Glaciological Spitsbergen Expedition in 1983. p. 26-33. Silesian University. Katowice
- Moign A. 1974: Strandflats immerges et emerges du Spitsberg central et nord occidental. Thèse Univ. de Lille III.
- Moore, J., A.Pälli, F. Ludwig, H. Blatter, J. Jania, B. Gadek, P. Glowacki, D. Mochnacki, E. Isaksson, 1999: High-resolution hydrothermal structure of Hansbreen, Spitsbergen, mapped by ground-penetrating radar. Journal of Glaciology 45(151), 524-532.

Nathorst A.G. 1883. Studien über die Flora Spitzbergen. Bot. Jahrb. 4: 432-448.

- Nepomilujev V.F., Kozyrev M.A., 1970. Gleevyj process počvoobrazovanija i učastie v nem mikroorganizmov. Počvovedenije, 10: 56-59.
- Niedźwiedź T. 1997a. Wieloletnia zmianność wskaźników cyrkulacji atmosfery nad Spitsbergenem i ich rola w kształtowaniu temperatury powietrza. Problemy Klimatologii Polarnej nr 7, Gdynia, s. 19-39
- Niedźwiedź T., 1997b, Częstość występowania typów cyrkulacji nad Spitsbergenem (1951-1995), Problemy Klimatologii Polarnej 7, VII Seminarium Meteorologii i Klimatologii Polarnej, Gdynia, 9-17.

Niedźwiedź T., 2002, Katalog typów cyrkulacji dla Spitsbergenu (1951-2000), zbiór komputerowy, Katedra Klimatologii Uniwersytetu Śląskiego, Sosnowiec

Niewiarowski W. Sinkiewicz M., 1993, Geomorphological map of Kaffiöyra and its surroundings, Pol. Polar Res. Vol. 14, Załącznik do artykułu Niewiarowski W., Pazdur. M.F., Sinkiewicz M.;

Niewiarowski W., 1982, Morphology of the forefield of the Aavatsmark Glacier (Oscar II Land, North-West Spitsbergen) and phases of its formacion, Acta Univ. N. Copernici, Geografia XVI, 51, Toruń, s. 15-43

Niewiarowski W., Kitajgrodzki J., 1982, Grain size composition and abrasion of cobbles in esker and kame deposits occurring in the southern part of the Aavatsmarkbreen (Oscar II Land, NW Spitsbergen), Acta Univ. N. Copernici, Geogrfia XVI, Toruń, s. 45-62;

Niewiarowski W., Pazdur M. F., Sinkiewicz M., 1993, Glacial and marine episodes in Kaffiøyra, North-Western Spitsbergen, during the Weichselian (Vistulian) and the Holocene, Pol. Polar Res., 14, 3, Warszawa, s. 21-34

Niewiarowski W., Sinkiewicz M., 1987. Przydatność zdjęć lotniczych do rozpoznawania pagórków mrozowych na przykładzie Kaffiøyry, NW Spitsbergen. Fotointerpretacja w badaniach polarnych. Ogólnopolskie seminarium, UMK, Toruń: 27-39.

Niewiarowski W., Sinkiewicz M., 1988. Frost mounds in Kaffiøyra and Hermansenöya, NW Spitsbergen and their origin. Permafrost, Fifh. Inter. Conf. Proc., 1: 824-828.

Nitychoruk J., Dzierżek J. 1988. Morphogenetic features of talus cones in northwestern Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen. - Pol. Polar Res., 9(1): 73-85.

Norges Svalbard Og Ishavs - Undersøkelser 1948: Norge, Topografisk kart over Svalbard, Sørkapp, Blad C 13, 1: 100 000.

Norsk Polar Institutt, 1953: Norge. Topografisk kart over Svalbard, Torellbreen, Blad B 12, 1: 100 000.

Norsk Polar Institutt, 1956: Norge, Topografisk kart over Svalbard Markhambreen, Blad C 12, 1: 100 000,

Norsk Polar Institutt, 1966: Topografisk kart over Svalbard 1: 50 000 Blad •D 12, E 12, F 12, E 13. F 13.

Nowak J. 1965. The lichens from Hornsund (S. W. Spitsbergen) collected during the Polish Polar Expeditions in 1957 and 1958. Fragm. flor. geobot. 11,1: 171-190.

- Nowak S., 2003, The relationship between the change of physical properties of the glacier surface and the albedo throughout the 2002 ablation season on Waldemarbreen, Svalbard, [w:] M.A. Olech (red.) XXIX International Polar Symposium, The functioning of polar ecosystems as viewed against global environmental changes, Kraków, 225-233.
- O'Callaghan J.F., Mark D.M., 1984: The extraction of drainage networkfrom digital elevation data. Comput.Vis.Graph.Image Process.28, 328-344
- Oerlemans J., Knap W.H., 1998, A 1 year record of global radiation and albedo in the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland, J. Glaciol, 44, 147, 231-238.
- Ohta, Y., 1982: Hecla Hoek rocks in central and western Nordaustlandet, Norsk Polarinstitutt Skrifter, 178.
- Olech M. 1987. Materials to the lichen flora of Hornsund (Spitsbergen). Zesz. Nauk. UJ, Prace Bot. 15: 165-168.
- Olech M. 1990a. Lichens of the NW Sørkapp Land (Spitsbergen). Zesz. Nauk. UJ, Prace Bot. 21: 197-210.
- Olech M. 1990b. Preliminary studies on ornithocoprophilous lichens of the Arctic nad Antarctic regions. Moc. NIPR Symp. Polar. Biol. 3: 218-223.
- Olech M. 1993. Rośliny zarodnikowe i szata roślinna południowo-zachodniego Spitsbergenu (Arktyka). Wiad. Bot. 37,3/4: 203-204.
- Olech M., Alstrup V. 1989. Lichens new to Spitsbergen. Graphis scripta 2: 146-148.
- Oleksowicz A. S. 1984. Desmids of Oscar II Land (West Spitzbergen). Fragm. flor. geobot. 28: 241-255.
- Oleksowicz A. S., Luścińska M., Gugnacka-Fiedor W. 1993. Flora of algae and bryophytes of tundra soils in Kaffiøyra (Oscar II Land, NW Spitsbergen). (W:) Results of investigations of VIII Toruń Polar Expedition Spitsbergen'89: 146-162. NCU, Toruń.
- Olszewski A., 1974, Jednostki litofacjalne glin subglacjalnych nad dolną Wisłą w świetle analizy ich makrostruktur i makrotekstur; Stud. Soc. Sci. Torun, Sec. C, Vol. VIII, Nr. 2, Warszawa-Poznań-Toruń.
- Olszewski A., 1977, Geomorphological investigations of the marginal zone of Elise Glacier, Acta Univ. N. Copernici, Geografia XIII, Toruń, s. 67-74;
- Olszewski A., 1981, Warunki występowania nalodzi, ich rozwój i degradacja na Ziemi Oskara II, Spitsbergen, Czasop. Geogr. Vol. LII, zesz. 4, s. 397-435;
- Olszewski A., 1982, Icings and their geomorphological significance exemplified from Oscar II Land and Prins Karls Forland, Svalbard, Acta Univ. N. Copernici, Geogafia XVI, Toruń, s. 91-122;
- Olszewski A., Sendobry K., 1981, Powstanie i ewolucja sandru marginalnego na przedpolu lodowca Elizy Mat. VIII Symp. Polar. t. 1.Sosnowiec, s. 155-162

