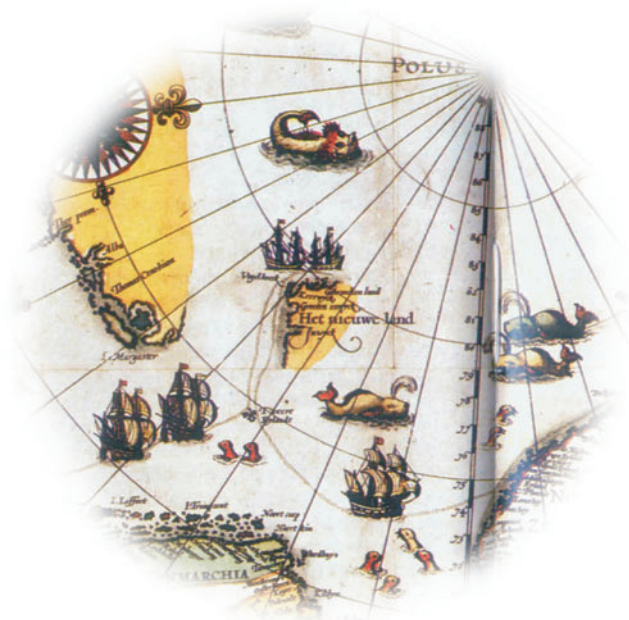
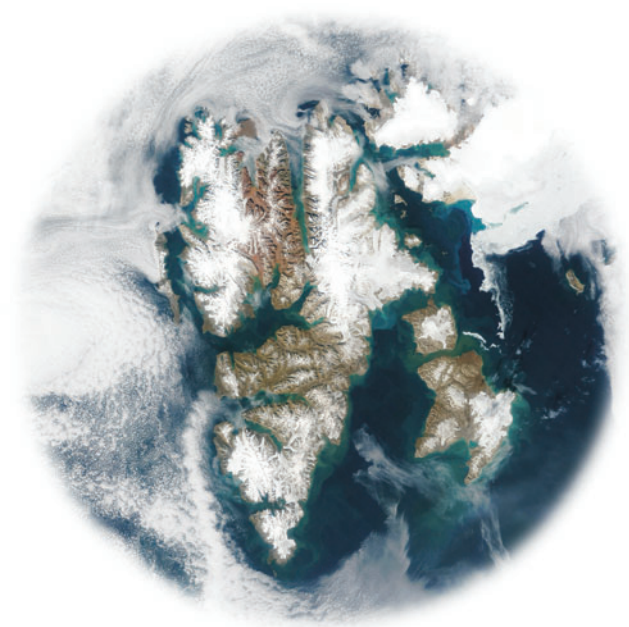


**STOWARZYSZENIE
GEOMORFOLOGÓW
POLSKICH**



Funkcjonowanie dawnych i współczesnych geoekosystemów Spitsbergenu

pod redakcją
Andrzeja Kostrzewskiego
i Zbigniewa Zwolińskiego



Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich

**Funkcjonowanie
dawnych i współczesnych geosystemów
Spitsbergenu**

pod redakcją
Andrzeja Kostrzewskiego i Zbigniewa Zwolińskiego



Poznań-Longyearbyen 2003

© by Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, 2003
Fredry 10, 61-701 Poznań

Kostrzewski, A., Zwoliński, Zb., (red.), 2003. Funkcjonowanie dawnych i współczesnych geosystemów Spitsbergenu. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań-Longyearbyen. ss. 190.

ISBN 83-909951-9-0 wydanie elektroniczne
ISBN 83-909951-6-6 wydanie oryginalne

Publikację zredagowano w oparciu o materiały przesłane przez autorów.

Autorzy

Adam Barcikowski	Instytut Geografii, Uniwersytet im. 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
Elżbieta Bukowska-Jania	<i>ejania@ultra.cto.us.edu.pl</i> , Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec
Jerzy Burzyk	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	<i>glowacki@igf.edu.pl</i> , 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 im. Mikołaja Kopernika, A.Fredry 6/8, 87-100 Toruń
Aleksander Guterch	<i>aguterch@igf.edu.pl</i> , 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
Andrzej Karczewski	<i>akaibcz@amu.edu.pl</i> , Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, A.Fredry 10, 61-701 Poznań
Leszek Kasprzak	<i>kasprzak@man.poznan.pl</i> , Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, A.Fredry 10, 61-701 Poznań
Leszek Kolendra	Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec
Andrzej Kostrzewski	<i>anko@amu.edu.pl</i> , Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, A.Fredry 10, 61-701 Poznań
Wiesława Ewa Krawczyk	<i>wkraw@us.edu.pl</i> , Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec
Krzysztof R. Lankauf	<i>lank@geo.uni.torun.pl</i> , Instytut Geografii, Uniwersytet im. Mikołaja Kopernika, A.Fredry 6/8, 87-100 Toruń
Małgorzata Mazurek	<i>gmazurek@amu.edu.pl</i> , Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, A.Fredry 10, 61-701 Poznań
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 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
Josef Rehak	Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec
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 im. 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
Witold Szczuciński	Collegium Polonicum, Kościuszki 1, 69-100 Słubice, Instytut Geologii, Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Maków Polnych 16, 61-686 Poznań
Dawid Szczypiński	Instytut Geografii, Uniwersytet im. 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. Adama Mickiewicza, A.Fredry 10, 61-701 Poznań

Spis treści

I.	Wprowadzenie	I—7
II.	Uczestnicy Warsztatów Geomorfologicznych	II—8
III.	Aktualny stan badań geomorfologicznych na Spitsbergenie	III—10
IV.	Ramowy Narodowy Program Badań Polarnych 2002-2010	IV—12
V.	Polskie tradycje w badaniach Arktyki	V—14
VI.	Przewodnik terenowy	VI—15
1.	Longyearbyen	VI—21
a.	Longyearbyen	VI—21
2.	Petuniabukta	VI—27
a.	Skottehytta	VI—27
	• Środowisko przyrodnicze otoczenia Petuniabukta, program badań	VI—27
	• Zarys geologii otoczenia Billefjorden	VI—30
	• Historia glacjalna Spitsbergenu	VI—31
	• Geomorfologia otoczenia Petuniabukta	VI—32
b.	Krawędź terasy w ujściowym odcinku doliny Ebby	VI—33
	• Poziomy terasowe ujściowego odcinka doliny Ebby	VI—33
	• Dynamika transportu fluwialnego Ebby	VI—36
	• Środowiska sedymentacji morskiej w Billefjorden	VI—37
	• Właściwości fizyko-chemiczne wód jezior tundrowych	VI—37
c.	Środkowa część doliny Ebby	VI—38
	• Formacja Ebbadalen	VI—38
	• Współczesne procesy morfogenetyczne w dolinie Ebby	VI—39
d.	Strefa marginalna lodowca Ebba	VI—40
	• Skały krystaliczne północnego otoczenia Billefjorden	VI—40
	• Geomorfologia strefy marginalnej lodowca Ebba	VI—40
	• Sedymentacja osadów w obrębie wałów lodowo-morenowych	VI—41
e.	Lodowiec Ebba	VI—43
	• Charakterystyka i procesy glacjalne lodowca Ebba	VI—43
	• Geometria hydrauliczna potoków supraglacjalnych	VI—46
f.	Wordiekammen	VI—48
	• Dynamika transportu fluwialnego Dynamiskbekken	VI—48
	• Środowisko sedymentacyjne stożków piargowych	VI—49
	• Procesy, osady i formy brzegowe wschodniego wybrzeża Petuniabukta	VI—52
3.	Kaffiøyra	VI—53
a.	Zarys budowy geologicznej rejonu Kaffiøry	VI—53
b.	Nalodzia glacjalne Kaffiøry	VI—55
c.	Lokalne uwarunkowania warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny	VI—56
d.	Bilans masy lodowca Waldemara w latach 1996-2002	VI—63
e.	Charakterystyka tundry obszaru Kaffiøry	VI—66
4.	Brøggerhalvøya – Ny-Ålesund	VI—69
a.	Ny-Ålesund	VI—69
b.	Geologia i geomorfologia półwyspu Brøgger	VI—71
c.	Denudacja chemiczna na Brøggerhalvøya	VI—80
5.	Werenskiold – Kvartsittsletta	VI—85
a.	Lodowiec Werenskiolda – Kvartsittsletta	VI—85
6.	Hornsund – Isbjørnhamna	VI—89
a.	Hornsund	VI—89
b.	Lodowce otoczenia Hornsundu	VI—94
	• Zlodowacenie Południowego Spitsbergenu i rejonu Hornsundu	VI—94
	• Bilans masy lodowców	VI—98

•	Dynamika lodowców.....	VI—98
•	Szarże lodowcowe.....	VI—100
•	Wahania czół i zmiany geometrii lodowców.....	VI—101
•	Struktura hydro-termiczna i drenaż lodowców.....	VI—102
•	Wybrane lodowce rejonu Hornsundu.....	VI—107
7.	Hornsund – Isbjornhamna	VI—119
a.	Jezioro „Fugle” - Zlewnia Fuglebekken	VI—119
•	Typy zlewni polarnych	VI—119
•	Niezlodowacona zlewnia Fuglebekken.....	VI—119
•	Uwagi o hydrologii zlewni polarnych	VI—122
•	Badania przyrodnicze w zlewniach otoczenia Hornsund.....	VI—123
b.	Stok grzbietu gór nadmorskich Arikammen–Fugleberget.....	VI—126
•	Arikammen (511 m n.p.m.) – Fugleberget (569 m n.p.m.)	VI—126
•	Podniesione terasy morskie – formy segregacji mrozowej i spękań.....	VI—126
•	Kontakt stoku z terasamiorskimi – formy soliflukcyjne.....	VI—126
•	Tundra – kolonie ptasie	VI—126
•	Metody badań lodu gruntowego, spłukiwania, soliflukcji	VI—126
c.	Morena lodowca Hansa	VI—127
•	Zjawiska krasowe południowego Spitsbergenu	VI—127
•	Kras wybrzeża Fiordu Hornsund u podnóża Masywu Sofiekammen	VI—130
•	Kras na podniesionych terasach morskich masywu Tsjebyssjovfjellet	VI—130
•	Kras hydrotermalny, masyw Hilmarfjellet, południowy Sörkapp-land.....	VI—133
•	Kras gipsowy w centralnej części Spitsbergenu	VI—134
•	Zjawiska kriokrasowe na Spitsbergenie.....	VI—135
•	Charakterystyka wybranych jaskiń lodowcowych	VI—138
d.	4. Grzbiet stoku Arikammen – Fugleberget	VI—145
•	Typy krajobrazu Spitsbergenu	VI—145
•	Charakterystyka panoramy	VI—145
8.	Hornsund – Treskelen	VI—147
9.	Calypsobyen	VI—149
a.	Środowisko przyrodnicze Bellsundu	VI—149
•	Geologia	VI—150
•	Główne rysy rzeźby	VI—150
•	Warunki klimatyczne obrzeża Bellsundu w sezonach letnich 1986-2002	VI—154
•	Zagadnienia hydrograficzne	VI—155
b.	Przewodnik terenowy	VI—157
•	Punkt 1: Mierzeja w Zatoce Josephbukta	VI—159
•	Punkt 2: Stanowisko archeologiczne w morenie Lodowca Renarda	VI—159
•	Punkt 3: Punkt widokowy	VI—161
•	Punkt 4: Wodospad na uskoku tektonicznym	VI—161
•	Punkt 5: Wydrzyca - kontakt skał metamorficznych i osadowych.....	VI—161
•	Punkt 6: Poligon peryglacjalny	VI—163
•	Punkt 7: Calypsobyen.....	VI—165
•	Punkt 8: Rzeźba litoralna Calypsostrandy	VI—165
•	Punkt 9: Renardodden.....	VI—169
•	Punkt 10: Skilvika.....	VI—171
10.	Grønfjord – Barentsburg	VI—173
a.	Barentsburg i rejon Grønfjordu w NW części Ziemi Nordenskiolda	VI—173
•	Uwagi o zjawiskach krasu gipsowego	VI—173
b.	Lodowiec Fridtjov – teren badań eksperymentalnych.....	VI—176
c.	Uwagi o badaniach polsko-rosyjskich	VI—176
VII.	Literatura	VII—177

I. Wprowadzenie

Polskie badania polarne na Spitsbergenie mają ugruntowaną pozycję naukową, cechuje je szeroki zakres realizowanych problemów badawczych, stosowanie różnych metod w badaniach terenowych i laboratoryjnych oraz podejmowanie do realizacji nowych, oryginalnych tematów. Obszar Spitsbergenu stwarza niepowtarzalną możliwość badań geoekosystemów polarnych, ich struktury wewnętrznej, funkcjonowania i odpowiedniej typologii.

Indywidualność krajobrazową strefy polarnej Spitsbergenu określa, przede wszystkim, występowanie zróżnicowanego w czasie i przestrzeni zlodowacenia i związanej z nim o różnym zasięgu strefy przedpola. Tak więc obszarem badań głównie przedstawicieli nauk o Ziemi są efekty morfolitologiczne dawnych zlodowaceń oraz charakter współczesnego zlodowacenia. Szczególnie interesującym obiektem badań są różne typy lodowców spitsbergeńskich, ich strefy marginalne oraz obszary uwalniane od lodu. Istnieje niepowtarzalna możliwość obserwacji wykształcenia morfolitologicznego i rozwoju stref marginalnych, tworzenia rozległych równin sandrowych, różnych przejawów wietrzenia skał litych i okruchowych oraz śledzenia mechanizmów współoddziaływania między procesami stokowymi i korytowymi. Bardzo interesującym obiektem badań są procesy litoralne i ich wpływ na funkcjonowanie geoekosystemów lądowych oraz procesy mrozowe i eoliczne, które tworzą odrębne serie osadowe i zespoły form rzeźby terenu.

Spitsbergen stwarza doskonałe możliwości do prowadzenia studiów pelegeograficznych i aktualistycznych, kształtowania i rozwoju krajobrazów polarnych. Można bez przesady powiedzieć, że badania geomorfologiczne stanowią jeden z ważniejszych kierunków badawczych realizowanych na Spitsbergenie i obejmują one m.in.:

- plejstocenske i współczesne zlodowacenie Spitsbergenu,
- wpływ czynników globalnych, regionalnych i lokalnych na charakter współczesnego zlodowacenia Spitsbergenu,
- rozpoznanie i określenie mechanizmów współczesnej glacji i deglacji,
- zróżnicowanie typologiczne i strukturalne lodowców spitsbergeńskich,
- współczesny cykl morfolitogenezy glacialnej,
- uwarunkowania, przebieg i skutki współczesnych procesów geomorfologicznych w zasięgu różnych typów geoekosystemów polarnych,
- wpływ antropopresji na funkcjonowanie współczesnych geoekosystemów polarnych.

Wymienione zagadnienia badawcze są także przedmiotem badań polskich geomorfologów. Podstawowym celem organizowanych Warsztatów Geomorfologicznych nt. „Funkcjonowanie dawnych i współczesnych geoekosystemów Spitsbergenu” przez Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich jest zapoznanie się z krajobrazami polarnymi Spitsbergenu oraz prezentacja terenowa i dyskusja polskich badań geomorfologicznych, realizowanych przez ośrodki akademickie i placówki naukowe Polskiej Akademii Nauk.

Pozwolę sobie wyrazić przekonanie, że organizowane Warsztaty Geomorfologiczne i przeprowadzone dyskusje terenowe nie tylko spełnią cele poznawcze, ale także wpłyną na program polskich badań geomorfologicznych na Spitsbergenie, które w większym stopniu winny być powiązane z programami międzynarodowymi.

Andrzej Kostrzewski

Prezes
Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich

II. Uczestnicy Warsztatów Geomorfologicznych

prof. dr hab. Szczepan Biliński	<sbili@zuk.iz.uj.edu.pl> , Instytut Zoologii Uniwersytetu Jagiellońskiego, R.Ingardena 6, 30-060 Kraków, tel. +12 6336377
prof. dr hab. Janina Borysiak	<jbor@amu.edu.pl> , Ogród Botaniczny Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, Dąbrowskiego 165, 60-594 Poznań, tel. +61 8292002
mgr Anna Geryn	<ageryn@poczta.onet.pl> , Polskie Radio Wrocław, Wrocław, tel. +71 3250509
dr Przemysław Gonera	<e.hoffmann@wfosgw.poznan.pl> , Wojewódzki Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej, Północna 6, 61-719 Poznań, tel. +61 8552621
dr Maria Górską	<gorska@man.poznan.pl> , Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, Wieniawskiego 17/19, 61-713 Poznań, tel. +61 8528503
prof. dr hab. Marek Grześ	<gmark@geo.uni.torun.pl> , Instytut Geografii Uniwersytetu im. Mikołaja Kopernika, Fredry 6/8, 87-100 Toruń, tel. +56 6113110
dr hab. Bogdana Izmailow	<bizmailo@arsenal.geo.uj.edu.pl> , Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, Grodzka 64, 31-044 Kraków, tel. +12 4311455
dr hab. Marek Józwiak	<marjo@pu.kielce.pl> , Instytut Geografii Akademii Świętokrzyskiej im. Jana Kochanowskiego, Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce, tel. +41 3624464
dr Leszek Kasprzak	<kasprzak@man.poznan.pl> , Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, Wieniawskiego 17/19, 61-713 Poznań, tel. +61 8520503
inż. Ernst Kolander dr Robert Kolander	Polfurnir-Białośliwie, Szamocin, tel. +67 2848146 <roko@amu.edu.pl> , Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, Fredry 10, 61-701 Poznań, tel. +61 8294682
dr hab. Jolanta Komisarek	<jolakom@au.poznan.pl> , Katedra Gleboznawstwa Melioracyjnego Akademii Rolniczej, Piątkowska 94, 61-691 Poznań, tel. +61 8466436
mgr Małgorzata Komorowska	<koman@man.poznan.pl> , Instytut Językoznawstwa Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, Międzychodzka 5, 60-371 Poznań, tel. +61 8791575
prof. dr hab. Andrzej Kostrzewski	<anko@amu.edu.pl> , Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, Fredry 10, 61-701 Poznań, tel. +61 8294569
mgr Rafał Kozłowski	<rafalka@pu.kielce.pl> , Instytut Geografii Akademii Świętokrzyskiej im. Jana Kochanowskiego, Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce, tel. +41 3624464
dr Wiesława Ewa Krawczyk	<wkraw@us.edu.pl> , Katedra Geomorfologii Uniwersytetu Śląskiego, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, tel. +32 2918381
prof. dr hab. Kazimierz Krzemień	<kkrzemie@arsenal.geo.uj.edu.pl> , Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, Grodzka 64, 31-044 Kraków, tel. +12 4311455

mgr Marcin Madziarek	<i><ekogeomm@poczta.onet.pl></i> , PPU EKOGE0, Nad Poto- kiem 27a/11, 60-639 Poznań, tel. +604 751428
prof. dr hab. Jerzy Marcinek	<i><jmarcin@au.poznan.pl></i> , , Noskowskiego 8/1, 61-704 Poznań, tel. +61 8532208
dr Małgorzata Mazurek	<i><gmazurek@amu.edu.pl></i> , Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, Fredry 10, 61-701 Poznań, tel. +61 8294675
dr Zbigniew Perski	<i><perski@us.edu.pl></i> , Katedra Geologii Podstawowej Uni- wersytetu Śląskiego, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, tel. +32 2918381
prof. dr hab. Marian Pulina	<i><pulina@us.edu.pl></i> , Katedra Geomorfologii Uniwersytetu Śląskiego, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, tel. +32 2918381
dr Małgorzata Roman	<i><mroman@geo.uni.lodz.pl></i> , Katedra Badań Czwartorzę- du Uniwersytet Łódzki, Kopcińskiego 31, 90-142 Łódź, tel. +42 6354554
mgr Tomasz Salomon	<i><tsalamon@ultra.cto.us.edu.pl></i> , Katedra Geologii Pod- stawowej Uniwersytetu Śląskiego, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, tel. +32 2918381
mgr Victorie Stastna	<i><stastna@sci.muni.cz></i> , Geografický ústav, Přírodov- ědecká fakulta, Masarykova univerzita, Kotlářská 2, 61137 Brno, tel. +42 054 2128304
mgr Joanna Szafraniec	<i><jszafran@ultra.cto.us.edu.pl></i> , Katedra Geomorfologii Uniwersytetu Śląskiego, Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, tel. +32 2918381
prof. dr hab. Jan Szupryczyński	<i><sekret@geopan.torun.pl></i> , Instytut Geografii i Prze- strzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk, Kopernika 19, 87-100 Toruń, tel. +56 6228520
dr med. Andrzej Szwarczyński	<i><andrzej.szwarczyński@xl.wp.pl></i> , Akademia Medyczna, Fredry 10, 61-701 Poznań, tel. +61 8691402
prof. dr hab. Krystyna Turkowska	<i><kturkow@krysia.uni.lodz.pl></i> , Katedra Badań Czwarto- rzędu Uniwersytet Łódzki, Kopcińskiego 31, 90-142 Łódź, tel. +42 6354564 (63)
dr Zbigniew Zwoliński	<i><zbbzw@amu.edu.pl></i> , Instytut Badań Czwartorzędu i Geoekologii Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, Fredry 10, 61-701 Poznań, tel. +61 8294676

III. Aktualny stan badań geomorfologicznych na Spitsbergenie

Kazimierz Pękała, Janina Repelewska-Pękałowa

Uczestnictwo Polski w I Międzynarodowym Roku Polarnym w 1932/33 i założenie polskiej stacji na Wyspie Niedźwiedziej stało się impulsem do ożywionej działalności naukowej Polaków w Arktyce.