- Olszewski A., Sendobry K., 1982, Lito- i morfogeneza fluwioglacjalna w sterfie marginalnej lodowca Elizy na Ziemi Oskara II (Spitsbergen). Geographia, Studia et dissertationes, t 6, US, Katowice, s. 65-113
- Olszewski A., Szupryczynski J. 1975: Texture of rock particles of the basal transport in the contemporary frontal zone of the Werenskiold Glacier. Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Terre, 23, 59-67
- Olszewski A., Szupryczynski J. 1980: Texture of recent morainic deposits of a terminal zone of the Werenskiold Glacier (Spitsbergen) Pol. Polar Res., 1(2-3), 45-74,
- Opaliński K. W. 1991. Primary production and organic matter destruction in Spitsbergen tundra. Polish Polar Research 12,3: 419-434.
- Ostaficzuk S., Lindner L. and Marks L. 1982. Photogeological map of the Bungebreen forefield (West Spitsbergen), scale 1: 10,000. - Państw. Przeds. Wyd. Kart., Warszawa.
- Ostaficzuk S., Lindner L. and Marks L. 1986. Photogeological map of the Slaklidalen region (Sørkapp Land, Spitsbergen), scale 1: 10,000. Wyd. Geol., Warszawa.
- Ostaficzuk S., Marks L. and Lindner L. 1980. Mapa fotogeologiczna przedpola lodowców Nann i Torella (Spitsbergen Zachodni), 1: 10,000. Państw. Przeds. Wyd. Kart., Warszawa.
- Ørbæk, J.B., 2002. The Ny-Ålesund Large Scale Facility Program 1996-2002: Experiences from 7 years of European Research and Mobility Exchange in Ny-Ålesund. The Changing Physical Environment. Proceedings from the Sixth Ny-Ålesund International Scientific Seminar, Tromsø, Norway, Norsk Polarin-stitutt Internrapport nr 10, Tromsø: 19-22.
- Ørbæk, J.B., Hisdal, V., Svaasand, L. E., 1999. Radiation climate variability in Svalbard: surface and satellite observations, Polar Research, 18(2), 127-134.
- Østrem G., 1959- Ice melting under a thin layer of moraine and the existence of ice cores in moraine ridges. Geografiska Annaler, vol.41A, s.228-230.
- Østrem G., 1964. Ice-cored moraines. Geografiska Annaler, vol.46A, 282-337.
- Østrem G., Arnold W., 1970. Ice-cored moraines in southern British Columbia and Alberta. Geografiska Annaler, vol.52A, 120-128.
- Østrem G., Brugman M., 1991. Glacier mass-balance measurements: a manual for field and office work: National Hydrology Research Institute Science Report No. 4, ss. 224.
- Pälli A., Moore J.C., Jania J., Kolondra L., Głowacki P., 2003: The drainage pattern of Hansbreen and Werenskioldbreen, two polythermal glaciers in Svalbard, Polar Research 22(2), 355-371.
- Pälli, A., Moore, J., Jania, J., Kolondra, L., Glowacki, P., 2003: The geometry and subglacial drainage of Hansbreen and Werenskioldbreen, Svalbard, determined by Ground-Penetrating Radar and Digital Elevation Models. Annals of Glaciology (w druku).
- Pastor I., Bockheim I.G., 1980. Soil development on morains of Taylor Glacier, Lower Taylor Valley, Antarctica. Soil Sci. Am. J., 44: 341-348.
- Paterson, W.S.B., 1994: The physics of glaciers (wyd. II). Pergamon Press, Oxford, 480 ss.
- Pawłowski B., 1996. Rozwój sieci potoków supraglacjalnych na lodowcu Waldemara (NW Spitsbergen) latem 1996, Dynamika środowiska polarnego, Streszczenia referatów i komunikatów sesji polarnej, UMCS, Lublin, s. 29-31
- Pawłowski B., 1997a. Development of the supraglacial stream system on Waldemar Glacier (NW Spitsbergen), 1996 summer, Dynamics of polar environment, Polar Session (Spitsbergen Geographical Expeditions), UMCS, Lublin, s. 143-146
- Pawłowski B., 1997b. Powierzchniowy drenaż lodowca Waldemara latem 1997 "Rzeźba, współczesne procesy." Streszczenia referatów i komunikatów Sesji Polarnej, UMCS, Lublin, s. 60- 63
- Pawłowski B., 1998. Supraglacjalna sieć drenażu lodowca Waldemara (NW Spitsbergen) latem 1977. "Relief Quatrenary Paleogeography.Polar Session II, IV Conference of Polish Geomorphologist, UMCS, Lublin, s. 131-136
- Pękala, K., 1980. Morphogenetic processes and cover deposits of nunataks in the Hornsund area (SW Spitsbergen). - Pol. Polar Res., 1(2-3): 9-44.
- Pękala, K., 1987. Rzeźba i utwory czwartorzędowe przedpola lodowców Scotta i Renarda (Spitsbergen). XIV Sympozjum Polarne, Lublin, 84-87.
- Pękala, K., 1989. Utwory czwartorzędowe przedpola lodowca Hansa w Hornsundzie (Spitsbergen). W: Wyprawy geograficzne na Spitsbergen, Instytut Nauk o Ziemi UMCS, Lublin, s. 191-204.
- Pękala, K., Lindner, L., Marks, L., Szczęsny, R., 1985. Evolution of the interlobal zone of the Torell Glacier (Torellbreen), Spitsbergen. – Ann. UMCS, B40: 1-19
- Pękala, K., Repelewska-Pękalowa, J., 1988. Współczesne procesy morfogenetyczne w rejonie fiordu Recherche (Zachodni Spitsbergen). Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 149-160.