Badania geomorfologiczne na Spitsbergenie rozpoczęły się wraz z przybyciem na wyspę pierwszej polskiej wyprawy naukowej w 1934 roku i następnych, w latach 1936 i 1938. Zlokalizowane były na obszarze Ziemi Wedela Jarlsberga pomiędzy fiordami Hornsund i Van Keulen oraz w NW części Ziemi Oskara II w rejonie równiny nadmorskiej Kaffioyra. Problematyka badawcza tego okresu dotyczyła charakterystyki i systematyki form oraz typów rzeźby lodowcowej, fluwialnej i morskiej. Wiele uwagi poświęcono współczesnym procesom peryglacjalnym i rozmiarom przeobrażenia rzeźby starszej. Były to badania pionierskie, których rezultaty często mogły być opublikowane dopiero po II Wojnie Światowej.

Nowy etap badań geomorfologicznych rozpoczął się w okresie powojennym i był związany z Międzynarodowym Rokiem Geofizycznym (1957-1958) oraz powstaniem Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie, gdzie szeroko zakrojone badania interdyscyplinarne prowadzone były w następnych latach. Jednakże z przyczyn politycznych i trudności logistycznych nastąpiła przerwa w badaniach.

Renesans badań geomorfologicznych na Spitsbergenie można datować na początek lat siedemdziesiątych XX wieku, kiedy to z inicjatywy profesora Alfreda Jahna rozpoczęła się seria wypraw naukowych Uniwersytetu Wrocławskiego do Hornsundu. Zaczęto także tworzyć w innych miejscach stacje uniwersyteckie. Lata osiemdziesiąte przyniosły zmianę statusu Stacji w Hornsundzie, określając zasady jej istnienia jako placówki Polskiej Akademii Nauk. Została ona wówczas rozbudowana i przystosowana do pracy ekspedycji centralnych w systemie ciągłym. Równocześnie w okresie sezonów letnich w różnych rejonach Spitsbergenu zaczęły działalność naukową ekspedycje uniwersyteckie. Powstały nowe programy badawcze z dziedziny nauk o Ziemi, w których problematyka geomorfologiczna odgrywała i ciągle odgrywa ważną rolę.

Badania geomorfologiczne na Spitsbergenie prowadzono zarówno w oparciu o Stację PAN w Hornsundzie jak również o stacje i bazy uniwersyteckie rozmieszczone wzdłuż zachodniego wybrzeża. Wśród nich należy wymienić Stację im. S. Baranowskiego Uniwersytetu Wrocławskiego i Uniwersytetu Śląskiego w Sosnowcu zlokalizowaną pod Lodowcem Werenskiolda, i stację Uniwersytetu M. Kopernika w Toruniu - na obszarze Kaffioyra, bazy Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie - na Sorkapp Land i Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie - w Calypsobyen, w rejonie Bellsundu.

Oprócz tego wiele zespołów z różnych ośrodków akademickich prowadziło badania jedno- lub kilkusezonowe w wielu rejonach Spitsbergenu. I tak Uniwersytet Warszawski badania swe zlokalizował na obszarze Ziemi Nordenskiolda między Bellsundem a Isfiordem oraz na Sorkapp Land, natomiast Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu prowadził badania zarówno w rejonie Hornsundu jak i na Sorkapp Land, a obecnie także w centralnej części Spitsbergenu w Billefjorden, z bazą w Petuniabukta.

Badania geomorfologiczne koncentrowały się głównie wokół problemów związanych z genezą i rozwojem rzeźby, procesami peryglacjalnymi i dynamiką czynnej warstwy zmarzliny (wietrzenie, soliflukcja, segregacja mrozowa, zjawiska eoliczne). Były to badania o charakterze interdyscyplinarnym i w latach 50-60 ubiegłego wieku stanowiły polską światową specjalność, czego wyrazem była między innymi ogromna popularność czasopisma "Biuletyn Peryglacjalny", na którego łamach publikowali swe prace także naukowcy zagraniczni będący autorytetami w tej dziedzinie. Obecnie ten kierunek badań zmierza do oceny termiki czynnej warstwy zmarzliny w różnych ekosystemach tundrowych i jest włączony do światowego monitoringu (Circumpolar Active Layer Monitoring -koordynowany przez International Permafrost Association).

Badania rozwoju różnych typów rzeźby oraz procesów sedymentacji osadów glacialnych, fluwioglacialnych i niwalnych - to zagadnienie najszerszej reprezentowane w polarnych badaniach geomorfologicznych. Zagadnienia te, ściśle powiązane z problematyką glaciologiczną i hydrologiczną zmierzały do oceny bilansu masy i współczesnej dynamiki funkcjonowania systemu lodowcowego oraz jego wpływu na środowisko. Istotne znaczenie mają również badania ilościowe współczesnych procesów denudacji mechanicznej i chemicznej zlewni zlodowaconych i niezlodowaconych oraz rozwoju procesów kriochemicznych, termoerozji i kriokrasu. Problematyka ta nawiązuje do programów międzynarodowych.

Podstawową grupę problemów badanych na Spitsbergenie stanowią zagadnienia z dziedziny stratygrafii i paleogeografii czwartorzędu. Dotyczą one też zlodowaceń plejstoceniowych i epizodów glacialnych w holocenie, a także ich wpływu na rzeźbę, utwory pokrywowe oraz zmiany poziomu morza i transformację pięter morfoklimatycznych.

Na szczególną uwagę zasługują opracowania kartograficzne z dziedziny geomorfologii. Są to mapy geomorfologiczne przeglądowe, szczegółowe i tematyczne wykonane w różnych skalach. Obejmują one tereny badane przez zespoły ekspedycji z poszczególnych ośrodków naukowych. Niewątpliwie dużym sukcesem jest mapa geomorfologiczna rejonu Hornsundu w skali 1: 75 tys., która stanowi syntezę wieloletnich badań prowadzonych przez różne zespoły w oparciu o Polską Stację Polarną.

Wyniki polskich badań geomorfologicznych prowadzonych na Spitsbergenie były opublikowane w wielu renomowanych czasopismach zagranicznych i krajowych, co przedstawiono w opracowaniach bibliograficznych (Repelewska-Pękalowa, Pękała 1997, Zagórski 1998, Zalewski 2000).

Impulsem do podsumowania polskich badań w obszarach polarnych, w tym problematyki geomorfologicznej, było podjęcie przez zespoły powołane przez Komitet Badań Polarnych PAN, opracowania Narodowego Ramowego Programu Badań Polarnych na lata 2002-2010. Podstawę tego opracowania stały się dotychczasowe dokonania i aktualnie realizowane programy nawiązujące lub stanowiące część programów międzynarodowych.

Problematyka geomorfologiczna stanowi część kompleksowych badań geoekosystemów polarnych a także ich funkcjonowania w warunkach globalnych i lokalnych zmian klimatu oraz narastającej antropopresji. Jest więc ściśle związana z problematyką klimatologiczną, glaciologiczną, hydrologiczną, zmierzając do oceny dynamiki procesów geomorfologicznych i tendencji przekształceń rzeźby oraz ewolucji środowiska.

IV. Ramowy Narodowy Program Badań Polarnych 2002-2010

Aleksander Guterch, Kazimierz Pękała

Komitet Badań Polarnych przy Prezydium Polskiej Akademii Nauk powołał w 1999 r. zespół reprezentujący instytuty PAN, ośrodki uniwersyteckie oraz instytuty resortowe, prowadzące badania naukowe w obszarach polarnych, w celu opracowania Ramowego Narodowego Programu Badań Polarnych na lata 2002-2010. Podstawą opracowania stały się dotychczasowe osiągnięcia naukowe i formalno-prawne podstawy obecności Polski w Arktyce i Antarktyce (Traktat Paryski z 1920 r. w sprawie Spitsbergenu, przynależność Polski do Państw- Sygnatariuszy Traktatu Antarktycznego).

Polskie badania obszarów polarnych mają charakter interdyscyplinarny i są włączone w nurt międzynarodowej współpracy poprzez udział w wielu organizacjach naukowych i programach badawczych realizowanych w oparciu o polskie stacje polarne. Ramowy Polski Program Badań Polarnych (2002-2010) składa się z wielu programów reprezentujących następujące dyscypliny naukowe:

1. Nauki biologiczne w Antarktyce
2. Geodynamika (Geofizyka, Geologia, Paleontologia)
3. Nauki o środowisku przyrodniczym
4. Oceanologia i biologia Arktyki
5. Badania biomedyczne
6. Nauki humanistyczne i społeczne

W ramach tych dyscyplin zdefiniowano łącznie dwanaście projektów, zaś w ich obrębie szeregi zadań badawczych, które przedstawiono na tle dotychczasowych osiągnięć. W odniesieniu do poszczególnych programów przedstawiono realizatorów krajowych i zagranicznych oraz powiązania z międzynarodowymi instytucjami i organizacjami koordynującymi badania naukowe.

Ważnym elementem Ramowego Narodowego Planu Badań Polarnych są programy aktualnie realizowane w stacjach PAN działających w systemie ciągłym (Polska Stacja Polarna w Hornsundzie na Spitsbergenie oraz Stacja im. H. Arctowskiego na Wyspie Króla Jerzego w Antarktyce Zachodniej oraz w stacjach i bazach uniwersyteckich działających sezonowo, głównie na Spitsbergenie. Problematyka geomorfologiczna została przyporządkowana grupie 3 - zatytułowanej: *Nauki o środowisku przyrodniczym*, w której skład weszły następujące projekty:

1. Określenie skali zmian klimatycznych wybranych regionów Arktyki oraz Antarktyki na podstawie pomiarów instrumentalnych i wskaźników środowiskowych
2. Procesy obiegu wody w środowisku polarnym w warunkach ocieplenia klimatu
3. Wpływ współczesnych zmian klimatu na przebieg procesów glacialnych i peryglacialnych w obszarach polarnych
4. Określenie intensywności i specyfiki ewolucji środowiska polarnego w relacji do zmian środowiska przyrodniczego średnich szerokości geograficznych Europy

Projekty te obejmują monitoring elementów środowiska, ocenę dynamiki zmian i funkcjonowanie geosystemów polarnych oraz konstruowanie scenariuszy tendencji przekształcania środowiska polarnego. Problematyka geomorfologiczna stanowi część kompleksowych badań lądowych geosystemów polarnych. Dotyczy głównie oceny dynamiki procesów morfogenetycznych,

oraz tendencji rozwoju rzeźby glacialnej, peryglacialnej, litoralnej i fluwialnej w warunkach zmian klimatu.

Ramowy Narodowy Program Badań Polarnych został jednomyślnie zatwierdzony na plenarnym zebraniu Komitetu Badań Polarnych w listopadzie 2001 r., zaś w czerwcu 2002 r. uzyskał pełną aprobatę i pozytywną opinię Prezydium Polskiej Akademii Nauk. Został on również zaprezentowany na Spotkaniu Konsultacyjnym Państw-Stron Układu Antarktycznego, które odbyło się w Warszawie we wrześniu 2002 r. Ramowy Narodowy Program Badań Polarnych nie jest projektem badawczym przeznaczonym bezpośrednio do finansowania lecz, zgodnie z opinią środowisk naukowych, może być podstawą dla polityki naukowej państwa w dziedzinie badań polarnych.



V. 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 zesłańiec wyjechał na wyprawę na Nową Ziemię profesor mineralogii i petrografii Uniwersytetu Jagiellońskiego Józef Mroziewicz (w ramach wyprawy Państwowego Rosyjskiego Instytutu Geologicznego 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.

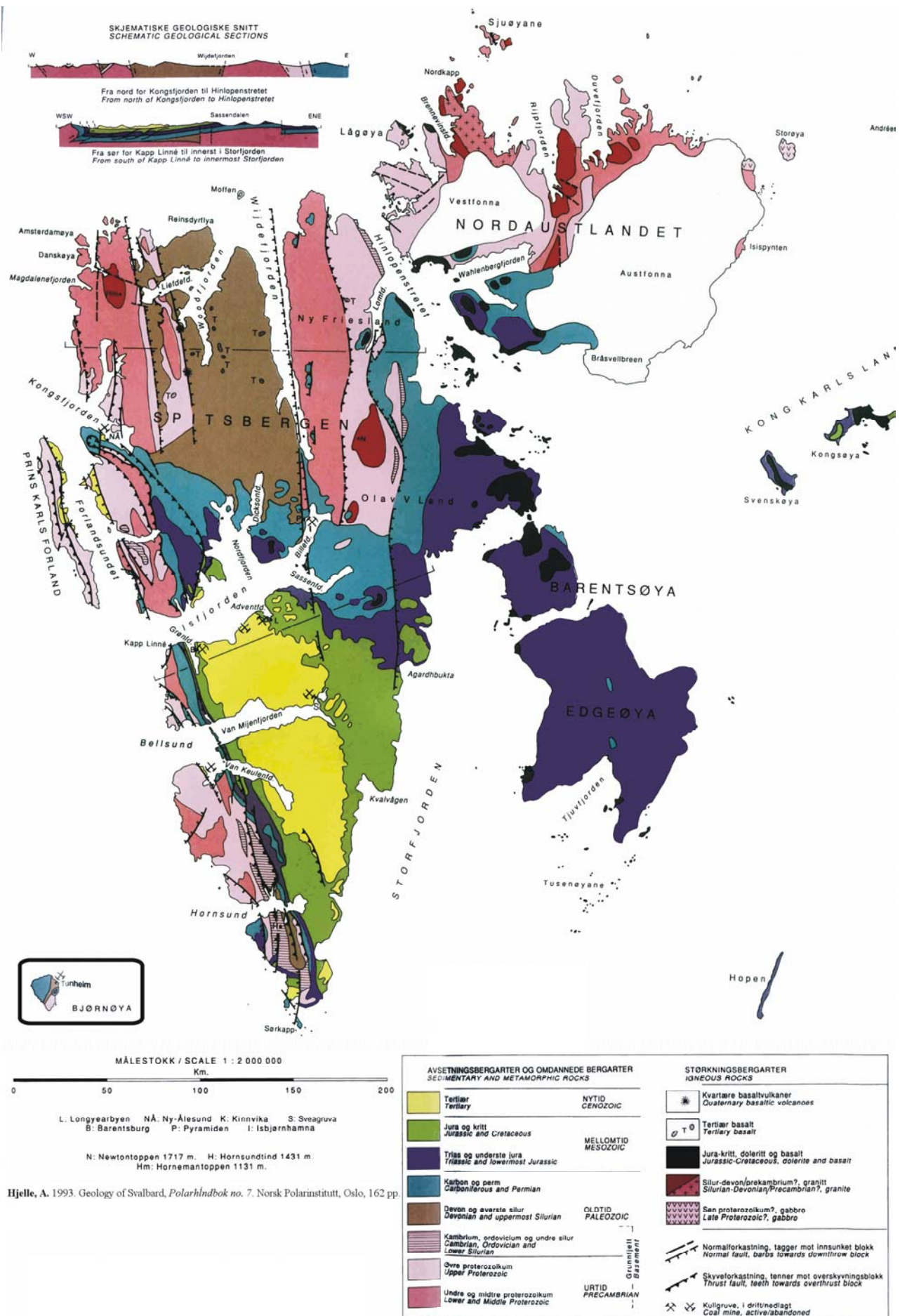
Do tego czasu Polacy jako naukowcy z Rosyjskich instytucji naukowych uczestniczyli w badaniach na Spitsbergenie w latach 1899-1901. Byli to Aleksander Birula-Białynicki, zoolog z Muzeum Zoologicznego Rosyjskiej Akademii Nauk w Petersburgu i J. Sikora, astrofizyk z Obserwatorium Astronomicznego Pulkovo obok Petersburga. Wielka Szwedzko-Rosyjska ekspedycja mierząca południk ziemski w latach 1899-1901 pracowała w obszarze dzisiejszego Svalbardu, a swą główną bazę nazwaną Konstantinówką, miała na południowym brzegu Fiordu Hornsund. Zimowało w niej 19 osób: Kierownik - D. Sergijewski; 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.