- 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.
- Pękala, K., Ruder, J., 1989. Rzeźba i osady czwartorzędowe Dyrstaddalen i Lognedalen (Zachodni Spitsbergen). Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 159-169.
- Pereyma, J., 1983. Climatological problems of the Hornsund area, Spitsbergen, Acta Univ. Wratisl., 714, Wrocław, 134.
- Pereyma, J., 1988. Climatology. W: Results of investigations of the geographical research expedition Spitsbergen 1985. R.Brazdil et al., (eds), Univerzita Purkyne, Brno, 55-68.
- Pereyma, J., 1991. Climatic conditions of outflow ablative waters from Werenskiold glacier i Spitsbergen, 1st Intern. Symp. Of Glacier Caves and Karst in Polar Regions, Inst. Tecnologico, GeoMinero, Madrid, 135-146.
- Pereyma, J., Piasecki, J., 1983. Meteorological conditions in the Werenskiold Glacier basin. Field Investigations Performed during the Glaciological Spitsbergen Expedition in 1983. Interim report, Uniwersytet Śląski, Katowice, s. 12-14.
- Pereyma, J., Piasecki, J., 1988. Warunki topoklimatyczne i hydrologiczne w rejonie lodowca Werenskiolda na Spitsbergenie w sezonie letnio-jesiennym 1983 roku. Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego 1980 – 1984, Uniwersytet Śląski, Katowice, s. 107-122.
- Pettersson, L-E., 1991: Hydrometric investigations in Svalbard. W: Gjessing, Y., Hagen, J-O., Kassel, K.A., Sand, K.& Wald, B., (Eds.). Arctic Hydrology. Present and Future Tasks. Norwegian Committee for Hydrology Report, 23, Oslo: 133-138.
- Pettersson, L-E., 2002: Runoff in Svalbard. The Changing Physical Environment. Proceedings from the Sixth Ny-Ålesund International Scientific Seminar, Tromsø, Norway, Norsk Polarinstitutt, Internrapport, 10, Tromsø: 33-36.
- Philippi G. 1973. Moosflora und Mossvegetation des Freeman-Sund-Gebietes. Ergebnisse der Stanferland-Expedition. Franz Steiner Verlag 7, ss. 83. Wiesbaden.
- Piasecki H. 1968: Tulus cones in the Hornsund Region, Vestspitsbergen. Polish Spitsbergen Expeditions 1957 - 1960, Pol. Acad. of Sci., 201-210.
- Piasecki J., 1988, Problemy akumulacji pokrywy śnieżnej na lodowcach południowego Bellsundu (Zachodni Spitsbergen), Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen 1986-1988. UMCS, Lublin, 65-76.
- Pietrucień C., 1977, Hydrological investigations of morain lakes in the forefield of Aavatsmark Glacier, Acta Univ. N. Copernici, Geografia XIII, 43, Toruń, s. 127-144
- Pietrucień C., Skowron R., 1988. Influnce of water phenomena on depth og soil thawing in Oscar II Land, Northwestern Spitsbergen. V International Conference on Permafrost, Proceedings 1, Trondheim, Norway, s. 628-632.
- Pietrucień C., Skowron R., Lankauf K. R., 1987. Zmiany sieci hydrograficznej wywołane procesami recesji lodowca Elizy w świetle zdjęć lotniczych i prac geodezyjnych, Fotointerpretacja w badaniach polarnych, UMK, Toruń, s. 73-85
- Pillewizer, W., 1939: Die kartographischen und gletscherkundlichen Ergebnisse dre deutschen Spitsbergen-Expedition 1938. Petermans Mitteilungen, Ergänzungsheft Nr. 238, 46 ss. + mapy.
- Pirożnikow E. 1993. Populations of Saxifraga oppositifolia L., in Spitsbergen tundra in different ecological conditions. Polish Polar Research 14,4: 355-382.
- Plichta W., 1977. Systematics of soil of the Hornsund region. Acta Univ. N. Copernic, Geograf. XIII, 43: 175-180.
- Plichta W., 1981. Zagadnienia genezy, właściwości i klasyfikacji próchnicy mor. UMK, Toruń.
- Plichta W., 1993, Gleby Kaffiøyry, Spitsbergen, Szkic monograficzny, UMK, Toruń, ss. 60
- Plichta W., Kuczyńska I., 1991. Metal contents in soils of Kaffiøyra, Spitsbergen. Polish Polar Research, 12: 183-193.
- Plichta W., Kuczyńska I., Sapek A., 1991. Profile distribution of metals in Gelic Cambisols of Kaffiøyra, Spitsbergen. Polish Polar Research, 12: 195-201.
- Plichta W., Luścińska M. 1988. Blue-green algae and their influence on development of tundra soils in Kaffiøyra, Oscar II Land, Spitsbergen. Polish Polar Research 9: 475-484.
- Podbielkowski Z. 1995. Fitogeografia części świata. Europa, Azja, Afryka. Ss. 400. PWN. Warszawa.
- Polunin N. 1959. Circumpolar Arctic Flora. Clarendon Press. Ss. 514. Oxford.
- Porsild A.E. 1951. Plant life in Arctic. Canad. Geogr. J. 42: 120-145.
- Preisner Z., 1983, Morphology of lateral moraines of the glaciers in the western part of the Oscar II Land (NW Spitsbergen), Acta Univ. N. Copernici, Geografia XVIII, Toruń, s. 45-62;

Preisner Z., 1989, Zróżnicowanie procesu deglacjacji oraz zmiany w zlodowaceniu regionu St. Jonsfjorden (Spitsbergen) w okresie od maksymalnego jego rozwoju w Małej Epoce Lodowej do lat siedemdziesiątych XX w., M-pis pracy doktorskiej wykonanej w Zakł. Geomorf. i Paleogeogr. Czwart. Inst. Geogr. UMK, Toruń

Price R.J. 1973 Glacial and fluvioglacial landforms. -Geomorphology Texts, 5: 242 pp.

- Przybylak R., 1992, Stosunki termiczno-wilgotnościowe na tle warunków cyrkulacyjnych w Hornsundzie (Spitsbergen) w okresie 1978-1983, Dokumentacja Geogr., 2, ss. 105.
- Przybylak R., Marciniak K., 1992, Opady a cyrkulacja atmosferyczna na zachodnim wybrzeżu Spitsbergenu w okresie 1979-1985, [w:] Problemy klimatologii polarnej, No 2, Mat. II Semin. Meteorol. i Klimatol. Polar., Gdynia, s. 85-95
- Przybylak R., Szczeblewska E., 2002a, Warunki meteorologiczne na Równinie Kaffiöyra (NW Spitsbergen) w okresie 3 VII-31 IX 2000 r., Problemy Klimatologii Polarnej, 10, Toruń, 111-137.
- Przybylak R., Szczeblewska E., 2002b, Warunki meteorologiczne na Kaffiöyrze (NW Spitsbergen) w czasie trwania Toruńskich Wypraw Polarnych, 1975-2000, Polish Polar Studies, 217-237.
- Pulina, M., 1974. Preliminary studies on denudation in SW Spitsbergen. Bull. Acad. Pol. Sc. S. Terre, 22, 83-89.
- Pulina, M., 1977a. On karst phenomena occuring in the southern part of Spitsbergen. Kras i Speleologia, 1: 104-124.
- Pulina, M., 1977b. Remarques sur les phenomenes karstiques dans la partie meridionaldu Spitsberg. Kras i Speleologia, 1 (X), p.104 - 129. Katowice
- Pulina, M., 1982a. Karst-related phenomena at the Bertil Glacier, West Spitsbergen. Kras i Speleologia, 4(XII), p.67-82. Katowice
- Pulina, M., 1982b. Notes on ice-snow pseudokarst in South Spitsbergen. Res. of Invest. of the Pol. Sci. Spitsbergen Exp., IV, Acta Univ. Wratisl., 525, 199-205.
- Pulina, M., 1984a. Glaciokarst phenomena in Spitsbergen. Norsk Geogr. Tidsskr., 38, 163-168.
- Pulina, M., 1984b. The effects of cryochemical processes in the glaciers and the permafrost in Spitsbergen. Pol. Polar Research, 5, 3-4, p. 137-163. Warszawa
- Pulina, M., 1986, Problematyka geomorfologiczna i hydroglacjologiczna polskich wypraw na Spitsbergen w latach 1979 i 1980. Czas. Geogr., 57 (3), s. 367-392.
- Pulina, M., 1990. Geomorphological effectsof the cryochemical process. Questiones Geographicae,13/14 (1987/88). 99-112. Poznań.
- Pulina, M., Burzyk, J., 2002. Carbon dioxide fluxes in the summer season 2001 in tundra soils of Fuglebrget catchment Hornsund, Spitsbergen and its function in chemical denudation. Polish Polar Studies. XXVIII Intern. Polar Symposium. Poznan; 239-253.
- Pulina, M., Krawczyk, W.E., Pereyma, J., 1984. Water balance and chemical denudation in the unglaciated Fugleberget basin SW Spitsbergen. Polish Polar Research 5 (3-4): 165-182.
- Pulina, M., Pereyma, J., Kida, J., Krawczyk, W., 1984. Characteristics of the polar hydrological year 1979/1980 in the basin of the Werenskiold Glacier, Polish Polar Research, 5, 3-4, Warszawa, 165-182.
- Pulina, M., Postnov, I., 1989. Kras gipsowy w północno zachodniej części Ziemi Nordenskiolda Zachodni Spitsbergen. Kras i Speleologia. 6. 40 –57.
- Pulina, M., Rehak, J. 1991. Glacial caves in Spitsbergen. W: 1st International Symposium of Glacial Karst in Polar Regions. Proceedings Actas, A. Erazo (ed.), 1-5 octobre 1990. p.87-117. Madrid
- Pulina. M., Pereyma, J., Piasecki, J., 2002. Cryo-karst forms and caves in the glaciers of the southern Spitsbergen, Nimbus, 23-24, Torino, 104-107.
- Rachlewicz, G., 2003, Sprawozdanie cząstkowe z realizacji projektu KBN 6PO4E04121 "Obieg materii w lądowo-morskim geoekosystemie arktycznym na przykładzie Billefjorden, Spitsbergen Środkowy". MS UAM, 12 s.
- Rachlewicz, G., 2003. Ablation of glaciers in the area of Petuniabukta in the years 2001 and 2002. International Workshop on Arctic Glaciology, Zakopane 22-26.02.2003.
- Rachlewicz, G., 2003. Geomorfologia otoczenia Petuniabukta. W: Kostrzewski A., Zwoliński Zb. (red.). Funkcjonowanie dawnych i współczesnych geoekosystemów Spitsbergenu, s. VI-32-35. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań.
- Rachlewicz, G., Szczeciński, W., 2002. Kartowanie zasięgów lodowców w otoczeniu Billefjorden Spitsbergen Środkowy. Mat. XXVIII Międzynarodowego Sympozjum Polarnego, Poznań 15-16.03.2002, 81-83.
- Reder, J. 1990. TL age and Quaternary sediments of the Dyrstad valley (Bellsund, Spitsbergen). Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS Lublin: 27-32.
- Reder, J., 1996: Evolution of marginal zones during glacial retreat in northwestern Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen. Polish Polar Research, 17, 1-2, 61-84.