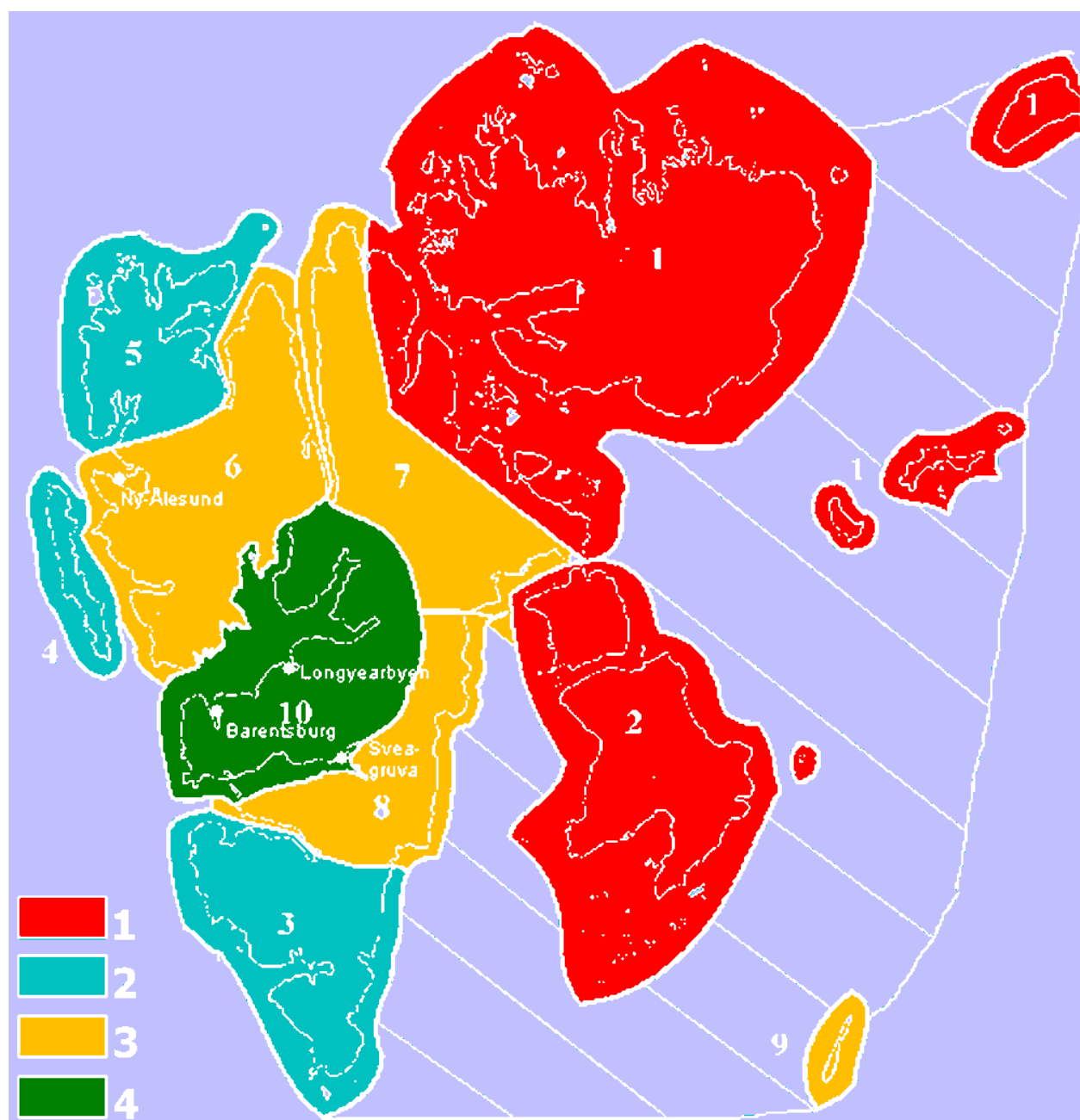
Kolejne, już polskie wyprawy polarne do Arktyki, rozpoczęły się w 1932 na Wyspę Niedźwiedzią i w latach 1934, 1936, 1938 na Spitsbergen, a także na Grenlandię w 1938r. Po nich to oprócz dorobku naukowego i publikacji na trwałe pozostały polskie nazwy geograficzne na mapach (jak Góra Kopernika, Lodowiec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

III Międzynarodowy Rok Geofizyczny (1957/1959) umożliwił odrodzenie naszych badań w Arktyce kiedy to zbudowano Polską Stację Polarną nad Zatoką Białego Niedźwiedzia w Fiordzie Hornsund. Po 1970 roku różne ośrodki uniwersyteckie (głównie Wrocław) organizowały naukowe wyprawy letnie. Od 1978 nieprzerwanie pracuje odremontowana Polska Stacja Polarna na Spitsbergenie uczestnicząc w pracach w wielu międzynarodowych programach badawczych.

VI. Przewodnik terenowy

**Polskie badania geomorfologiczne na Spitsbergenie
– środowisko przyrodnicze
– stanowiska**

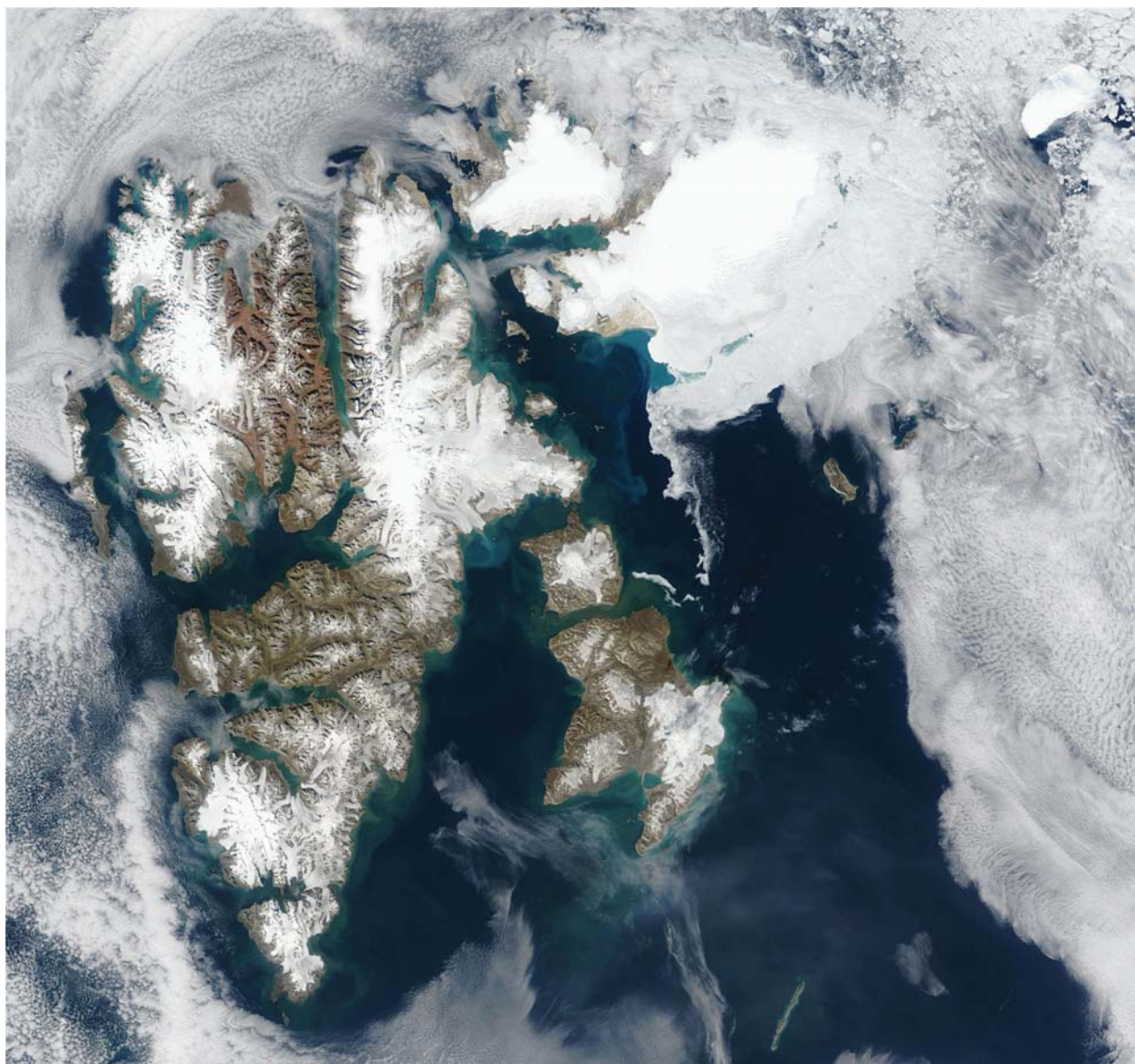




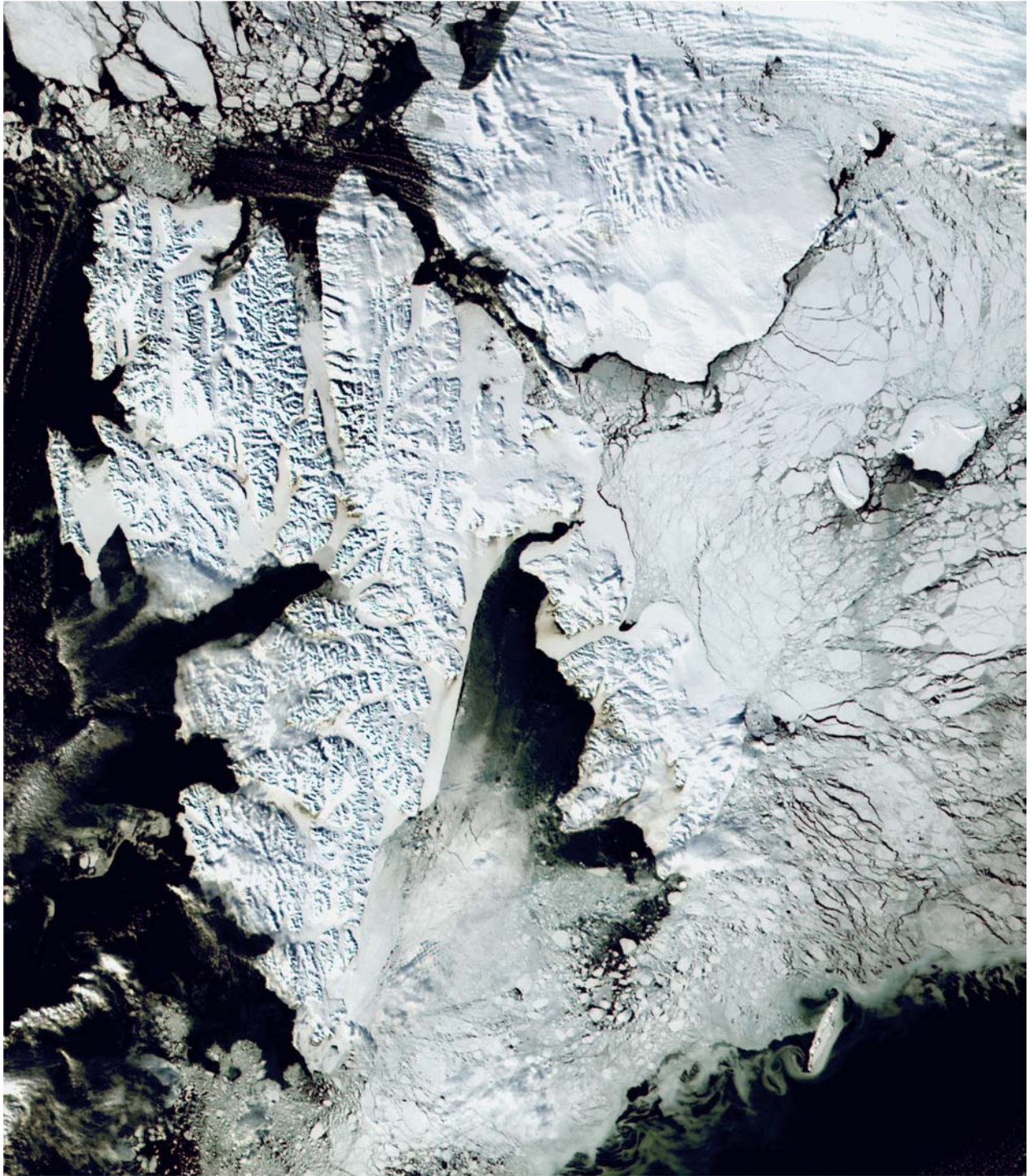
© NPI

Obszary chronione na Spitsbergenie

1 – rezerваты природы, 2 – parki narodowe, 3 – obszary chronionego krajobrazu, 4 – obszary wycieczkowe



© NASA



© NASA

1. LONGYEARBYEN

Prowadząca:

dr Małgorzata Mazurek

a. 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 południowo-wschodnią 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. 1). 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 fosylami, 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 płyty 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 terenie. 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).

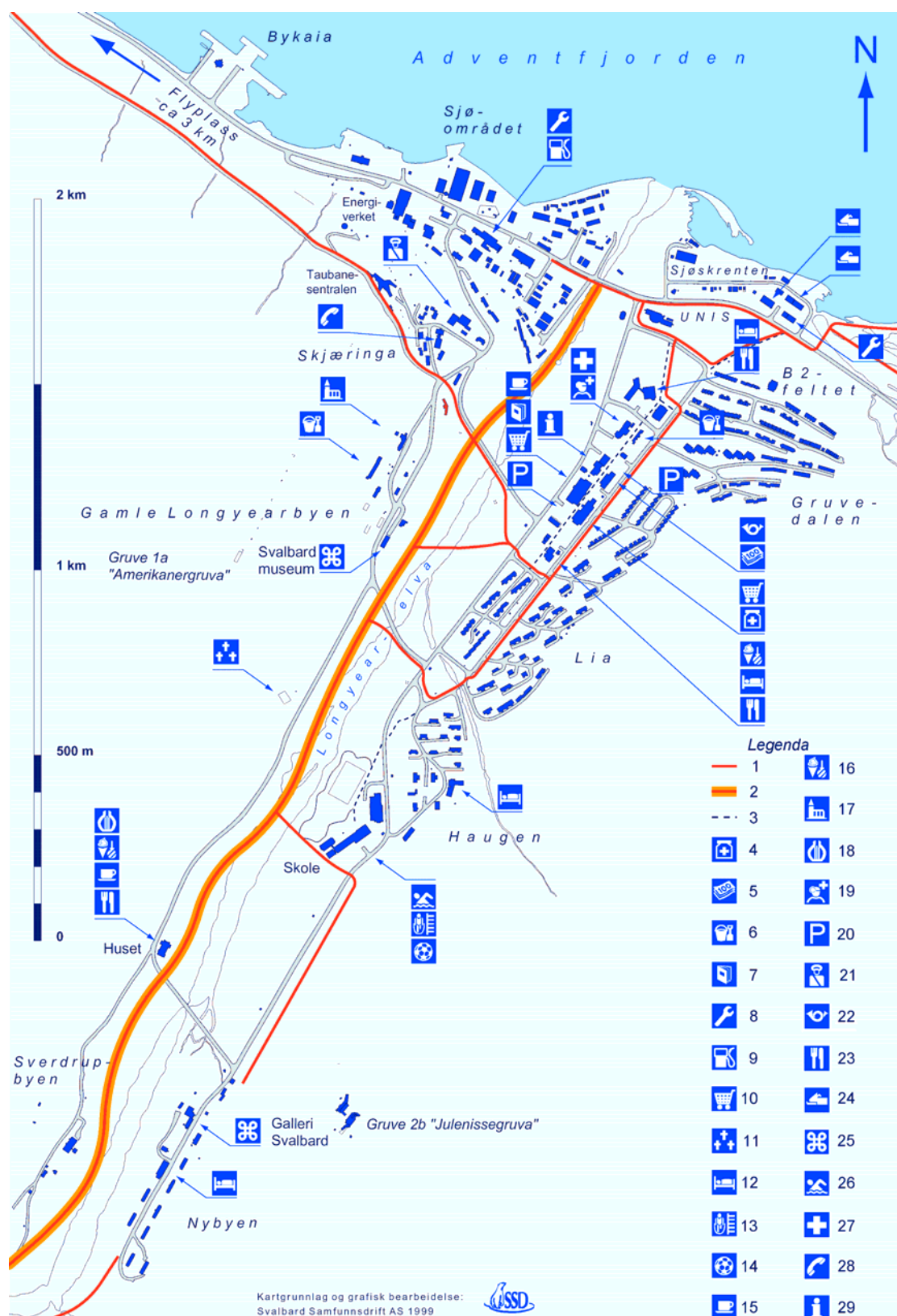


Ryc. 1 Fragment mapy geologicznej Longyearbyen- Sassenfjorden z profilem geologicznym przez Adventdalen (wg Hjelle 1993)

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 - uskoc 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. 2 Plan Longyearbyen (wg Biura Gubernatora, 1999)

1. 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 kampania 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.

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). 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.

Miasto w ostatnich 15-20 latach rozwinęło się z typowej osady górniczej w osadę handlową i przemysłową z szerokim zakresem działalności kulturalnej (ryc. 2). 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 University Centre on Svalbard (UNIS) 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.

Spółeczność Longyearbyen składa się z ok. 1500 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, mają zapewniony taki sam poziom życia jak na kontynencie. Obecnie jest to tętniące życiem miasto, pełne dzieci i turystów, ze sklepami o różnym asortymencie (m.in. supermarket *Svalbard Butikken*, ryc. 2), urzędami, 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 kąpielowym 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 położona 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.

2. PETUNIABUKTA

Prowadzący:

prof. dr hab. Andrzej Kostrzewski i dr Grzegorz Rachlewicz

a. Skottehytta

• **Środowisko przyrodnicze otoczenia Petuniabukta, program badań**

Andrzej Kostrzewski

Region otoczenia Petuniabukty stanowi zamknięcie od północy Billefjordu. Pod względem fizyczno-geograficznym jest to obszar środkowego Spitsbergenu o współrzędnych $78^{\circ}40' \div 78^{\circ}50'$ szerokości geograficznej N i $16^{\circ}15' \div 17^{\circ}00'$ długości geograficznej E. Petuniabukta stanowi północną odnogę Billefjordu z zróżnicowaną morfologicznie strefą brzegową.

Indywidualność przyrodnicza tego niezwykle interesującego obszaru określa:

- położenie w środkowej części Spitsbergenu, co ma niewątpliwie wpływ na charakter i funkcjonowanie systemu morfogenetycznego w przeszłości i współcześnie,
- cechy klimatu polarno kontynentalnego, co znajduje odzwierciedlenie w charakterze lokalnego złodowacenia oraz charakterze i przebiegu współczesnych procesów morfogenetycznych,
- morfologiczne ślady starszych awansów lodowych,
- zróżnicowane typy lodowców spitsbergeńskich oraz związane z nimi strefy marginalne i przedpola,
- zróżnicowany współczesny system morfogenetyczny obejmujący subsystemy: wietrzeniowo-denudacyjny, stokowy, glacialny, fluwioglacjalny, fluwialny i fiordowy,
- wyraźny wpływ antropopresji na charakter i funkcjonowanie wybranych geoeosystemów

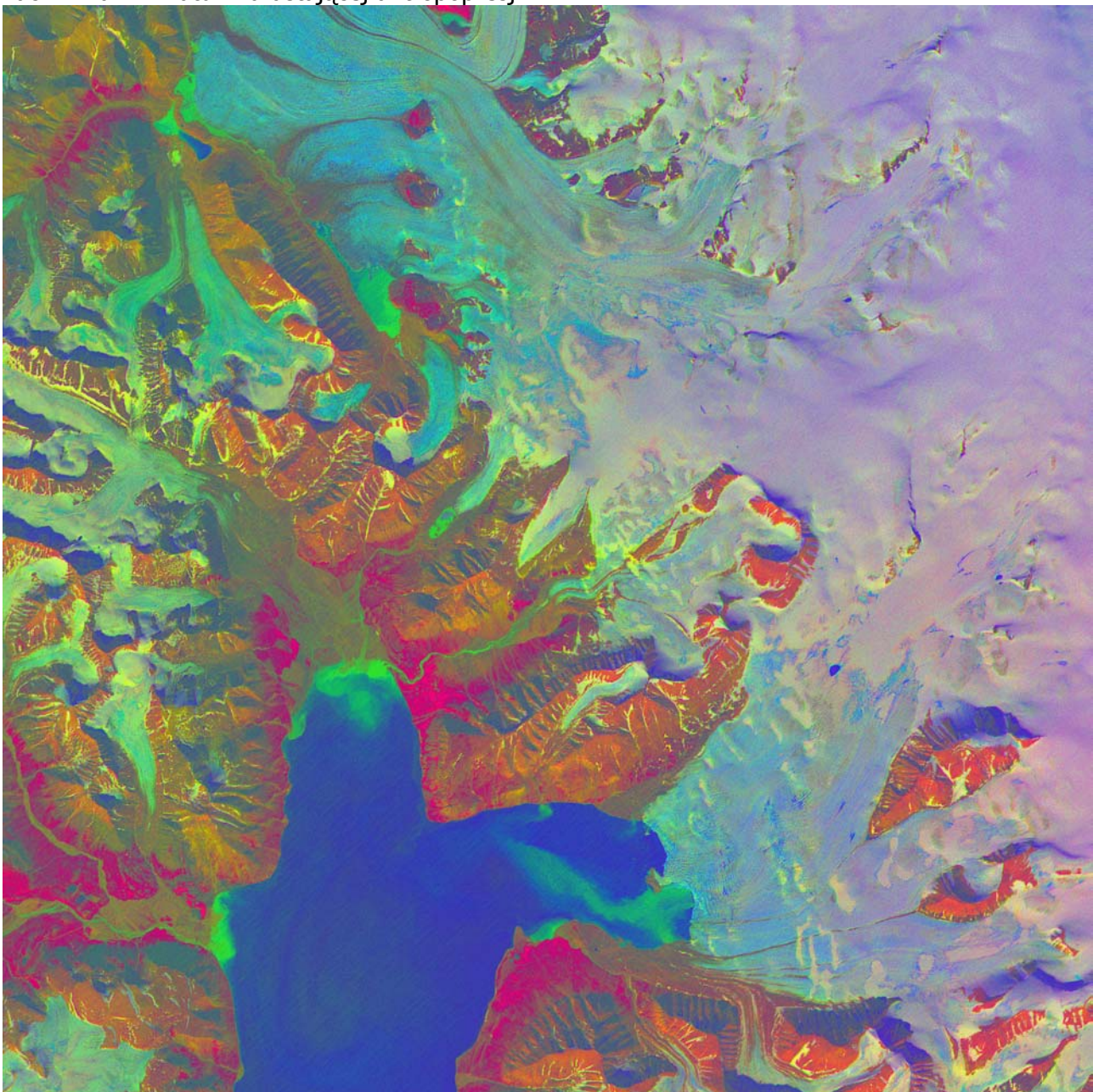
Biorąc pod uwagę zróżnicowanie morfolitologiczne regionalne i lokalne oraz układy obiegu energii i przepływu materii, w otoczeniu Petuniabukty wydzielić można jednostki przestrzenne o zróżnicowanej wielkości i strukturze wewnętrznej. Do podstawowych typów geoeosystemów w otoczeniu Petuniabukty zaliczamy: geoeosystem fiordu a w jego zasięgu subfiordowy geoeosystem wybrzeża, geoeosystem dna fiordu, geoeosystem równiny napływowej; geoeosystem grzbietów górskich; geoeosystem dolinny z subsystemem geoeosystemu równiny sandrowej, geoeosystem stoków, geoeosystem poziomów terasowych, geoeosystem koryt rzecznych. Zróżnicowanie geoeosystemów, ich struktura wewnętrzna zależy głównie od rzeźby terenu i geologii. Współczesny system morfogenetyczny strefy polarnej Spitsbergenu (w skali regionalnej i lokalnej) stanowi o funkcjach wydzielonych geoeosystemów, których granice zmieniają się w czasie i przestrzeni. Strefa polarna stwarza doskonałe możliwości do prowadzenia studiów typologicznych jednostek przestrzennych, co może być podstawą regionalizacji fizyczno-geograficznej.

Region Billefjorden to obszar badań poznańskiego ośrodka naukowego, w którym badania geomorfologiczne prowadzą głównie pracownicy Instytutu Badań Czwartorzędu i Geoekologii UAM. Kolejne Ekspedycje organizowane przez Instytutu Badań Czwartorzędu i Geoekologii, z udziałem pracowników innych jednostek organizacyjnych Wydziału Nauk Geograficznych i Geologicznych UAM i innych krajowych ośrodków akademickich odbywały się w latach: 1984 (kier. W. Stankowski), 1985 (kier. A. Kostrzewski), 1986 (kier. A. Karczewski), 1987 (kier. W. Stankowski), 1989 (kier. A. Karczewski), oraz corocznie 2000-2003 (kier. G. Rachlewicz).

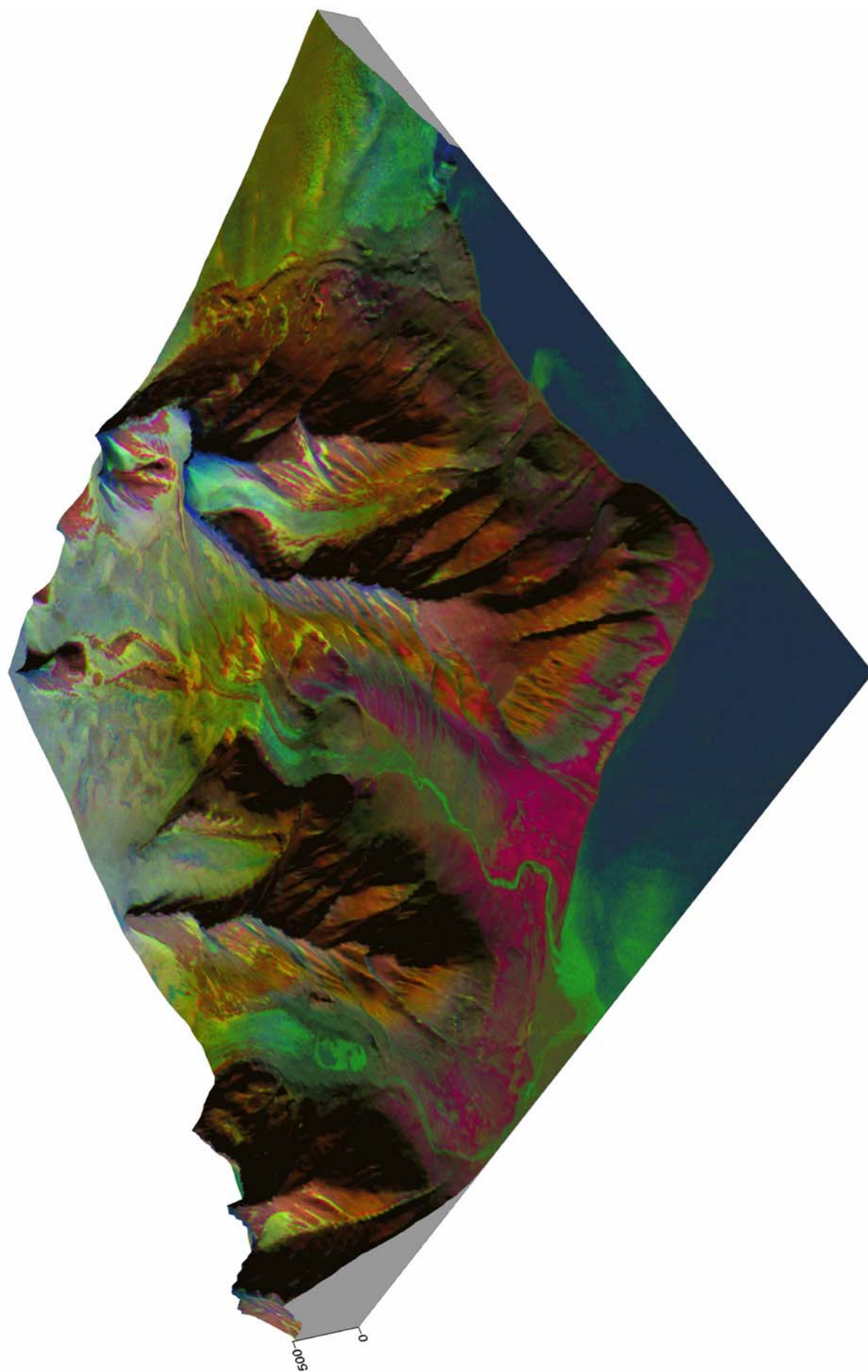
Do najważniejszych problemów badawczych realizowanych w programach w/w ekspedycji poznańskich zaliczyć należy:

- geomorfologia i paleogeografia otoczenia Petuniabukty (Kłysz 1983, Karczewski (red.) 1990, Stankowski (red) 1989);
- jakościowa i ilościowa ocena charakteru i przebiegu funkcjonowania współczesnego systemu denudacyjnego strefy polarnej (Kostrzewski i in. 1989);
- przestrzenna i czasowa zmienność morfologii lodowców oraz ich ablacji i pokrywy śnieżnej (Kostrzewski, Zwoliński 1995, Rachlewicz 2003);
- wykształcenie morfolitologiczne i funkcjonowanie stref marginalnych lodowców (Stankowski (red.) 1989, Rachlewicz, Szczuciński 2002);
- przestrzenna i czasowa zmienność przepływów materii w lądowo-morskim geosystemie arktycznym (Rachlewicz (red) 2003, Szczuciński 2003).

W następnych latach badania ośrodka poznańskiego w regionie Billefjorden będą kontynuowane na wybranych testowych geosystemach (m.in. zlewnia zlodowacona i niezlodowacona) w celu uzyskania wieloletnich serii pomiarowych. Dodatkowym celem planowanych badań jest wypracowanie prawidłowości funkcjonowania geosystemów arktycznej strefy polarnej w warunkach zmian klimatu i narastającej antropopresji.



Zdjęcie satelitarne okolic Petuniabukta, 13 lipca 2002, Terra, sensor ASTER, rozdzielczość 15 m

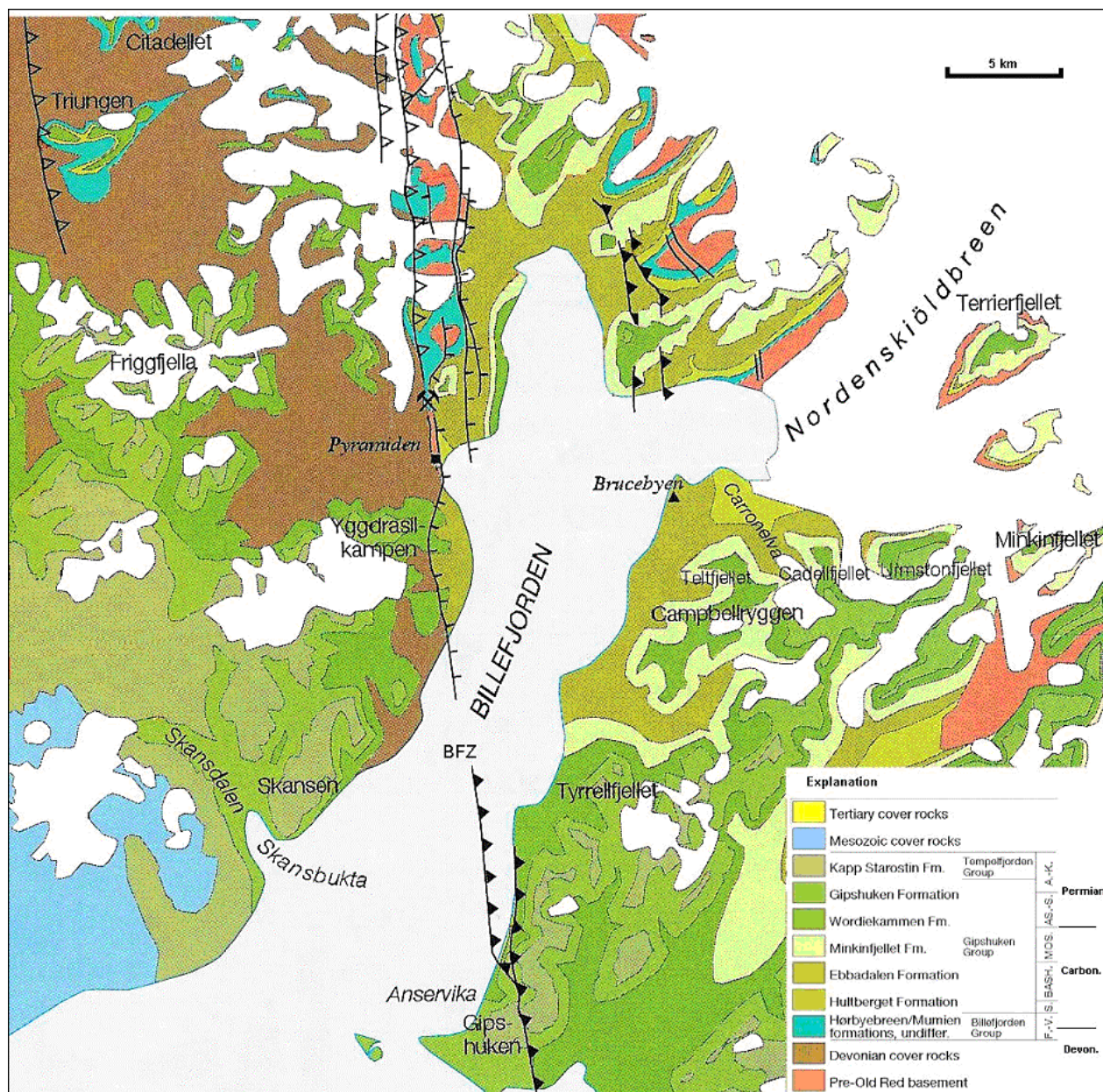


Cyfrowy model terenu z nałożonym obrazem satelitarnym dla obszaru zlewni doliny Ebbaelva, 13 lipca 2002

• **Zarys geologii otoczenia Billefjorden**

Witold Szczuciński

Interesująca budowa geologiczna otoczenia fiordu Billefjorden została stosunkowo wnikliwie poznana w związku z poszukiwaniem rud uranu, koncentracji fosforytowych, ropy i gazu oraz przemysłowym wydobywaniem węgla kamiennego i gipsu. Szerszy przegląd dotychczasowych wyników badań w tym rejonie można znaleźć w pracach przeglądowych (Hjelle 1993; Dallmann i in. 1999), na arkuszach map geologicznych (Lautritzen i in. 1989; Dallmann i in. 1994) oraz w szeregu prac szczegółowych (na przykład Gee i in. 1953; Lamar i in. 1986; Lønøy 1995).



Ryc. 3 Budowa geologiczna otoczenia Billefjorden wg Dallmann'a i in. (1999)

Budowa geologiczna (ryc. 3) i w konsekwencji także rzeźba otoczenia fiordu Billefjorden są w znacznej mierze uwarunkowane przebiegającą w kierunku południkowym dużą strefą dyslokacyjną – Strefą Uskokową Billefjorden (Billefjorden Fault Zone – BFZ, Harland i in. 1974). Strefa ta jest aktywna, z różną intensywnością, od prekambriu aż po czasy współczesne (sporadyczne trzęsienia

ziemi i aktywność hydrotermalna), dając łącznie przesunięcia rzędu kilku tysięcy km w poziomie i do 20 km w pionie (głównie we wczesnym paleozoiku). Wzdłuż BFZ powstał rów tektoniczny, w którym powstało większość skał obecnie widocznych w otoczeniu fiordu.

Skały basenu Billefjorden składają się z różnorodnych jednostek: od zmetamorfizowanych prekambryjskich skał Hecla Hoek, poprzez dewońskie, karbońskie, permskie i mezozoiczne warstwy osadowe, intruzje dolerytowe, oraz osady czwartorzędowe, w tym także zlitifikowane skały holoceny. Skały te należą do pięciu głównych piętér strukturalnych, których powstanie było przedzielone kolejnymi fazami aktywności tektonicznej:

- skały prekarbońskie nazywane zbiorczo często sukcesją Hecla Hoek bądź też skałami przed oldredowymi (Pre-Old Red, Dallmann i in. 1999), składają się na nie różnego typu skały krystaliczne (zarówno magmowe jak i metamorficzne) a także słabo zmienione skały osadowe różnego typu;
- skały dewońskie - głównie skały klastyczne (old red) z pokładami węgla i lokalnie przeławiczeniami wapieni, skały te zachowały się tylko po zachodniej stronie BFZ;
- skały karbońsko- permskie - są to różnorodne skały osadowe: zlepieńce, piaskowce, mułowce, różnego typu wapienie, węgle kamienne (eksploatowane do 1998), gipsy, anhydryty i dolomity. Tak duże zróżnicowanie facjalne wiąże się z aktywną wówczas BFZ;
- skały mezozoiczne – widoczne tylko w południowej części fiordu - są to łupki, mułowce i piaskowce z konglomeratami węglanowymi i fosforanowymi, w ich obrębie występują także silne dolerytowe;
- skały czwartorzędowe – zazwyczaj o niewielkich miąższościach reprezentujące muły glacyono-morskie na dnie fiordu (maksymalnie o miąższości około 25 m – Elverhøi i in. 1995) i różnego typu skały klastyczne w środowisku lądowym (w tym także już scementowane zlepieńce – Lautitzen, Salvigsen 1983; Lorenc, Szczuciński 2002).