- Repelewska-Pękalowa, J., 1996. Development of relief affected by contemporary geomorphological processes in NW part of Wedel Jarlsberg Land (Bellsund, Spitsbergen - Svalbard). Biuletyn Peryglacjalny,35, 153-195.
- Repelewska-Pękalowa, J., 2002. Międzynarodowy program monitoringu czynnej warstwy zmarzliny (CALM). Polish Polar Studies, Funkcjonowanie geoekosystemów obszarów polarnych, Poznań, 255-265.
- Repelewska-Pękalowa, J., Gluza, A., 1988. Dynamics of permafrost active layer Spitsbergen. V International Conference on Permafrost, Proceedings 1, Trondheim, Norway, s.448-453.
- Repelewska-Pękalowa, J., Gluza, A., Pękala, K., 1988. Wpływ lokalnych czynników na miąższość czynnej warstwy zmarzliny na Calypsostrandzie (rejon Bellsundu, Zachodni Spitsbergen). XV Sympozjum Polarne, Wrocław 263-270.
- Repelewska-Pękalowa, J., Pękala, K., 1997. Ten Years of the Polar Expeditions of Maria Curie-Skłodowska University in Lublin. Information and bibliography. Spitsbergen Geographical Expeditions, UMCS Lublin, 9-32.
- Repelewska-Pękalowa, J., Pękala, K., 2003. Spatial and temporal variation in active layer thickness, Calypsotranda, Spitsbergen. Proceedings of VIII International Conference on Permafrost, Zurych: 941-945.
- Repp, K., 1979: Breerosjon, glasio-hydrologi og materialtransport i et hoyarktisk miljo Brøggerbreene, Vest Spitsbergen. Thesis, Hovdfagsopgave i naturgeografi, Universitetet i Oslo, Oslo: 136 p.
- Repp, K., 1988: The hydrology of Bayelva, Spitsbergen. Nordic Hydrology, 19, 259-268.
- Reyment-Grochowska I. 1967. Contribution to the hepatic flora of the north coast of Hornsund (S.W. Svalbard). Acta Soc. Bot. Pol. 36: 351-544.
- Reznicek, S. A., Svoboda, J. 1982. Tundra communities along a microenvironmental gradient at Coral Harbour, Southampton Island, N.W.T. Naturaliste Can. (Rev. Ecol. Syst.) 109: 588-595.
- Richmond, G.M., Fullerton, D.S. 1986. Summation of Quaternary glaciations in the United States of America. – Quatern. Sci. Rev., 5: 183-196.
- Rieger, S., 1983. The genesis and classification of cold soils. Academic Press.
- Roll, L. 1993: The remains of the early industrialisation of Svalbard as cultural heritage. XX Polar Symposium, Lublin, 47-54.
- Rönning, O.I. 1961. Some new contributions to the flora of Svalbard. Norsk Polarinstitutt Skr. 124, ss. 20.
- Rönning, O.I. 1964. Svalbards flora. Norsk Polarinstitutt. Oslo: 16-122.
- Rönning, O.I. 1969. Features of the ecology of some arctic Svalbard (Spitsbergen) plant communities. Arctic and Alpine Research. 1,1: 29-44.
- Rönning, O.I. 1972. The distribution of vascular Cryptogams and Monocotyledons in Svalbard. K. norske Viden. Selsk. Skr. 24., ss. 63.
- Rönning, O.I. 1979. Svalbards flora. Norsk Polarinstitutt: 128. Oslo.
- Röthlisberger, H., Lang, H., 1987: Glacial Hydrology [w:] A.M. Gurner, M.J. Clark Glacio-fluvial Sediment Transfer. An Alpine Perspective. J. Whiley and Sons Ltd. London, s. 207-284.
- Rzętkowska, A. 1987a. Vegetation of Calypsostranda in Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen. Polish Polar Research 8,3: 251-260.
- Rzętkowska, A. 1987b. Wstępna charakterystyka roślinności rejonu Calypsostranda (Wedel Jarlsberg, Land Spitsbergen). XIV Symp. Polar.: 218-220. Lublin.
- Rzętkowska, A. 1988a. Occurence of some mosses in Calypsostranda (Wedel Jarlsberg, Land Spitsbergen). XV Symp. Polar.: 305-309. Wrocław.
- Rzętkowska, A. 1988b. Contribution to the moss flora of Calypsostranda in Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen. Polish Polar Research 9,4: 485-495.
- Salvigsen, O. 1979. The last deglaciation of Svalbard. Boreas 8: 229-131.
- Salvigsen, O., 1984 Occurrence of pumice on raised beaches and Holocene shoreline displacement in the inner Isfjorden area, Svalbard, Polar Research, 2: 107-113.
- Salvigsen, O., Elgersma, A., 1985. Large-scale karst features and open taliks at Vardeborgsletta, outer Isfjorden, Svalvard. Polar Research, 3, p.145-153. Oslo
- Salvigsen, O., Elgersma, A., 1993. Radiocarbon dating of deglaciation and raised beaches in north-western Sørkapp Land, Spitsbergen, Svalbard. Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne 94, s. 39-48.
- 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.
- Salvigsen, O., Nydal, R., 1981. The Weichselian glaciation of Svalbard before 15 000 BP. Boreas 10: 433-446 Sawicki L., 1938. Polska Ekspedycja Glacjologiczna na Spitsbergen w roku 1938. Przegl. Geogr. T. XVIII, s.
- 209 211
- Sawicki L., 1959. Polska Wyprawa Glacjologiczna w 1938 roku na Spitsbergen. Acta Geophysica Polonica, s. 405-418

Scholander P. F. 1934. Vascular plants from Northern Svalbard. Skrifter om Svalbard om Svalbard og Ishavet. 62, ss. 153.

Schroeder J. 1988: Report on the principal field activities in Svalbard and preliminary results. pp.35. UAQAM, Montreal

Schroeder J. 1991: Les cavites du Hansbreen creusees par les eaux ost de fonte, Svalbard, 77 Lat. N. W: 1st Symposium International of Glacier Caves and Karst in Polar Regions, 1-5 Octobre 1990. pp.21-33.Madrid

Schroeder J. 1994: Les moulins du Glacier Hans de 1988 a 1992. Actes 3 Symp. Intern. Cavite glaciares en regions polaires et de haute montagne, Chamonix-France 1- 6. XI. 1994. Univ.Besancon 561. Geographie 34, p.31-39. Besancon

Sendobry K. 1977, Morphology and structure of outwash plains in the forefield of Elise and Irene Glaciers on Oscar II Land, West Spitsbergen. w: Acta Univ. N. Copernici, Geografia XIII, 1977, Toruń, str. 75-95

Sendobry K., 1982, Geomorfologiczna działalność wód płynących na równinie Kaffiøyra (Spitsbergen), Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego 1977-1980, t. 1, Katowice, s. 109-117

Sendobry K., Marszelewski W., 1982, The genesis and evolution of lake basins on the example of the Lower Lake in the marginal zone of the Elise Glacier. Acta Univ. N. Copernici, Geografia XVI: 79-90, Toruń.

Sendobry K., Sinkiewicz M., 1983, Próba wykorzystania zdjęć lotniczych do sporządzenia mapy geomorfologicznej okolic lodowca Dahla. Fotointerpretacja w geografii T. VI (16), Katowice str. 34-42

Shackelton N.J., Opdyke N.D. 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10⁵ year and 10⁶ year scale. – Quatern. Res., 3: 39-55

Shaw J., 1977- Tills deposited in arid polar environments. Canadian Journal of Earth Sciences, vol.14, s.1239-1245.

Sinkiewicz M., 1982, Transformations of moraine forms under slope processes exemplified some moraines of Kaffiöyra (NW Spitsbergen), Acta Univ. N. Copernici, Geografia XVI, Toruń, s. 123-149;

Sinkiewicz M., Lankauf K. R., 1986, Geosystemy Kaffiøyry w świetle interpretacji zdjęć lotniczych, Streszcz. referatu, Mat. XII Ogólopol. Konf. Fotointerpr., U.J., Kraków, s. 1

Sinkiewicz M., Plichta W., 1987. Możliwość wykorzystania panchromatycznych zdjęć lotniczych w kartowaniu gleb arktycznych na przykładzie pokrywy glebowej Kaffiøyry - NW Spitsbergen. Fotointerpretacja w badaniach polarnych, UMK, Toruń, 46-52.

Sinkiewicz M., Szczepanik W., 1987, Przydatność panchromatycznych zdjęć lotniczych w kartowaniu jezior tundrowych Kaffiøyry (NW Spitsbergen). Fotointerpretacja w badaniach polarnych, UMK, Toruń, 86-97.

Skiba S., 1985. Rola klimatu i roślinności w genezie gleb górskich z Tatr i z gór Mongolii. Zesz. Nauk. Ak. Roln. w Krakowie, 99.

Skiba S., Drewnik M., Kacprzak A. 2002. Gleby zachodniego wybrzeża Sørkapplandu. (W:) Ziaja W., Skiba S. (red.). Struktura i funkcjonowanie środowiska przyrodniczego Sørkapplandu (Spitsbergen, Svalbard): 51-86. Wyd. UJ, Kraków.

Smith J., 1956. Some moving soils in Spitsbergen. J. Soil Sci., 7, 1: 10-21.

Sobota, I., 1996. Wstępna charakterystyka odpływu z lodowca Waldemara (Kaffiöyra, NW Spitsbergen), w: Dynamika środowiska polarnego, Streszcz. Refer. i kom. sesji polarnej, UMCS, Lublin, s.38 - 41

Sobota, I., 1997. Preliminary characteristics of outflow from the Waldemar Glacier (Kaffiöyry, NW Spitsbergen) in the 1996 summer, W: Wyprawy geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, s. 157-162

Sobota, I., 1998. Ablacja i odpływ z lodowca Waldemara w sezonie letnim 1997. W: Relief, Quaternary Paleogeography and Changes of the Polar Environment Polar Session. Spitsbergen Geographical Expeditions., UMCS, Lublin,149-168.

Sobota, I., 1999. Ablation of Waldemar Glacier in summer seasons of 1996, 1997 and 1998. Polish Polar Studies, XXVI Polar Symposium, Lublin, 257-274.

Sobota, I., 2000a. Ablation and discharge of the Waldemar Glacier, north-western Spitsbergen, in summer 1998. Polish Polar Research, Warszawa, 21(1), 3-18.

Sobota, I., 2000b. Mass balance of the world glaciers. Polish Polar Studies, XXVII Polar Symposium, Toruń, 387-388.

Sobota, I., 2000c. Selected cartographic and remote sensing methods in the estimation of mass balance and volume changes of the Waldemar Glacier. Polish Polar Studies, XXVII Polar Symposium, Toruń, 385-386.

Sobota, I., 2001. Studia nad bilansem masy lodowca Waldemara na tle lodowców Svalbard. MS rozprawy doktorskiej. IG UMK, Toruń, ss. 219.

Sobota, I., 2002a. Ablacja lodowca Waldemara i lodowca Ireny (NW Spitsbergen) w sezonie letnim 2001 roku. W: Funkcjonowanie i monitoring geoekosystemów obszarów polarnych, XXVIII MSP, Poznań, 84-87.