• *Historia glacialna Spitsbergenu*

Leszek Kasprzak

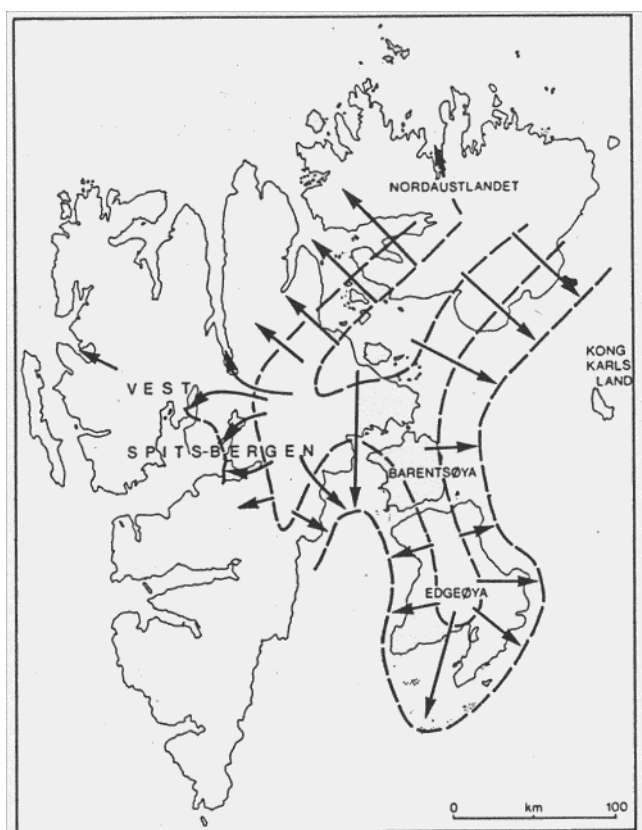
Zapis zdarzeń glacialnych na Spitsbergenie dostarcza ważnych argumentów niezbędnych w rekonstrukcji zmian klimatycznych półkuli północnej. Chronologia zlodowaceń Spitsbergenu rozpatrywana jest w nawiązaniu do dwóch ważnych zagadnień o znaczeniu globalnym.

Pierwsze z nich dotyczy synchroniczności zlodowaceń północnych i południowych krawędzi lądolodów laurentyjskiego i skandynawskiego. W kwestii tej rozpatrywane są dwa przeciwstawne modele (Boulton 1979a). Według jednego, ekspansji lądolodów kontynentalnych w kierunku południowym towarzyszył wyraźny rozrost lokalnych czasz lodowych w Arktyce (Blake 1970, Hughes i in. 1977), natomiast według drugiego, zjawiska te nie były synchroniczne (Andrews i in. 1974, Boulton 1979b).

Drugie zagadnienie wiąże historię zlodowaceń Spitsbergenu z warunkami panującymi na morzach okalających i w tym kontekście stawiany jest problem rozległości czaszy lodowej Morza Barentsa. Część badaczy (np. Hughes i in. 1977) forsuje hipotezę centrum glacialnego, które miało znajdować się na Morzu Barentsa. Konceptji tej przeciwstawiany jest pogląd (np. Boulton 1979b) według, którego przynajmniej w późnym wistulianie Morze Barentsa było wolne od lodu a Spitsbergen był zlodowacony tylko lokalnie w północno-wschodniej części. Obydwie koncepcje oparto w dużej mierze na metodzie interpretacji zapisu wysoko podniesionych, datowanych linii brzegowych odzwierciedlających izostacyjne podnoszenie Spitsbergenu, Nowej Ziemi i Ziemi Franciszka Józefa.

Badania prowadzone w rejonie Petuniabukta przez wyprawy Instytutu Badań Czwartorzędu i Geoekologii w latach osiemdziesiątych (Stankowski i in. 1989) dostarczyły argumentów, wspierających koncepcję chronologii zlodowaceń Boultona (1979b) o ograniczonej ekspansji lodowców w późnym wistulianie. Najstarszy epizod glacialny, który został zidentyfikowany w zapisie stratygra-

ficznym lub morfologicznym wystąpił w rejonie Petuniabukta w czasie tzw. Billefjorden Stage (ryc. 4, za Boulton 1979b) w okresie między 35 000 a 45 000 lat. Zebrane dane sugerują, że glacjacja odbyła się w dwóch stadiach. W pierwszym nastąpiła zasadnicza transgresja o dość dużym zasięgu, obejmującym cały region północno-wschodniego Spitsbergenu, która spowodowała pokrycie szczytowych partii gór. W drugim stadium lodowce transgredowały w większym lub mniejszym stopniu w obrębie dolin, reagując na zróżnicowane warunki termiczne. Lokalny, krótkookresowy wzrost objętości lodowców nastąpił około 6 500 lat BP. Po tym okresie zdecydowaną przewagę w regionie Petuniabukta uzyskały procesy sedymentacji morskiej w strefach brzegowych fiordu a w dolinach denudacja, indukowana obecnością zmarzliny w podłożu. Ostatni epizod nawrotu warunków glacialnych, zarejestrowany przez wały lodowo-morenowe znajdujące się w odległościach kilkuset metrów od współczesnych czoł lodowych (np. na przedpolu lodowca Ebba), został powiązany z Małą Epoką Lodową.



Ryc. 4 Zasięg Billefjorden Stage wg Boultona (1979b).

Na podstawie dotychczas przeprowadzonych badań i stale wzrastającej ilości opracowań trudno jednoznacznie wypowiedzieć się zarówno na temat synchroniczności zlodowaceń na półkuli północnej jak i zasięgu czasy lądolodowej Morza Barentsa. Spitsbergen stanowi jednak nadal ważne źródło informacji i rozpoznanie chronologii zlodowaceń w tym obszarze posiada znaczenie ponadregionalne.

• **Geomorfologia otoczenia Petuniabukta** Grzegorz Rachlewicz

Otoczenie zatoki Petunia stanowi pod względem geomorfologicznym obszar o wyjątkowej atrakcyjności ze względu na niepowtarzalność występujących tam zjawisk i form. Obserwowane zespoły rzeźby charakteryzują się zróżnicowaniem zarówno pod kątem genezy oraz natężenia procesów rzeźbotwórczych jak i wieku ich powstania. Jakkolwiek wewnątrz Billefjorden jest stosunkowo

łatwo dostępne oraz było eksplorowane od przełomu XIX i XX wieku, to opracowania dotyczące geomorfologii pojawiły się w ostatnich dwóch dekadach, głównie jako pokłosie wypraw ośrodka poznańskiego (m.in. Kłysz 1983, Stankowski 1989, Karczewski 1990, Rachlewicz* 2003).

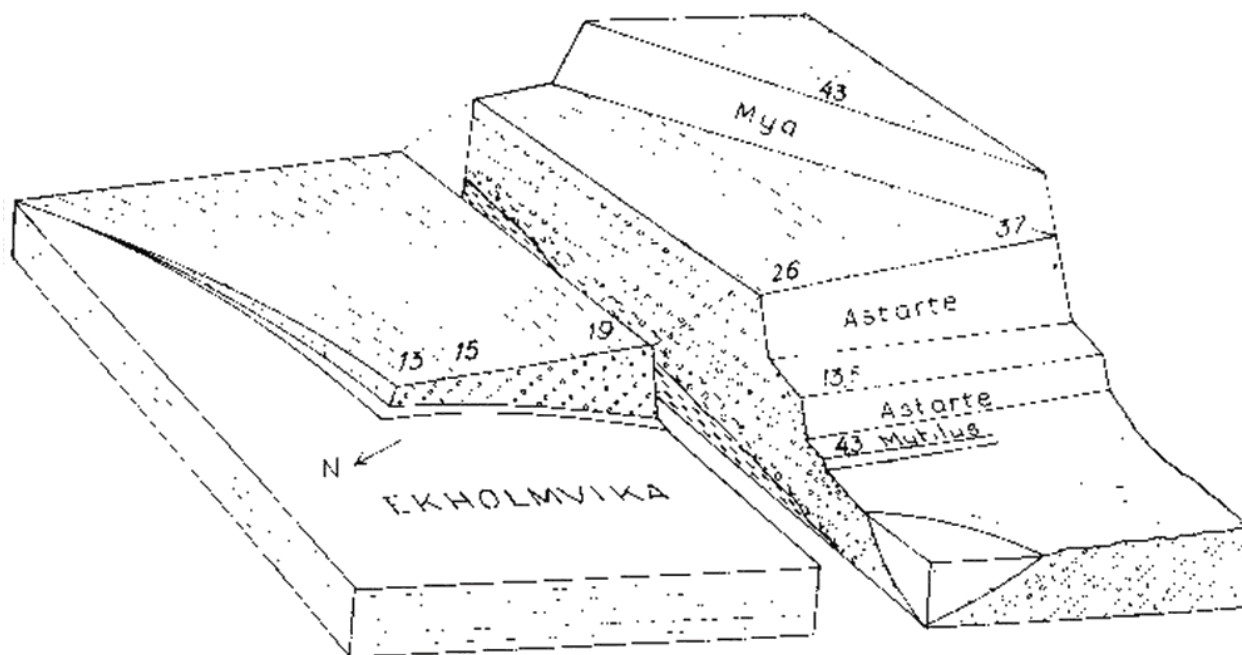
Na rzeźbę otoczenia Petuniabukta rzutują przede wszystkim ślady różnoskalowych zlodowaceń czwartorzędowych, od prawdopodobnie rozległych pokryw wczesnoplejstoceńskich, poprzez duże strumienie kształtujące rzeźbę dolinną i fiordową po ostatnie retusze odpowiedzialne za architekturę dolinnych stref marginalnych, najlepiej zachowanych z Małej Epoki Lodowej. Cykliczność i różnokierunkowość zlodowaceń, a także ich interakcje z procesami litoralnymi, w dużej mierze nadały podstawowe cechy rysom rzeźby w ujściowych odcinkach dolin. Współcześnie najbardziej widocznym procesem jest przyspieszona ablacja w strefach krawędziowych lodowców, odsłaniająca spod lodu nowe fragmenty przedpoli, gdzie dominuje system rzeźby supraglacialnej z dużym udziałem ruchów masowych na powierzchniach lodowo-morenowych oraz procesami fluwioglacjalnymi.

W zakresie procesów morfogenetycznych kształtujących rzeźbę obszarów niezlodowaconych należy uwypuklić relacje do zróżnicowanego wykształcenia kompleksów skalnych oraz złożonej tektoniki, intensywność procesów wietrzeniowych i stokowych, odpływ i procesy fluwialne zasilane głównie topnieniem pokrywy śnieżnej oraz procesy peryglacialne i eoliczne, zwłaszcza w pobliżu brzegu morskiego. W niewielkim stopniu, ale widoczne są ślady przekształceń antropogenicznych, związane z sąsiedztwem osady Pyramiden i geologiczną działalnością poszukiwawczo-wydobywczą.

b. Krawędź terasy w ujściowym odcinku doliny Ebby

• Poziomy terasowe ujściowego odcinka doliny Ebby

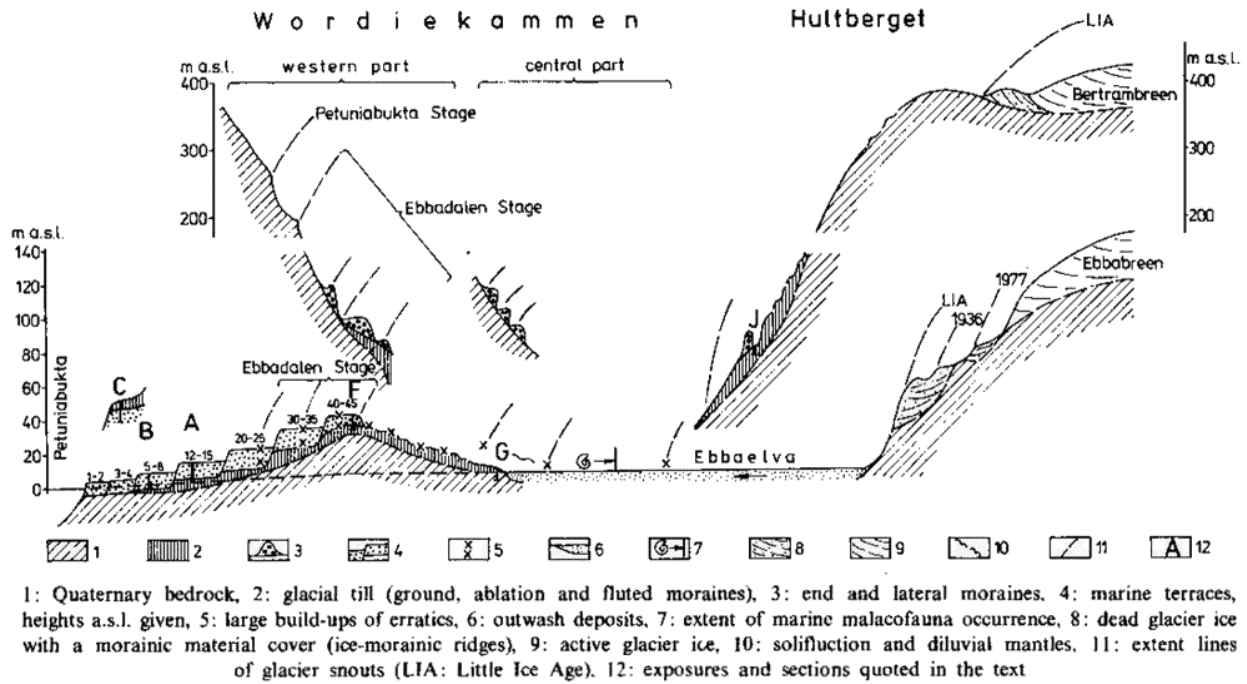
Grzegorz Rachlewicz



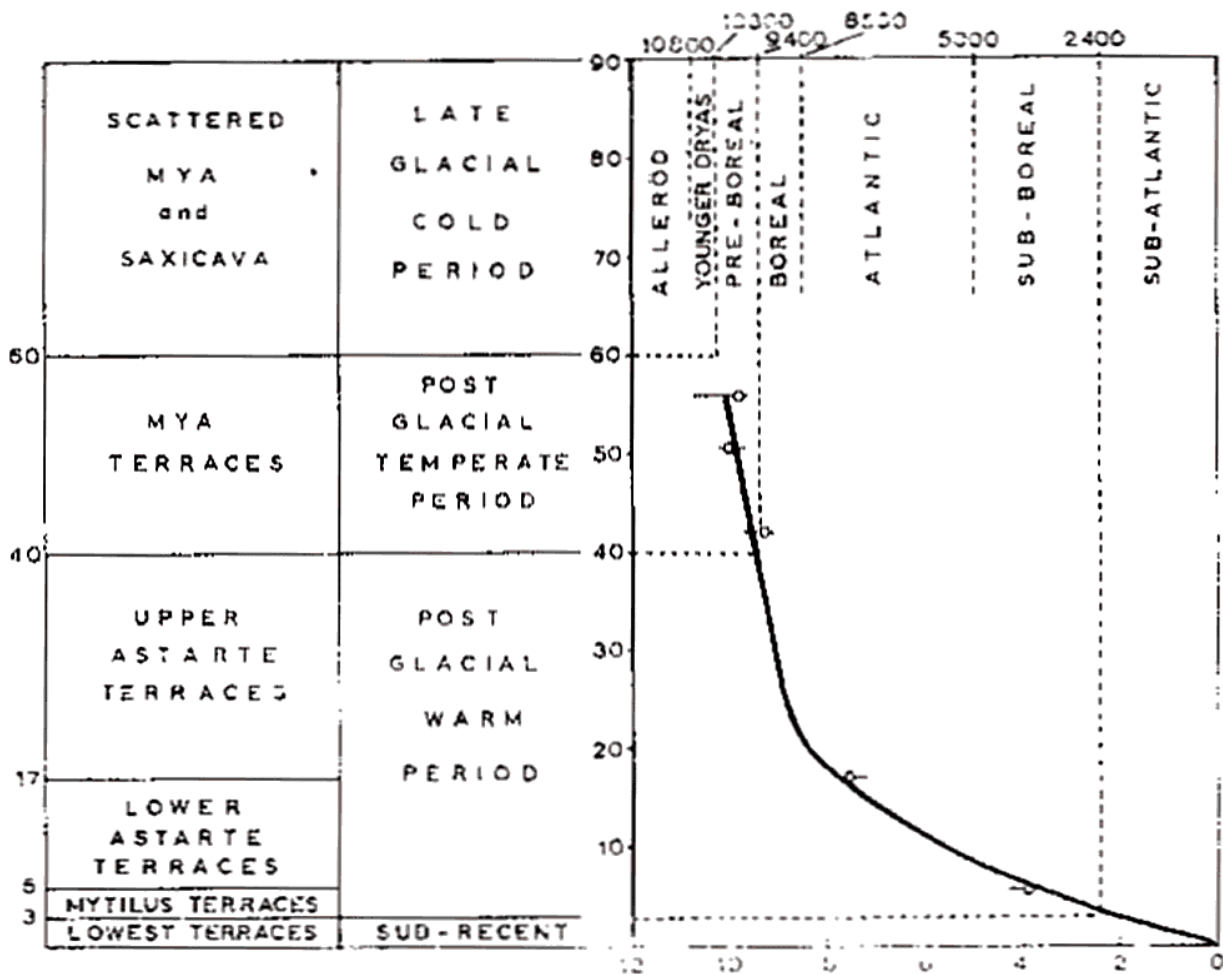
Ryc. 5 Schemat podniesionych form brzegowych w Ekholmviik – wschodnie wybrzeże Billefjorden (Feyling-Hanssen 1950)

Sterasowanie obszarów nadmorskich oraz ujściowych odcinków dolin na obszarze Spitsbergenu stanowi ciekawy przedmiot obserwacji, o dużym zróżnicowaniu w nawiązaniu do lokalizacji, przebiegu linii brzegowej i budowy geologicznej, co do którego odniesień wiekowych, korelacji poszczególnych poziomów, a niejednokrotnie także genezy istnieje szereg kontrowersji.