- Sobota, I., 2002b. Bilans masy lodowca Waldemara w latach 1996-2001. W: Funkcjonowanie i monitoring geoekosystemów obszarów polarnych, XXVIII MSP, Poznań, 87-90.
- Sobota, I., 2003a. Struktura bilansu masy lodowca Waldemara na tle lodowców Svalbardu w latach 1996-2002. W: The Functioning of Polar Ecosystems as Viewed Against Global Environmental Changes, Kraków, 259-262.
- Sobota, I., 2003b. Bilans masy lodowca Waldemara i lodowca Ireny (NW Spitsbergen) w 2002 roku. W: The Functioning of Polar Ecosystems as Viewed Against Global Environmental Changes, Kraków, 251-254.
- Soil Taxonomy, 1975. Soil Survey Staff. U.S. Dept. Agr. Handbook 436, Washington D.C.
- Sommerfelt C. 1833. Bidrag till Spitsbergen og Beeren-Eilands Flora. Mag. for Naurvid. 1: 232-245.
- Stankowska, A, 1989: Hydrochemistry of water basins on raised marine terraces in the lower part of Ebbadalen, Billefjorden, central Spitsbergen. Polish Polar Res., 10,3: 465-473.
- Stankowski W. 1981: O morskim pochodzeniu mezorzeźby Lisbetdalen (SW Spitsbergen). The marine origin of Lisbetdalen mezorelief (SW Spitsbergen). VIII Sympozjum Polarne, Sosnowiec, 101-111.
- Stankowski W., 1989: Quaternary palaeogeography and present-day processes in an area between Billefjorden and Austfjorden, central Spitsbergen. Pol. Polar Res., 10(3), 263-476.
- Stankowski W., Kasprzak L., Kostrzewski A., Rygielski W., 1989: An outline of morphogenesis of the region between Hörbyedalen and Ebbadalen, Petuniabukta, Billefjorden, central Spitsbergen. Pol. Polar Res., 10(3), 267-276.
- Steffensen E., 1969, The climate and its recent variations at the Norwegian arctic stations, Met. Ann., 5, 8, Oslo
- Steffensen E., 1982. The climate of norwegian Arctic Station. Klima, 5: 1-18.
- Stempniewicz L. 1992. Manuring of tundra near a large colony of seabirds on Svalbard. W: K. Opaliński, R. Klekowski (eds.), Landscape, Life World and Man In High Arctic. Warszawa; 255-269.
- Stoermer P. 1940. Bryophytes from Franz Josef Land and East Svalbard. Norg. Svalb. og Ishavs Undersokelser. 47: 1-16.
- Sumerhayes V. S., Elton C. S. 1928. Further contributions to the ecology of Spitsbergen. Journ. of Ecol. 16: 193-268.
- Summerfield M.A., 1991: Global geomorphology. An introduction to the study of landforms. Longman Scientific, Technical, John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Sunding P. 1962. Height limits for vascular plants in Svalbard. Norsk Polarinstitutt. Årbok. 1960: 32-59. Oslo.
- Święs F. 1988a. Zróżnicowanie geobotaniczne tundry na południowym wybrzeżu Bellsundu (Spitsbergen Zachodni). Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen. UMCS Lublin: 215-228.
- Święs F. 1988b. Rośliny naczyniowe południowego obrzeża Bellsundu (Spitsbergen Zachodni). XV Sympozjum Polarne: 289-296. Wrocław.
- Święs F. 1993. Badania geobotaniczne w rejonie Ziemi Wedela Jarlsberga (Bellsund, Spitsbergen Zachodni). Wiad. Bot. 37, 3/4: 205-206.
- Święs F., Karczmarz K. 1991a. Bryophytes collected in arctic tundra of the Chamberlin region (Western Spitsbergen) in 1987 and 1988. Ann. UMCS 46,4: 31-43.
- 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 Calypsostranda region (Western Spitsbergen) in 1987 and 1988. Ann. UMCS 48,7: 49-66.
- Święs F., Karczmarz K. 1993b. Bryophytes collected in arctic tundra of Lyellstranda region (Western Spitsbergen) in 1987 and 1988. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen. UMCS Lublin: 249-271.
- Systematyka Gleb Polski, 1989. Rocz. Glebozn., XL, 3/4: 1-150.
- Szafraniec, J., 2002: Influence of positive degree-days and sunshine duration on the surface ablation of Hansbreen glacier, Spitsbergen. Polish Polar Research, 23 (3-4), s. 227-240.
- Szczepanik W., 1977, Selected problems in the hydrography of the cachment basin of the Waldemar River (West Spitsbergen, Oscar II Land), Acta Univ. N. Copernici, Geografia XIII, 43, Toruń, s.113-126
- Szczepanik W., 1993, Reżim wybranych rzek Kaffiøyry (Ziemia Oskara II, NW Spitsbergen) w okresie lata polarnego, Acta Univ. N. Copernici, Geografia XXIV, 82, Toruń, s. 55-146
- Szczepankiewicz S. 1961: Progress of youthful sedimentation in the region of Horsund. Bull. Perygl., 16, 321-338.
- Szczepankiewicz S. 1968: Geomorphological processes active in the periglacjal zone at Hornsund, Vestspitsbergen. Polish Spitsbergen Expeditions 1957-1960, Pol. Acad. of Sci., 185-194

- Szczęsny R. 1986. Late Quaternary evolution of the Wieder Valley (South Spitsbergen). Bull. Pol. Ac. Sci., 34: 447-454.
- Szczęsny R. 1987. Late Quaternary evolution of the Tjörn Valley, Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen. Pol. Polar Res., 8(3): 243-250.
- Szczęsny R. 1991: Quaternary landforms and deposits in southern Spitsbergen on the ground of photointerpretation. Pol. Polar Res. 12(3): 289-343.
- Szczęsny R., Dzierżek J., Harasimiuk M., Nitychoruk J., Pękala K. and Repelewska-Pękalowa J. 1989. Photogeological map of the Renardbreen, Scottbreen and Blomlibreen forefield (Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen), scale 1: 10,000. - Wyd. Geol., Warszawa.
- Szczęsny R., Lindner L. and Marks L. 1987. Photogeological map of the Hilmarfjellet region (Sørkapp Land, Spitsbergen), scale 1: 10 000. Wyd. Geol. Warszawa.
- Szczęsny R., Lindner L. and Marks L. 1989b. Photogeological map of the Treskelen- Hyrnefjellet-Kruseryggen area (Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen), scale 1: 10,000. Wyd. Geol., Warszawa.
- Szczęsny R., Lindner L. and Marks L. 1991. Photogeological map of Hansbreen- Sofiekammen Region (Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen), scale 1: 10,000. Wyd. Geol., Warszawa.
- Szczęsny R., Lindner L., Marks. and Pękala K. 1985. Photogeological map of the interlobal zone of Torellbreen (West Spitsbergen), scale 1: 10,000. - Wyd. Geol., Warszawa.
- Szczuciński W., Rachlewicz G., 2003: Late-Pleistocene marine-glacial sequences in Ebbadalen, Billefjorden, central Spitsbergen. Maszynopis Coll. Pol., 15 s.
- Szczuciński, W. 2003: Influence of Environmetal Changes on Recent Shelf Sedimentation in Contrasting Climatic Conditions (Billefjorden, Svalbard and Vietnamese Shelf), rozprawa doktorska.
- Szczypa J., Janusz W., Solecki J., Matishov G.G., Matishow D.G. 1992. The investigation of concentration of radionuclides in the sediments in the Barents sea. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen. UMCS Lublin: 179-189.
- Szczypek T. 1982: Działalność eoliczna w rejonie Zatoki Gås (południowy Spitsbergen). Aeolian activity in the Gås Bay region (South Spitsbergen)-Engl. summary. Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego, I, 87-108,
- Szczypek T., Wika S. 1982. Wpływ czynników geomorfologiczno klimatycznych na rozmieszczenie roślin na terasach morskich w rejonie zatoki Gas (Południowy Spitsbergen). Acta Fac. Pedagog. Ostraviensis, E, 12: 77-90.
- Szczypiński D., 2002. Lokalne uwarunkowania odmarzania gruntu Kafføyry (NW Spitsbergen) w sezonie letnim 2001. M – pis pracy magisterskiej wykonanej w Zakł. Kriologii i Badań Polarnych Inst. Geogr. UMK, dost. w Bibliotece IG UMK, Toruń, ss.109.
- Szerszeń L., 1968. Preliminary investigations of soil cover in the region Hornsund, Westspitsbergen. Polish Spitsbergen Expedition 1957-1960: 217-227.
- Szerszeń L., 1974. Wpływ czynników bioklimatycznych na procesy zachodzące w glebach Sudetów i Spitsbergenu. Rocz. Glebozn., XXV, 2: 53-99.
- Szerszeń L., Chodak T., 1983. Clay minerals in soils of the arctic climatic zone exemplified by south-west Spitsbergen. 5th meeting of the european clay groups, Prague: 445-451.
- Szponar A. 1975: The marginal zone of the Arie Glacier. Res. of Invest. of the Pol. Sci. Spitsbergen Exp. 1970 1974, I, Acta Univ. Wratisl., 251, 127-138.
- Szupryczyński J. 1963. Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu. -Prace Geogr. IG PAN, 39: 162 pp.
- Szupryczyński J. 1963a: Formen und ENTSTEHUNGS typen der Eisrandlagezond von Südspitzbergen. Rep.Vith Intern. Congr. on Quater., Warsaw 1961, 491-500.
- Szupryczyński J. 1965: Relief Gås the marginal zone of Werenskioldbreen. Norsk Polar Institut Arbok 1963, 89-107.
- Szupryczyński J. 1968a. Glaciations in the Spitsbergen area. Geogr. Polon., 14: 175-183.
- Szupryczyński J. 1968a: Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitshergenu. (Some problems of the Quaternary on Spitsbergen Engl. Summary). Prace Geogr. IG PAN, 71, 128.
- Szupryczyński J., 1977, Toruńska wyprawa na Spitsbergen, Przegl. Geogr., 49, 3, Warszawa, s. 535-541
- Szupryczyński J., 1983, Some problems of the Quaternary on Spitsbergen, W: Studies in Quaternary Geomorphology, Geo Books, Cambridge, s. 149-156
- Szupryczyński J., Kozarski S., 1970- Relief of the marginal zone of Sidujökull (Iceland). Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Geol.-Geogr., vol. 18.
- Tarborton, D.G., Ames, D.P., 2001: Advances in the mapping of flow networks from digital elevation data. World Water and Environmental Resources Congress, Orlando, Florida, May 20-24, 2001, ASCE.
- Tedrow J.C.F., 1968. Pedogenic gradients of the polar regions. J. Soil Sci., 19, 1: 197-204.

- Tedrow J.C.F., 1973. Polar soil classification and the periglacial problem. Biuletyn Peryglacjalny, 22: 285-294. Tedrow J.C.F., 1977. Soils of the Polar Landscapes. Rutgers Univ. Press, New Brunswick, New Jersey.
- Tedrow J.C.F., Cantlon J.E., 1958. Concepts of soil formation and classification in Arctic regions. Arctic, 11, 3: 166-179.
- Tedrow J.C.F., Hill D.E., 1955. Arctic brown soil. Soil Sci., 80: 265-275.
- Ten Brink N.W., Weidick A. 1974. Greenland ice shet history since the last glaciation. Quaretn. Res., 4: 429-440.
- The place-names of Svalbard. Norsk Polarinstittut, Oslo, 2001.
- Tiškov A.A., 1985. Piervičnyje sukcessii arktičeskich tundr zapadnogo pobiereża Spitsbergena (Svalbard) Izv. Akademii Nauk SSSR, ser. geograf., 3: 99-105.
- Tolmatchew A. I. 1930. Die Gattung Cerastium in der Flora von Spitzbergen. Skr. om Svalbard og Ishavet. 34: 1-8.
- Triloff E. G. 1943. Verbreitung und Ökologie der Gefässpflanzen im Gebeite des Hornsundes: ein Beitrag zur Vegetationskunde Spitzbergens. Bot. Jarb. 37: 259-360.
- Troicki L. S., Zinger E. M, Korjakin V.S., Markin V. A., Michajlow V.I., 1975, Oledenienije Spitsbergena (Svalbarda), Nauka, Moskwa, s. 1-276
- Troitski L., Punning J.M., Hutt G., Rajamäe R. 1979. Pleistocene glaciation chronology of Spitsbergen. Boreas 8: 401-407.
- Vaikmae R., Böse M., Michel F. A., Moormann B. J., 1995. Changes in permafrost conditions. Quaternary International, vol. 28, s. 113 – 118.
- Vaikmae R., Böse M., Michel F. A., Moormann B. J., 1995. Changes in permafrost conditions. Quaternary International, vol. 28, s. 113 – 118.
- Vieli, A., 2001: On the dynamics of tidewater glaciers. Ph. D. Dissertation ETH No. 14100, Zurich, 103 pp.
- Vieli, A., Jania, J., Blatter, H., Funk, M., 2003: Short-term velocity variations on Hansbreen, a tidewater glacier in Spitsbergen. Journal of Glaciology (submitted), 26 pp.
- Vieli, A., Jania, J., Blatter, H., Funk, M., 2003: Short-term velocity variations on Hansbreen, a tidewater glacier in Spitsbergen. Journal of Glaciology (submitted), 26 pp.
- Vieli, A., Jania, J., Kolondra, L., 2002: The retreat at a tidewater glacier: observations and model calculations on Hansbreen. Journal of Glaciology (w druku).
- Vivian R., 1964, Petits glaciers de haute latitude (Spitsberg, 79° de latitude nord). Revue de Geogr. Alpine, L'Inst. De Geogr. Alpine, Universite' de Grenoble, t. LII, str. 513-531,
- Vliet-Lanoë B. Van, 1983. Etudes crypedologiques and sud du Kongsjord Svalbard. Rapport de la mission Spitsberg 1982. Centr de Geomorphologie du CNRS, Caen.
- Voigt U., 1965, Die Bewegung der Gletscherzunge des Kongsvegen (Kingsbay, Westspitzbergen), Peterm. Mitt. Vol. 109, z.1. str. 1 - 8,
- Wadham, J.L., Hodson, A.J., Tranter, M., Dowdeswell, J.A., 1997: The rate of chemical weathering beneath a quiescent, surge-type, polythermal-based glacier, southern Spitsbergen, Svalbard. Annals of Glaciology, 24, 27-31.
- Washburn A. I., 1979. Geocryology. Edward Arnold, London, ss. 406.
- Weckwerth P., Jaworski T., 2000, Morfologia i rozwój współczesnej strefy marginalnej lodowca Waldemara (NW Spitsbergen) wykształconej w czasie jego recesji w latach 1977-1998, Acta UNC, Geografia XXX, z. 104, s. 37-55.
- Whalley W.B., 1983: Rock glaciers permafrost features or glacial relics? (w:) Permafrost. Fourth International Conference, 1983, Proceedings, Washington D.C. Nat. Acad. Press.
- Wiegank F. 1982. Ergebnisse magnetostratigraphischer Untersuchungen im höheren Känozoikum der DDR. Zt. Geol. Wiss., 10(6): 737-744.
- Wiencke, C., Winther, J-G., Dallman, W., 2002: The physical environment of Kongsfjorden-Krossfjorden, an Arctic fjord system in Svalbard. Polar Research, 21 (1), 133-166.
- Winsnes, T.S. (red.), 1979: The geological development of Svalbard during the Precambrian, Lower Palaezoic and Devonian, Norsk Polarinstitutt Skrifter, 167.
- Wójcik Cz. 1981, Geological observations in the eastern part of the Forlandsundet Graben between Dahlbreen and Engelsbukta, Spitsbergen. Stud.Geol. Polonica, vol. 73, 25-35.
- Wójcik Cz., 1981. Deformations of unstatically layered gravel-clay system on a chosen example from the Kaffiøyra Lowland (Oscar II Land, Spitsbergen). Polish Polar Research, 2, 1-2: 63-72.
- Wójcik G., 1982, Meteorological conditions at the Kaffiöyra Plain Spitsbergen from 21st July to 28th August 1977, Acta Universitatis N. Copernici, Geografia 16, Toruń, 151-166.
- Wójcik G., Kejna M., Marciniak K., Przybylak R., Vizi Z., 1997, Obserwacje meteorologiczne na Ziemi Oskara II (Spitsbergen) i w Oazie Bungera (Antarktyda), Oficyna Wydawnicza "Turpress", Toruń, ss. 412.