* Badania w obszarze Petuniabukta były prowadzone w latach 2000-2003 w ramach projektu KBN 6PO4E04121 *Obieg materii w lądowo-morskim geoeosystemie arktycznym na przykładzie Billefjorden, środkowy Spitsbergen*



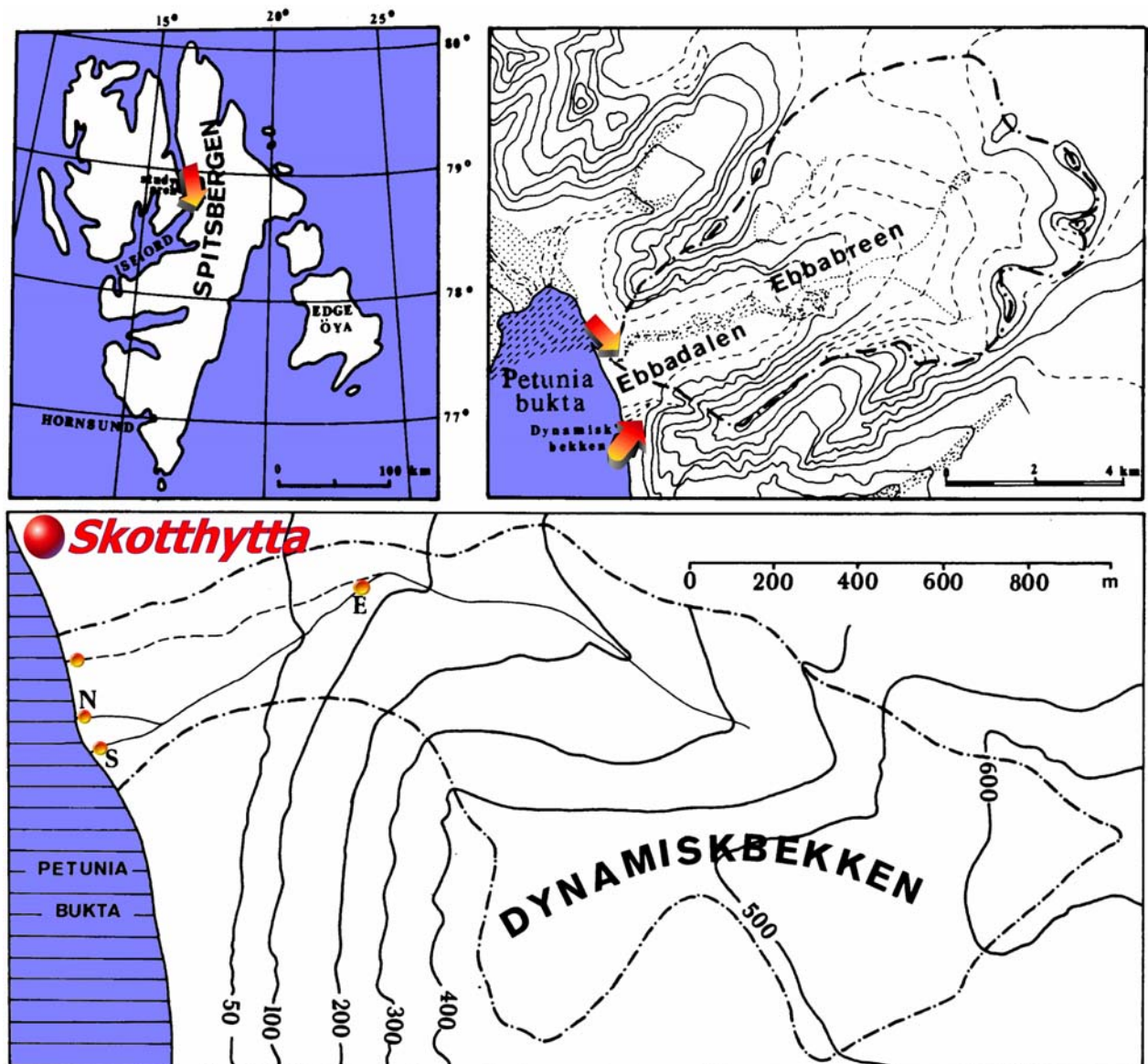
Ryc. 6 Czwartorzędowe formy i pokrywy osadowe w dolinie Ebbaelva (Kłysz i in. 1989)



Ryc. 7 Stratygrafia późnego Pleistocenu w Billefjorden (część lewa), wiek i położenie próbek datowanych metodą ^{14}C (Feyling-Hanssen, Olsson 1959-1960)

W otoczeniu Billefjorden, w tym także w Petuniabukta badania teras morskich były prowadzone od połowy XX wieku (m.in. Feyling-Hanssen 1955, Feyling-Hanssen, Olsson 1959-1960), także w nawiązaniu do procesów glacialnych, których osady stanowią często podłoże lub zazębiają się z osadami morskimi (ryc. 5). Należy tutaj zwrócić uwagę na dwa stanowiska z odsłonięciami czwartorzędowych osadów glacialnych i morskich, kluczowych dla tego obszaru: Kapp Ekholm (Mangerud, Salvigsen 1984) oraz w dolinie lodowca Hörbye (Karczewski, Rygielski 1989).

W ujściowym odcinku Ebbadalen zaznacza się szereg poziomów terasowych zarówno w osi doliny jak i na zboczach otaczających ją masywów górskich (ryc. 6, Kłysz i in. 1989, Stankowski i in. 1989). Wysokość teras sięga 70-80 m n.p.m. i w ich budowie widoczne są ślady zlodowaceń szeroko rozwiniętych w plejstocenie (ryc. 7). Dla osadów morskich tych poziomów uzyskano datę $14C\ 37860 \pm 1000$ lat BP (Szczuciński, Rachlewicz 2003). Młodsza sekwencja terasowa, w osiowej części doliny zaznacza się od wysokości 45 m n.p.m. do współczesnego wybrzeża morskiego i jest wiązana ze zmianami poziomu morza w od środkowego holocenu. W młodszym holocenie, wraz z postępującym ociepleniem, zaznacza się transgresja morska w środkowej części doliny, zapisana w osadach o charakterze lagunowym.

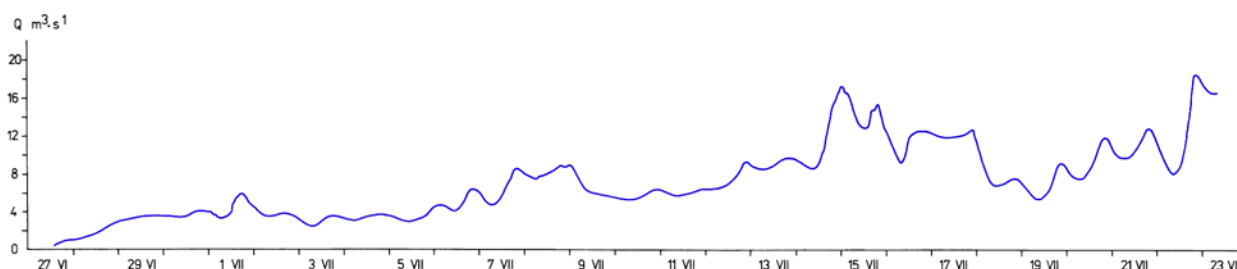


Ryc. 8 Lokalizacja zlewni Ebbaelva i Dynamiskbekken

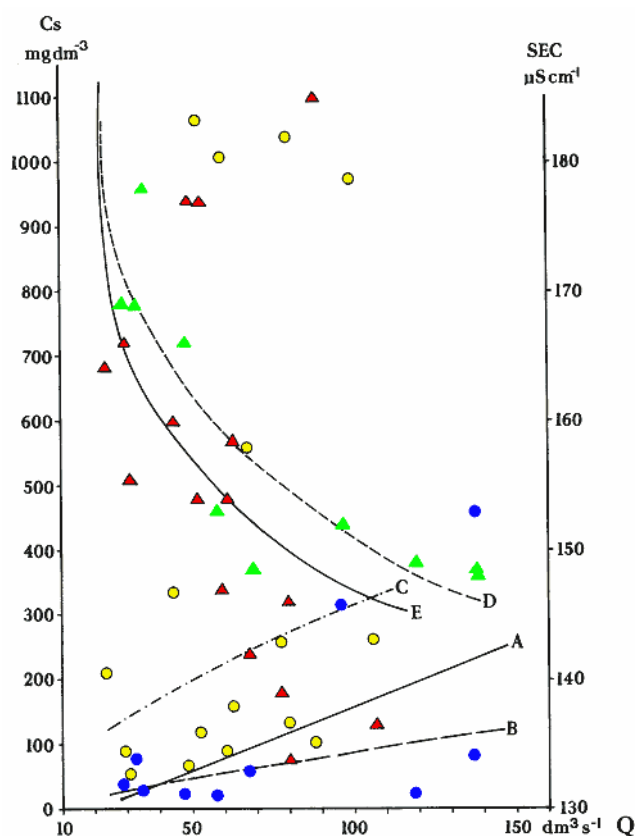
• **Dynamika transportu fluwialnego Ebby**

Andrzej Kostrzewski, Grzegorz Rachlewicz, Zbigniew Zwoliński

Rzeka Ebba (ryc. 8) odwadnia dwa lodowce – Ebba i Bertram, obejmujące około 52 % powierzchni zlewni (51,5 km²). W zasięgu zlewni około 10% (Kłysz 1985) obszaru zajmują nunataki (do 1124 m n.p.m.), reszta to niezlodowacone masywy górskie z pokrywami zwietrzelinowymi i dolina (4 km). Średnia wysokość zlewni wynosi 500 m n.p.m., natomiast średni spadek 7°. Budowa geologiczna zlewni jest bardzo zróżnicowana, występują tu prekambryjskoordowickie skały krystaliczne, oraz metamorficzne formacje Hecla Hoek, a także piaskowce, zlepieńce, wapienie, gipsy i węgiel kamienny wieku karbońsko-permskiego.



Ryc. 9 Zmiany przepływu wody w ebbie w okresie od 27 czerwca do 23 lipca 1985



- $Cs = 1,9532Q - 36,742$ $r = 0,562$
- $Cs = 1,4231Q - 0,8971$ $r = 0,493$
- $Cs = 14,57Q - 0,6666$ $r = 0,278$
- ▲ $SEC = 242,6375Q - 0,103$ $r = 0,888$
- ▲ $SEC = 230,4813Q - 0,098$ $r = 0,422$

Ryc. 10 Zależności między przepływem wody a koncentracją materiału zawieszonego i rozpuszczonego w ebbie, lato 1985

Badania prowadzone były w sezonie letnim 1985 (Kostrzewski i in. 1987, 1988, 1989) oraz w sezonach letnich 2000-2002 (Rachlewicz 2003). Pomiary dwa razy na dobę obejmowały pomiary stanu wody i koncentracji substancji rozpuszczonej i zawiesiny. Profil hydrometryczny założony był w ujściowym odcinku Ebby.

Przebieg pomiarów hydrologicznych i denudacyjnych w badanej zlewni warunkowany jest czasową i przestrzenną zmiennością pokrywy śnieżnej i lodowej. Podczas pogody radiacyjnej do rytmu przepływu nawiązywała zmienność temperatury wody oraz koncentracja materiału rozpuszczonego i zawieszonego. Opady wyraźnie przyspieszają tempo ablacji oraz powodują zaburzenie regularnego dobowego odpływu materiału rozpuszczonego i zawieszonego. Należy zwrócić uwagę, że w zlewni Ebby, która reprezentuje zlewnię zlodowaconą, wraz z upływem wiosny i lata następował wzrost przepływów, niezależnie od krótkookresowych zmian temperatury powietrza i usłonecznienia (ryc. 9).

Pomiary dynamiki transportu fluwialnego w Ebby (ryc. 10) wykazały zdecydowaną przewagę denudacji mechanicznej nad chemiczną. Średni wskaźnik denudacji mechanicznej wyniósł w 1985 roku $69 \text{ gs}^{-1}\text{km}^{-2}$ (5,5-932), ze zlewni odpłynęło z wodą $268 (\pm 40\%) \text{ t km}^{-2}$ zawiesiny. Natomiast średni współczynnik jednostkowy denudacji chemicznej wyniósł w 1985 roku $21,5 \text{ gs}^{-1}\text{km}^{-2}$ (16,6-40,1) co oznacza, że w okresie obserwacji ze zlewni Ebby odprowadzone zostało $43,4 (\pm 33\%) \text{ t km}^{-2}$ substancji rozpuszczonych. Denudacja mechaniczna i chemiczna w latach 2000-2002 utrzymywała się na podobnym poziomie.

• **Środowiska sedymentacji morskiej w Billefjorden**

Witold Szczuciński

Billefjorden stanowi przykład typowego fiordu zamkniętego płytkim progiem (10-40 m) o wielobasenowej budowie. W okresie letnim można wyróżnić w nim trzy główne typy mas wodnych: wody powierzchniowe, wody przejściowe i wody lokalne (przechłodzone zimowe). Pierwsze mają zróżnicowany zasięg: przed czołem lodowca dochodzą do 10 m, zaś w pozostałej części fiordu osiagają nie więcej niż 2 m miąższości. Ich temperatura i zasolenie są bardzo zróżnicowane: $1 - 10^\circ\text{C}$ i $> 34 \text{ PSU}$. Wody przejściowe występują do około 50 m głębokości (w przybliżeniu głębokość progu na wejściu do fiordu) i charakteryzują się temperaturami od $-1,24$ do $4,18^\circ\text{C}$ oraz zasoleniem $33,5 - 35 \text{ PSU}$. Wreszcie wody lokalne zalegające głębsze partie fiordu o temperaturach $-1,76$ do $-1,44$ i zasoleniu $34,88 - 35,85 \text{ PSU}$, które odpowiadają charakterystyką przechłodzonych wód zimowych powstałych podczas wytrącania solanki z powstającej pokrywy lodowej. Cyrkulacja jest głównie uwarunkowana siłą Coriolisa, lokalną topografią oraz wpływami pływów i wiatrów. Wzdłuż wschodniego wybrzeża dominuje prąd płynący na północ a wzdłuż zachodniego – na południe.

Głównym typem osady są muły glacialnomorskie gdzie około 40 % stanowią ropy, około 50% frakcja pyłowa a frakcja piaszczysta i większa poniżej 10%. Rozkład frakcji osadu jest bimodalny, co wskazuje na przynajmniej dwa mechanizmy sedymentacji – opad z zawiesiny oraz wytapianie z gór lodowych. Tempa sedymentacji wahają się w zakresie od ponad 1cm na rok w pobliżu czoła lodowca Nordenskiöld i w rejonie delty w Petuniabukta do przeciętnie $0,12 - 0,16 \text{ cm}$ na rok w osiowej części fiordu i praktycznie braku sedymentacji na progach. Skład geochemiczny jak i mineralogia osadów wskazują na dominujący w skali fiordu udział materiału transportowanego z lodowca Nordenskiöld, który jest wymieszany z materiałem dostarczanym z lokalnych zlewni.

• **Właściwości fizyko-chemiczne wód jezior tundrowych**

Małgorzata Mazurek

Na wschodnim wybrzeżu Petuniabukta, w sąsiedztwie odcinka przełomowego Ebbaelva występuje system podniesionych teras morskich. Na erozyjno-akumulacyjnych terasach wyniesionych od 8 do 16 m n.p.m. występuje kilku centymetrowa warstwa organiczno-mineralna przykrywająca osady kamienisto-żwirowe, ze znaczną zawartością węglanu wapnia i szczątkami malakofauny (Kłysz i in. 1989). Maksymalna miąższość odmarzniętego gruntu przekracza w tej strefie 1 m. W obrębie terasów występują różnej wielkości zbiorniki wodne i młaki, które gromadzą wody z top-

niejącego śniegu i letniej degradacji wieloletniej zmarzliny. Od roku 1987 zanotowano zmniejszenie ilości i powierzchni tych zbiorników. Również podczas arktycznego lata zmniejsza się powierzchnia jeziorok tudrowych, bowiem część z nich okresowo lub na stałe zanika. Głębsze zbiorniki wodne funkcjonują przez całe lato, zamarzając do dna jesienią. W trakcie kilku ekspedycji ośrodka poznawczego prowadzono badania zmienności przestrzennej i czasowej składu chemicznego wód wybranych zbiorników wodnych (por. Stankowska 1989).

W latach 2001-2002 badaniami właściwości fizyko-chemicznych objęto cztery zbiorniki wodne, z których trzy (I, II, III) położone są po południowej stronie przełomu Ebbaelva, a największy z nich (IV) po stronie północnej, u podnóża stoków Løvehovden.

Badane zbiorniki charakteryzują się różnym stopniem mineralizacji i odmiennym składem jonowym. Wody badanych zbiorników można zaliczyć do wód wodorowęglanowo-wapniowych, z odchylnem w zakresie od 7,62 do 8,69. W roku 2002 średnie wartości przewodnictwa elektrycznego właściwego wód zbiorników zmieniały się od 302,5 do 436,33 μScm^{-1} . Zbiorniki II i III charakteryzują się zbliżonym składem chemicznym, co wynika z ich położenia w obrębie większej poprzednio misy jeziornej, którą wypełniają dziś dwa odrębne zbiorniki o takich samych osadach dennych i źródłach zasilania. Te płytkie zbiorniki wykazywały duże wahania stanów, przez okresowy zanik zbiornika II, do szybkiego ich zamarznięcia na początku września. Najniższe cotygodniowe wartości przewodnictwa elektrycznego właściwego w zakresie 287-355 μScm^{-1} zanotowano w największym powierzchniowo i najgłębszym zbiorniku położonym u podnóża Løvehovden.

Zróźnicowanie mineralizacji i składu chemicznego notowane w okresie polarnego lata to efekt zmiany dopływu wód powstałych w wyniku letniej degradacji wieloletniej zmarzliny i wód z topniejącego śniegu, charakteru osadów podłoża i intensywności procesów biochemicznych zachodzących na obszarach występowania zbiorników.

c. Środkowa część doliny Ebby

• *Formacja Ebbadalen*

Witold Szczuciński

W rejonie Billefjorden (ryc. 3), po wschodniej stronie Strefy Uskokowej Billefjorden (BFZ), najpowszechniej reprezentowane są formacje należące do Grupy Gipsdalen (Cutbill, Challinor 1965). Grupa ta dzieli się na dwie podgrupy: Campbellryggen (środkowy i górny karbon) oraz Dickson Land (górny karbon – dolny perm). Starsza z tych podgrup jest wykształcona jedynie w rejonie rowu tektonicznego Billefjorden. Dzieli się ona na trzy formacje: Hultberget, Ebbadalen i Minkinfjellet (Dallmann i in. 1999).

W otoczeniu zatoki Petuniabukta powszechnie występują skały należące do formacji Ebbadalen (ryc. 3). Tutaj też, na północnych stokach Wordiekammen, znajduje się jej stratotyp (Holliday, Cutbill 1972). Formacja Ebbadalen dzieli się na trzy ogniwa: dolne ogniwo Ebbaelva oraz górne ogniwo Trikolorfjellet, to ostatnie w odsłonięciach położonych dalej na północ, z racji innego wykształcenia jest nazywane ogniwem Odellfjellet (Dallmann i in. 1999). Wiek powstawania formacji Ebbadalen określono, na podstawie skamieniałości ramienionogów i otwornic, na środkowy karbon (baszki lub nawet nieco wcześniej). Jej miąższość waha się od 0 do >550 m, zaś w profilu stratotypowym ma około 280 m. Formacja ta leży w asymetrycznym wydłużonym równolegle do BFZ basenie o szerokości około 18 km. Największe miąższości osiąga przy strefie uskokowej i wyklinowuje się ku wschodowi. Facje reprezentowane w tej formacji są bardzo zróżnicowane zarówno lateralnie, jak i w pionie, a do prawdopodobnych środowisk sedymentacji zaliczyć można jeziora, stożki aluwialne, rzeki roztokowe, estuaria, delty, sebhki, laguny i plaże.