- Wójcik G., Marciniak K., (red), 1997. Obserwacje meteorologiczne na Ziemi Oskara II (Spitsbergen) i w oazie Bungera (Antarktyda). [Sezony letnie: 1975, 1977, 1978, 1979, 1980, 1982, 1985, 1989], UMK, Toruń ss.
- Wójcik G., Marciniak K., 1983, Meteorological conditions in the Kaffiöyra Plain (NW Spitsbergen) since 21st July to 7th September 1978, Acta Universitatis N. Copernici, Geografia 18, Toruń, 99-111.
- Wójcik G., Marciniak K., Przybylak R., 1991, Mezoklimatyczne i topoklimatyczne jednostki w regionie Kaffiøyry (NW Spitsbergen), Acta Univ. Wratislav., No 1213, Wrocław, s. 323-342
- Wójcik G., Marciniak K., Przybylak R., Kejna M., 1990. A dynamics of summer ground thawing due to meteorological conditions on the basis of Kaffiøyra Plain studies (NW Spitsbergen) in the period 1979-1989. Wyprawy geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, s.267-278.
- Wójcik G., Marciniak K., Przybylak R., Kejna M., 1992, Temperatura powietrza i opady a cyrkulacja atmosferyczna w regionie Kaffiøyry (NW Spitsbergen) w sezonie letnim w okresie 1975-1989, [w:] Problemy klimatologii polarnej, 2, Mat. II Semin. Meteorol. i Klimat. Polar., Gdynia, s. 96-102
- Wójcik G., Marciniak K., Przybylak R., Kejna M., 1993, Mezo- i topoklimaty regionu Kaffiøyry (NW Spitsbergen), [w:] Wyniki badań VIII Toruńskiej Wyprawy Polarnej Spitsbergen`89, UMK, Toruń, s. 83-112
- Wójcik G., Przybylak R., 1991, Warunki meteorologiczne na Równinie Kaffiöyra (NW Spitsbergen) w okresie 14 lipca - 9 września 1982 r., Acta Universitatis N. Copernici, Geografia 22, Toruń, 97-107.
- Wójcik Z., 1982, Zarys osiągnięć polskiej wyprawy glacjologicznej na Spitsbergen w 1938 r., [w:] Dzieje polskich, rosyjskich i radzieckich badań polarnych, Mat. III Symp. Polsko-Radzieckiego z Historii Nauk o Ziemi, PAN, Wrocław, s. 201-227
- Wronkowski Ł., Olszewski A., 1977, Relief and deposits of marginal zone of Irene Glacier, Acta Univ. N. Copernici, Geografia XIII, Toruń, s. 39-66;
- Zabawski J., Żurawska M. 1975. Mikroflora pierwotnych gleb rejonu Hornsund i lodowca Werenskjoelda (Zachodni Spitsbergen). Polskie Wyprawy na Spitsbergen 1972 i 1973. Mat. Symp. Spitsbergeńskiego: 101-108. Wrocław:
- Zagórski P., Bartoszewski S., 2004. Zmiany zasięgu czoła lodowca Scotta (Spitsbergen) na podstawie analizy materiałów archiwalnych oraz pomiarów GPS. XXX Miedzynarodowe Sympozjum Polarne, Gdynia.
- Zagórski P., Sękowski M., 2000: Using the GPS receivers in geographic researches during XIV UMCS Arctic Expeditions. Polish Polar Studies, XXVII Sympozjum Polarne, Toruń, 383-384.
- Zagórski P., 1998: Spitsbergen Bibliography: Geomorphology, Glacjology and Quaternary Geology. Wyprawy geograficzne na Spitsbergen. UMCS Lublin, 291-314.
- Zagórski P., 2002: Rozwój rzeźby litoralnej północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen). Rozprawa doktorska, Zakład Geomorfologii INoZ UMCS, Lublin.
- Zagórski P., 2004 (w druku): Czynniki morfogenetyczne kształtujące strefę brzegową w okolicach Calypsobyen (Bellsund, Spitsbergen). Annales UMCS, sec. B.
- Zalewski M. S., Kowalewski W., Rudowski S. 1984: Rozpoznanie procesów sedymentacji glacjalno-morskiej metodą CSP (Sejsmoakustyka) na przykładzie fiordu Hornsundu (in Polish). XI Sympozjum Polarne, Materiały, Poznań, 4.
- Zalewski M.S.(ed), 2000: Bibliography of Polish research in Spitsbergen Archipelago. Part I. 1930-1996. Publications of the Institute of Geophysic Polish Academy of Sciences. M-23 (314).
- Zapolski R., 1977, Mapa 1: 5 000 Strefa marginalna lodowca Elizy. Acta Univ. N. Copernici, Geografia XIII, Toruń, str. 21-37
- Zastawniak E., 1981. Tertiary plant remains from Kaffiøyra and Sarsoyra, Forlandsundet, Spitsbergen. Stud. Geolog. Polon. Vol.LXXIII, s. 37-43
- Ziaja W. 2002a. Funkcjonowanie geosystemu jako czynnik różnicujący strukturę środowiska przyrodniczego Sørkapplandu. (W:) Ziaja W., Skiba S. (red.). Struktura i funkcjonowanie środowiska przyrodniczego Sørkapplandu (Spitsbergen, Svalbard): 11-17. Wyd. UJ, Kraków.
- Ziaja W. 2002b. Zmiany w strukturze środowiska przyrodniczego Sørkapplandu. (W:) Ziaja W., Skiba S. (red.). Struktura i funkcjonowanie środowiska przyrodniczego Sørkapplandu (Spitsbergen, Svalbard): 8-50. Wyd. UJ, Kraków.
- Ziaja W., Skiba S. (red.). 2002. Struktura i funkcjonowanie środowiska przyrodniczego Sørkapplandu (Spitsbergen, Svalbard), ss. 119. Wyd. UJ, Kraków.

ISBN 83-921088-0-9

ISBN 83-921088-1-7 wydanie elektroniczne, poprawione powarsztatowo