Dolne ogniwo tej formacji – ogniwo Ebbaelva - ma miąższość ponad 200 m na zachodzie (przy strefie uskokowej) i zmniejsza się ku wschodowi. Charakteryzuje się bardzo dużą zmiennością facjalną. Ogniwo składa się z szarych i żółtych piaskowców przewarstwionych z szarzielonymi łupkami i wkładkami węglanów, anhydrytów, zlepieńców i czerwonych piaskowców. Transport materiału, tworzącego później skały klastyczne, był z kierunku zachodniego, czyli od względnie pod-

noszonych zachodnich skrzydeł uskoków tworzących BFZ, ku relatywnie obniżanemu basenowi sedymentacyjnemu w rowie tektonicznym.

Ogniwo Trikolorfjellet składa się głównie ze skał węglanowych i siarczanowych. W przeciwieństwie do ogniwa Ebbaelva jego miąższość jest największa w środkowej części basenu i zmniejsza się zarówno ku BFZ jak i ku wschodowi. Powszechnie występujące skały gipsowe i anhydrytowe powstały zapewne w środowisku sebhki. Dzięki swojej relatywnie większej odporności na wietrzenie fizyczne są one bardzo dobrze widoczne na stokach, a nawet tworzą klify morskie. W większości są to anhydryty gruzłowe o imponujących rozmiarach gruzłów – do ponad 50 cm (Lorenc, Szczuciński w przygotowaniu). Warstwy skał siarczanowych są przewarstwione ciemnymi (bitumicznymi) i żółtymi wapieniami oraz dolomitami. Powstawały one w różnych warunkach: od środowiska lagunowego i międzypływowego po otwarte morze. Lokalnie występują (dominujące w obocznie występującym ogniwie Odelfjellet) czerwone mułowce i piaskowce interpretowane jako osady stożków aluwialnych.

• **Współczesne procesy morfogenetyczne w dolinie Ebby**

*Andrzej Kostrzewski, Małgorzata Mazurek, Grzegorz Rachlewicz,
Zbigniew Zwoliński*

Funkcjonowanie współczesnego systemu denudacyjnego otoczenia Petuniabukty uwarunkowane jest położeniem w środkowej części Spitsbergenu, zmiennością sezonową i wieloletnią warunków pogodowych oraz rzeźbą i geologią terenu. Obszar ten posiada wyraźne cechy klimatu kontynentalnego, zaznaczające się zarówno w warunkach termicznych jak i opadowych. Należy zaznaczyć, że przebieg i natężenie procesów morfogenetycznych ma tu odmienny charakter w porównaniu z obszarami położonymi w SW części wyspy.

Dolina Ebby ma charakter policykliczny i poligenetyczny. I tak górna część doliny pozostaje pod wpływem bezpośredniego i pośredniego działania lodowca. Obszary położone ponad powierzchnią lodowca podlegają intensywnym procesom wietrzeniowym, tworząc strome ściany stoku względnie stoki pokryte są zwietrzeliną blokowo-gruzową. W zasięgu basenu lodowcowego przebiegają procesy egzaracji lodowcowej, transportu materiału morenowego (pokrywy supraglacialne, pokrywy subglacialne, wały lodowo-morenowe) oraz zaznacza się wyraźnie działalność wód lodowcowych. Grzbiety górskie, płaskie powierzchnie fiordów modelowane są przez procesy mrozowe, niwacje, soliflukcje i procesy eoliczne. Dobrze zaznaczają się w dolinie Ebby ściany skalne (proste lub z terasami strukturalnymi) modelowane są przez procesy mrozowe i związane z nimi procesy grawitacyjne (odpadanie, obrywanie) i niwacje.

Zwietrzelina gruzowa jest typowym utworem współczesnego środowiska morfogenetycznego strefy polarnej. Cecha gruboziarnistości, graniastości i złego wysortowania w zakresie uziarnienia i stopnia obróbki ziarn kwarcowych określają tzw. stan początkowy (zerowy) świeżych zwietrzelin gruzowych strefy peryglacialnej. Charakter zwietrzelin gruzowych, forma ich wykształcenia są dobrymi wskaźnikami aktualnego stanu i funkcjonowania współczesnego morfolitosystemu strefy polarnej (Kostrzewski 1996). Ważnym elementem rzeźby doliny są gruzowe stoki usypiskowe z dobrze wykształconymi stożkami blokowo-gruzowymi. Przekształcane są one przez procesy odpadania, obrywania, osypywania (ruchy masowe o różnym natężeniu), przez lawiny śnieżne i kamieniste oraz przez okresowe wody roztopowe.

W dolinie Ebby występują także rozległe powierzchnie stoków soliflukcyjnych, soliflukcyjno-osuwiskowych często przechodzące w stożki napływowe. Powierzchnie te modelowane są przez spływy gruzowe i błotne, lawiny śnieżne, okresowo spływające potoki i ługowanie śródglebowe.

Dno doliny odwadniane jest przez rzekę Ebbę. Na przedpolu lodowca uformowana jest, ciągle przekształcana powierzchnia sandrowa przez zmienny w czasie układ koryt. Dno doliny przekształcane jest przez nieregularny przebieg koryta, przez okresowe wezbrania oraz przez procesy poprzeczne (dopływy, spływy błotne). Równina sandrowa Ebby reprezentuje początkowy etap powstania, posiada zmieniający się przestrzennie układ koryt rzecznych, okresowo jest zalewana – co

ma wpływ na wykształcenie oddzielnych facji. W kształtowaniu równiny podstawową rolę odgrywają odpływy proglacjalne i niwalne (Kostrzewski 1996), procesy mrozowe i eoliczne mają także wpływ na charakter powstałych facji osadowych. Podniesione terasy morskie przemodelowywane są przez działający zamróz, okresowe wody płynące i ługowanie w obrębie warstwy czynnej.

Współczesny cykl rozwoju rzeźby doliny Ebby to przede wszystkim etap przekształcania rzeźby glacialnej, z wyraźnym wpływem procesów wietrzeniowo-denudacyjnych i fluwialnych.

d. Strefa marginalna lodowca Ebba

• *Skały krystaliczne północnego otoczenia Billefjorden*

Witold Szczuciński

Północne otoczenie fiordu Billefjorden ma bardzo złożoną budowę geologiczną (ryc. 3). Pocięte serią uskoków należących do Strefy Uskokowej Billefjorden (BFZ – Harland i in. 1974), prezentuje sąsiadujące ze sobą paleozoiczne skały osadowe i prekambryjskie skały krystaliczne. Większość tych ostatnich należy do tak zwanej Sukcesji Hecla Hoek (zespołu przeddewońskich skał, które były zaangażowane w orogenezę kaledońską). Skały te podlegały zarówno tektonice blokowej, jak i wielokrotnym fałdowaniom. Do najczęściej spotykanych skał należą: gnejsy, łupki, fyllity, amfibolity i sjenity oraz w mniejszości granity, kwarcyty i marmury (Harland i in. 1974; Lauritzen i in. 1989; Dallmann i in. 1994). Skomplikowana sytuacja tektoniczna uniemożliwia ich dokładniejsze korelowanie i bardzo utrudnia interpretację warunków powstawania skał. Regionalna analiza ujawniła (Harland i in. 1974; Winsens 1979; Ohta 1982 i inni), iż cała sekwencja tych skał w tej części Spitsbergenu osiąga około 18 km miąższości. Dolne 12 km to przede wszystkim w różnym stopniu zmetamorfizowane skały wulkaniczne (późniejsze amfibolity) przechodzące stopniowo w około 4 km skał klastycznych (gnejsy, łupki, fyllity, kwarcyty), 2 km węglanów (marmury), tillity (1 km). Sekwencję zamykają skały zdominowane przez węglany. Ten zespół skał tworzył się prawdopodobnie przez około miliard lat. W tym okresie czasu jak i później miało miejsce szereg intruzji skał magmowych (granity, sjenity).

Ograniczony zasięg przestrzenny wychodni tych skał sprzyja wykorzystaniu ich jako wskaźników kierunku transportu. Czy to w postaci eratyków (znajdywanych zarówno w dnach dolin jak i na spłaszczeniach szczytowych), czy zrzutków (*drop stones*) w morskich osadach fiordu, gdzie - na przykład amfibolity - są wskaźnikiem tras migracji gór lodowych ciążących się z lodowca Nordenskiölda (Szczuciński 2003).

• *Geomorfologia strefy marginalnej lodowca Ebba*

Grzegorz Rachlewicz

Strefa marginalna Lodowca Ebba, pochodząca z Małej Epoki Lodowej (600-100 lat BP – Kłysz i in. 1989), zajmuje środkową część doliny, poniżej progu utworzonego z odpornych skał metamorficznych. Nawet w osiowej części doliny zaznacza się płytko zalegające podłoże skał litych, ze zmutonizowanymi wychodniami na granicy strefy morenowej i sandrowej. Zbocza doliny charakteryzuje dominacja rzeźby egzaracyjnej, z wyglądami lodowcowymi ze śladami rys i podciosami do około 50 m ponad jej dnem. W górnej części ten poziom zaznacza się akumulacją moren bocznych, przede wszystkim po południowej stronie lodowca, we wnętrzu „zakola” lodowego, skręcającego tutaj na SW czoła. Strefa marginalna, ułożona w dolinie w kształcie rozległego owalu, wykazuje wyraźną asymetrię oraz trójdzielność, zajmując w 2/3 część bliżej południowych zboczy. Tutaj także znajdują się maksymalne kulminacje wałów morenowych wznoszące się na 20-25 m ponad dno doliny wypełnione seriami sandrowymi. W części południowej zaznaczają się bardzo intensywne procesy przekształcania wałów morenowych wypełnionych martwym lub pasywnym lodem poprzez ruchy masowe w postaci osuwisk gliny oraz zapadania się wytapianych przestrzeni inglacialnych i szczelin

między bryłami lodu. W części centralnej strefy marginalnej zaznacza się obniżenie, przylegające do wału będącego przedłużeniem moreny środkowej lodowca, zajęte przez zespół jeziorów śródmorenowych, drenowanych systemem szczelinowym w lodzie do wypływów na krawędzi strefy. Morena środkowa zaznacza się wyraźną odrębnością od osadów wytopiskowych zarówno morfologicznie jak i materiałem skalnym przemieszczanym w ciągłym transporcie od nunataka Bastion, znajdującego się w górnej części basenu lodowca. W segmencie północnym strefy marginalnej ilość osadów morenowych jest ograniczona i występuje jako nieciągła pokrywa na zmutonizowanej powierzchni progu skalnego o wysokości ok. 40 m, ponad którym przelewa się widowiskowy wodospad zasilany subglacjalnym wypływem na czole lodowca. Głównie z tym odpływem związana jest seria sandrowa rozpoczynająca się u stóp progu skalnego. Przesłanki litologiczne i morfologiczne w postaci izolowanych pagórków morenowych występujących w tej części ponad powierzchnią akumulacji fluwioglacjalnej, wskazują na możliwość niewielkiej szarzy czoła lodu przez próg, o zasięgu mniejszym niż zasięg Małej Epoki Lodowej.

• ***Sedymentacja osadów w obrębie wałów lodowo-morenowych***

Leszek Kasprzak

Szybkość dostawy lodu i jego ablacja w strefie marginalnej posiadają decydujące znaczenie dla stanu dynamicznego czoła lodowca. Prawidłowość tę o charakterze ogólnym mogą modyfikować takie czynniki jak: plastyczność lodu, temperatura w strefie bazalnej i zawartość wody na kontakcie stopa lodowca/podłoże oraz topografia, wymuszająca określone warunki hydrologiczne w strefie proglacjalnej. Wzrost tempa ablacji prowadzi do recesji, która może polegać na utracie mobilności większych lub mniejszych partii lodu. Współczesne lodowce zanikają zarówno według modelu recesji arealnej jak i frontalnej. Zdecydowana ich część wycofuje się jednak frontalnie, co dokumentują formy marginalne naśladujące swoim przebiegiem zasięg kolejnych, recesyjnych faz postojowych lobów lodowcowych. Podstawowym mechanizmem deglacjacji jest w takich przypadkach wydzielanie się z aktywnego czoła lodowca wałów lodowo-morenowych.

Wały lodowo-morenowe opisano z Alaski i Arktyki Kanadyjskiej, Grenlandii, Islandii, Spitsbergenu, Skandynawii, a także z lądolodu antarktycznego. Łód budujący trzony wałów lodowo-morenowych pochodzi z czołowych partii lodowca (Kozarski, Szupryczyński 1973). Może także zawierać inkorporowane w czasie transgresji: fragmenty starszego lodu martwego (Johnson 1971, Hooke 1973), zasp śnieżnych (Östrem 1964; Östrem, Arnold 1970) lub całe stożki terminoglacjalne (Evans 1989, Shaw 1977).

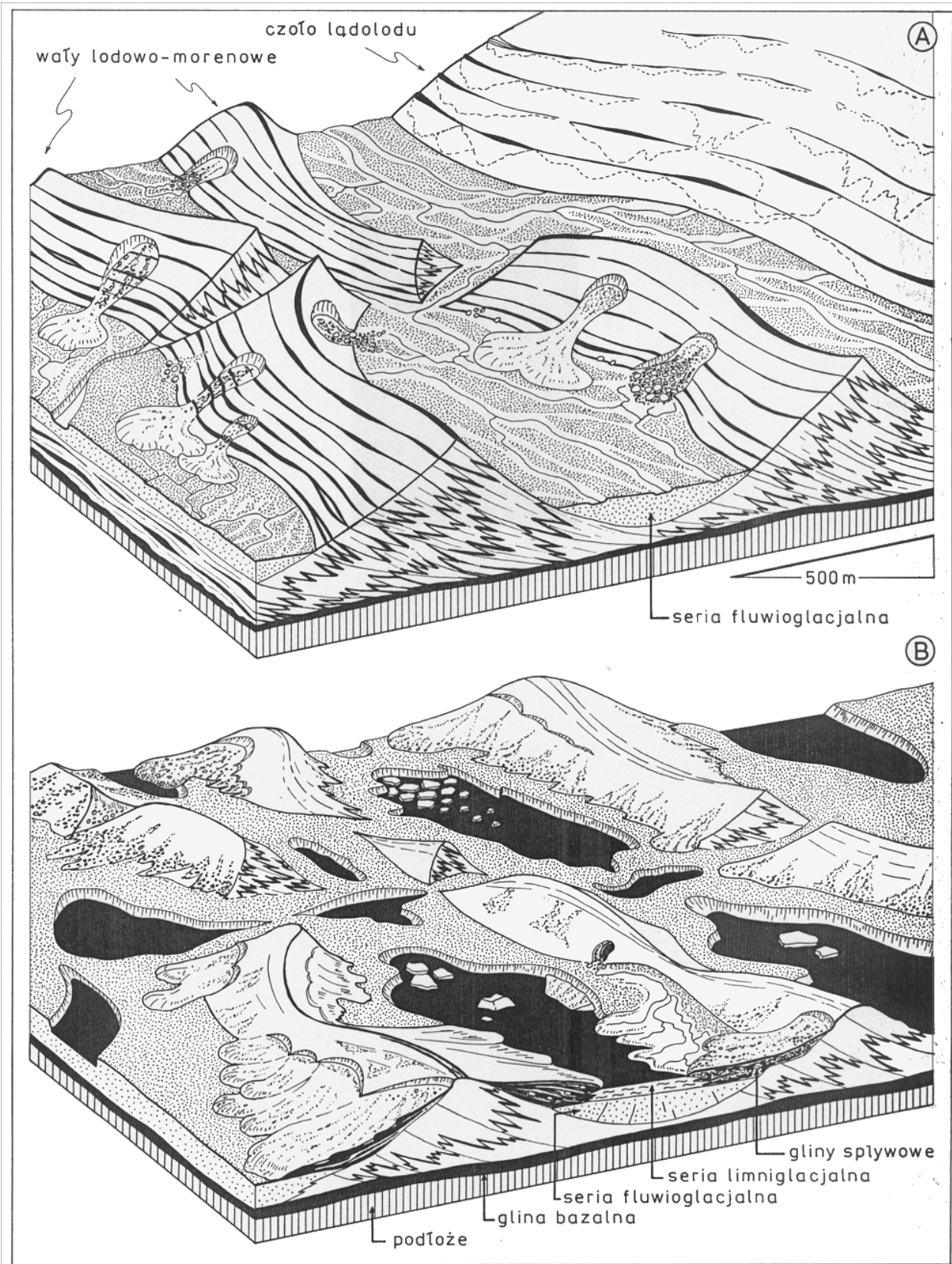
W procesie wyodrębniania się wałów lodowo-morenowych, który został bardzo dokładnie rozpoznany i opisany (np. Östrem 1959, Boulton 1967, Szupryczyński 1963, Kozarski, Szupryczyński 1973), najbardziej istotnym etapem jest pokrycie najniższych partii czoła lodowca materiałem mineralnym o miąższości wystarczającej do spowolnienia lub czasowego zatrzymania ablacji. Ostatnio Kjær i Krüger (2001) wykazali, na podstawie badań na Islandii, że zawartość materiału mineralnego w lodzie martwym może być zbyt niska żeby proces konserwowania lodu był wystarczająco efektywny. Najlepsze warunki do konserwacji znacznie większych partii lodu istnieją w lodowcach żywych, aktywnie dostarczających materiał mineralny do krawędzi.

Zakonserwowanie dolnej części jeszcze żywego lodu następuje gdy pokrywa ablacyjna przekroczy swoją miąższością głębokość letniego rozmarzania (Boulton 1967). W warunkach środkowego Spitsbergenu prawdopodobnie wystarczająca jest już warstwa o miąższości 1,5m.

Selektywna ablacja i działalność wód roztopowych, które poprzez termerozję powodują pogłębienie wszelkich zagłębień inicjalnych, prowadzi do oddzielenia od czoła lodowca pierwszego ciągu wałów lodowo-morenowych, który zazwyczaj posiada lobowy przebieg (Kozarski, Szupryczyński 1973, Szupryczyński, Kozarski 1970).

Proces wyodrębniania wałów może powtarzać się wielokrotnie, jeżeli recesja frontalna będzie wystarczająco wolna a dostawa materiału wystarczająco efektywna. Może też to być zdarzenie jednostkowe, jeżeli tempo recesji ulegnie przyspieszeniu lub gdy do krawędzi lodowca będzie do-

pływał lód relatywnie czysty, tzn. zawierający zbyt małą ilość materiału morenowego niezbędnego do jego konserwacji.



Ryc. 11 Kształtowanie rzeźby i osadów w warunkach wytapiania się ukierunkowanych wałów lodowo-morenowych wyodrębnianych z czoła lodowca w trakcie powolnej recesji frontalnej

Efekty sedymentacyjne i morfologiczne w strefach marginalnych kształtowanych w obrębie wałów lodowo-morenowych mogą być bardzo zróżnicowane. W regionie Petuniabukta istnieją dwie skrajne odmiany: ciągi lobowo ułożonych pagórków lub też ciągi zorientowanych zagłębień bezodpływowych. Dla wystąpienia pierwszego przypadku niezbędna jest stała i dość znaczna dostawa materiału mineralnego. Dostawa ta musi być na tyle duża aby doszło nie tylko do przykrycia i zakonserwowania trzonów lodowych ale także, w późniejszej fazie, do sedymentacji w obniżeniach między wałami. Do wytworzenia zagłębień bezodpływowych, naśladujących swoim przebiegiem zasięg czoła lądolodu, niezbędne jest jedynie zakonserwowanie trzonów lodowych.

Obserwacje, pochodzące ze współcześnie kształtowanych stref marginalnych na obszarach polarnych, pozwalają zaproponować model procesu kształtowania rzeźby i osadów w środowisku sedymentacyjnym wałów lodowo-morenowych. Dwa wybrane etapy tego procesu przedstawiono na ryc. 11. Wcześniejszy z nich (ryc. 11A) dotyczy okresu początkowego w rozwoju wałów lodowo-morenowych. Etap ten posiada zapis sedymentacyjny, w postaci serii fluwioglacjalnej. W miarę tworzenia się nowych ciągów wałów lodowo-morenowych, obniżenia w ciągach zewnętrznych, opuszczane są przez główne strumienie wód roztopowych i wówczas zaczyna dominować, w zastóiskach zasilanych przez wody z topniejących trzonów lodowych, sedymentacja typu jeziornego (ryc. 11B). Zapisem sedymentacyjnym tego okresu są serie limniglacjalne, występujące powyżej piaszków i żwirów fluwioglacjalnych. W okresie, w którym energia procesów erozyjnych jest niska, materiał dostarczany ze stoków lodowych ulega znacznie mniejszej transformacji prądowej. Dzięki temu mogą zachować się w nim zarówno struktury jak i tekstury, stanowiące zapis procesów grawitacyjnych, głównie spływania subaeralnego lub subakwalnego. W zależności od mobilności, spływy pokrywają mniejsze lub większe powierzchnie stropowe uprzednio złożonych osadów o dominancie limniglacjalnej, formując pokrywy różnej miąższości. Dopiero całkowite wytopienie się wałów lodowo-morenowych, prowadzi do nadania omówionym osadom postaci ciągów pagórków uporządkowanych lobowo.

Przedstawiony mechanizm sedymentacji ciągów pagórków po wałach lodowo-morenowych jest ujęciem modelowym. Analiza konkretnych profili osadów deponowanych wg takiego modelu ujawnia szereg odstępstw od przedstawionych reguł wynikających z różnic lokalnych. Na obecnym etapie badań można stwierdzić, że podstawowym czynnikiem decydującym o układzie form po wałach lodowo-morenowych jest wydajność depozycyjna czoła lądolodu. Jeżeli na czole lądolodu wydzielane są duże ilości materiału morenowego, co jak należy oczekiwać ma miejsce gdy recesja jest bardzo wolna, to konserwacji ulegają znaczne fragmenty lodu. Proces taki prowadzi do wykształcenia wałów lodowo-morenowych o nieregularnym przebiegu. Prawdopodobnie sytuacja taka miała miejsce w strefie marginalnej lodowca Hörby. Jeżeli ilość materiału wydzielanego na czole jest silnie skoncentrowana w krótkim czasie a następnie lodowiec przejdzie do szybkiej recesji lub też ustanie dostawa materiału, wytworzony zostanie jeden ciąg wałów lodowo-morenowych o regularnym lobowym układzie. Taki wariant przebiegu zdarzeń prawdopodobnie może być wiązany z lodowcem Ebba, gdzie w czasie Małej Epoki lodowej doszło do wytworzenia lobowego ciągu wałów lodowo-morenowych. W czasie recesji, która rozpoczęła się po tym epizodzie glacialnym i trwa do czasów współczesnych, efektywność depozycyjna była zbyt niska i dlatego lód marginalnych partii lodowca nie został zakonserwowany i nie mogło dojść do wytwarzania recesyjnych wałów lodowo-morenowych.

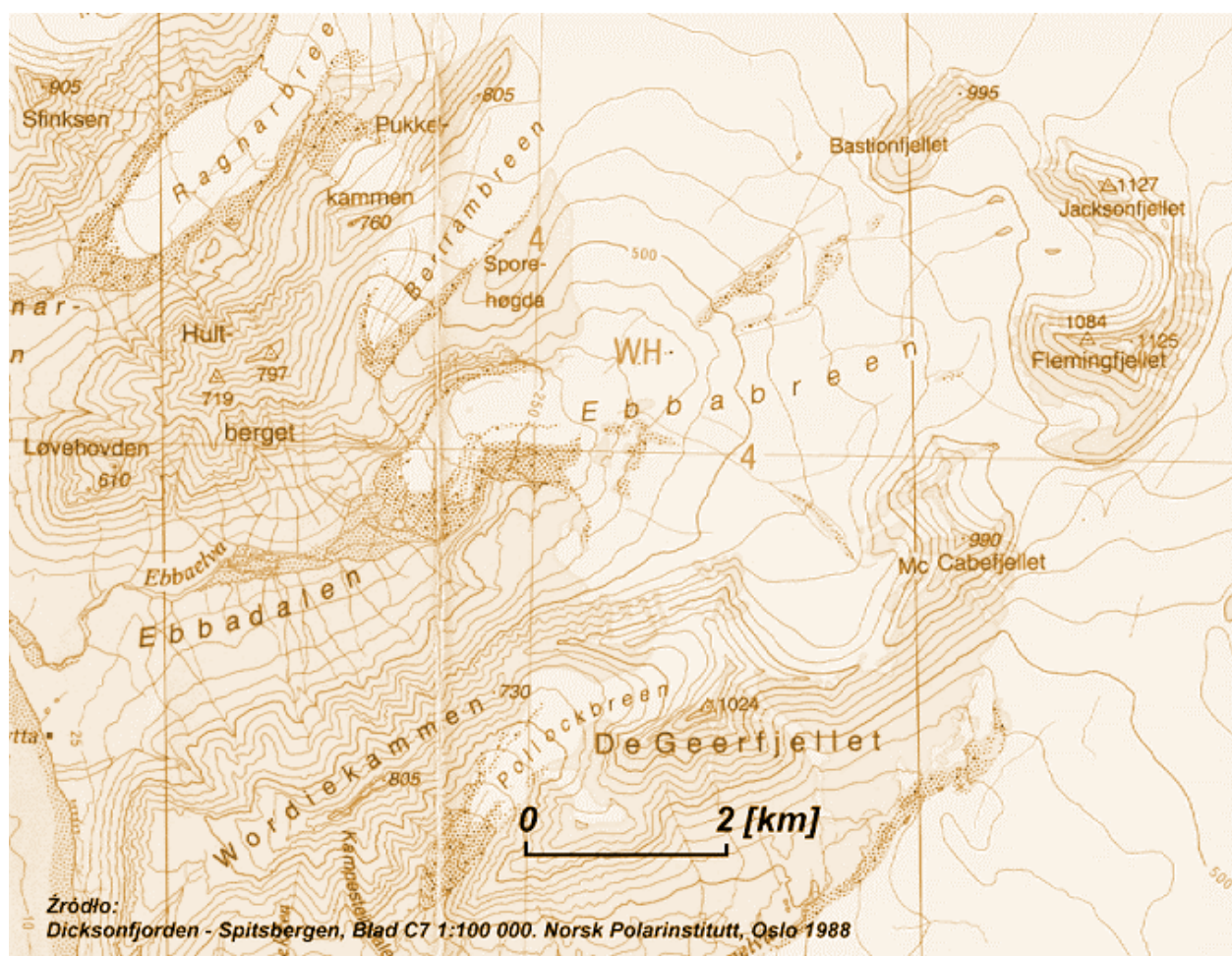
e. Lodowiec Ebba

• *Charakterystyka i procesy glacialne lodowca Ebba*

Grzegorz Rachlewicz

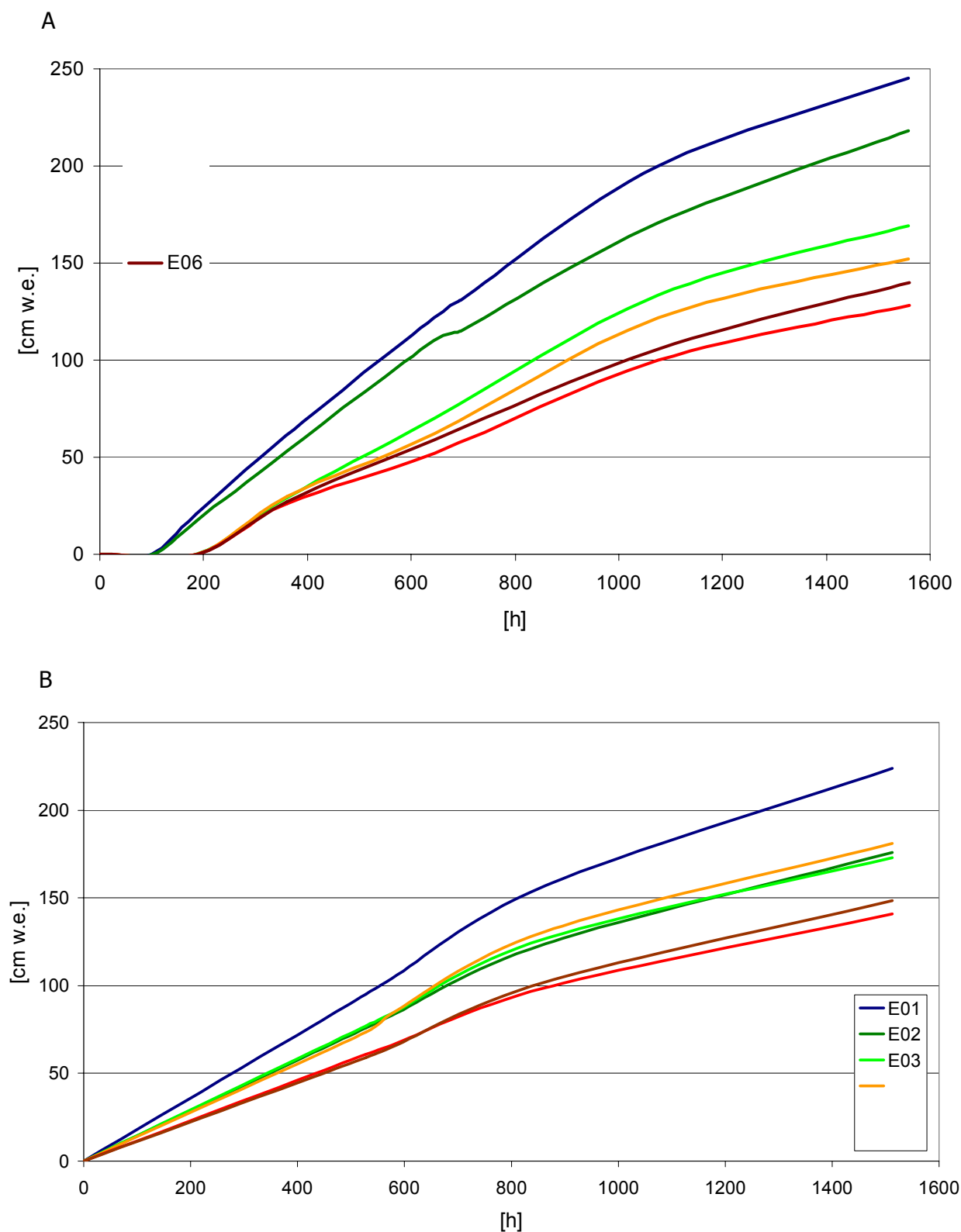
Lodowiec Ebba (ryc. 12) jest lodowcem wypustowo-dolinny o złożonym układzie zasilania, zarówno jako odnoga lodowca Mittag-Leffler, będącego głównym strumieniem odprowadzającym masy lodowe na północ z plateau lodowego Łomonosowa (Lomonosovfonna), jak i posiadającym lokalne pola alimentacyjne u stóp nunataków Bastionfjellet (995 m n.p.m.), Jacksonfjellet (1127 m

n.p.m.) i Flemingfjellet (1125 m n.p.m.) oraz szczytu Mc Cabefjellet (980 m n.p.m.), w masywie DeGeerfjellet (1024 m n.p.m.). Sam jezioro wypustowy znajduje się w dolinie położonej pomiędzy graniami Wordiekammen (805 m n.p.m.) i Hultberget (797 m n.p.m.) z przedłużeniem w Sporehogda (ok. 630 m n.p.m.). W obszarze alimentacyjnym powierzchnia lodu wznosi się maksymalnie do około 1000 m n.p.m., a w obszarze lododziału z głównym strumieniem Mittag-Lefflerbreen do około 700 m n.p.m. Układ taki sprawia niemożliwość jednoznacznego wyznaczenia przebiegu wododziału. Za Hagenem i in. (1993) przyjmowana jest wielkość powierzchni lodowca równa ok. 25 km² i zalicza się on do większych w otoczeniu Billefjorden. Za tymi samymi autorami objętość lodu jest szacowana na 3,3 km³ a wysokość linii równowagi oceniana na 650 m n.p.m. Czoło lodowca znajduje się obecnie na wysokości około 120 m n.p.m., ponad progiem skalnym wypreparowanym w odpornych skałach metamorficznych, a przebieg profilu podłużnego jeziora odzwierciedla prostopadły do kierunku ruchu lodu układ strukturalny skał podłoża.



Ryc. 12 Lokalizacja lodowca Ebba

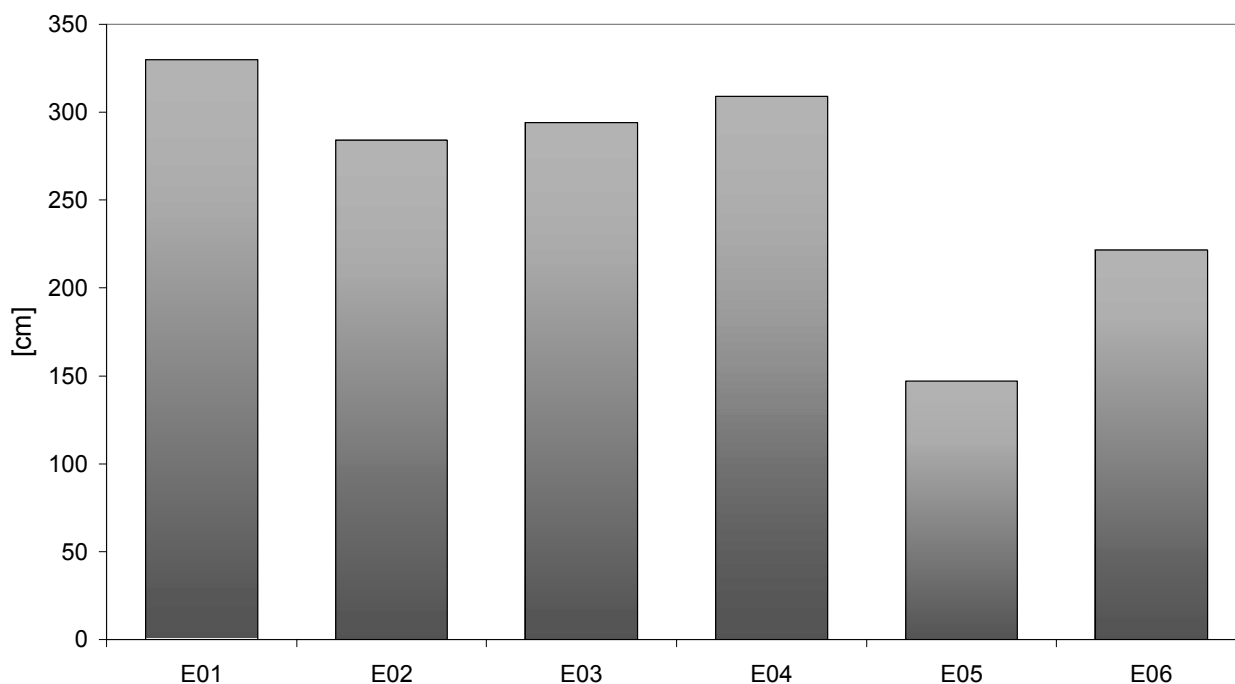
Od okresu Małej Epoki Lodowej zaznacza się stała tendencja zaniku pokrywy lodowcowej, znacznie wzmożona w końcu XX wieku. Według szacunków dokonanych na podstawie materiałów kartograficznych i fotogrametrycznych oraz pomiarów GPS (Rachlewicz, Szczuciński 2002) oszacowano tempo recesji na 6,6 m a⁻¹ w latach 1960-1990 oraz 40 m a⁻¹ w latach 1990-2000. Łącznie czoło lodowca w analizowanym czterdziestoleciu cofnęło się około 600 m. Od roku 2001 prowadzone są systematyczne obserwacje ablacji powierzchniowej w oparciu o sześć tyczek zainstalowanych do wysokości 540 m n.p.m. (Rachlewicz 2003). Wyniki wskazują na ablację powierzchniową w ciągu trzech letnich miesięcy, zróżnicowaną wraz ze wzrostem wysokości w przedziale 1,3-2,5 m w.e. W strefie czołowej jest to średnio na dobę 0,03 m w.e. W okresie najbardziej intensywnej ablacji (lipiec/sierpień) wartości te osiągają 0,06 m w.e. d⁻¹.



Ryc. Skumulowane krzywe wielkości ablacji powierzchni lodowca Ebba
w okresie A: 10.07-10.09.2001 oraz B: 9.07-30.09.2002

Obniżenie się powierzchni lodowca pomierzone dla 12 miesięcy (od września 2001 do września 2002) wyniosło maksymalnie 3,3 m. W charakterystyce zróżnicowania wielkości ablacji wraz z wysokością nie zaznacza się prosta zależności od gradientu termicznego, ale wpływ czynnika radiacyjnego warunkowanego ukształtowaniem powierzchni i oddziaływaniem „cienia ablacyjnego” w

sąsiedztwie odcinków o większym nachyleniu profilu podłużnego powierzchni lodu. Wody roztopowe są odprowadzane poprzez system inglacialny i subglacialny zasilany z lodowca w strefie tensyjnej, ponad progiem na wysokości około 380 m n.p.m., poprzez studnie lodowcowe i szczeliny. Znajdują one ujście w jednym wypływie subglacialnym na czole, z przepływami osiągającymi wartości $15 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. W bardziej płaskiej części końcowej jezora lodu kształtuje się system odpływu supraglacialnego, przekształcający osady w strefie kontaktowej lodu i pokryw morenowych.



Obniżenie się powierzchni lodowca Ebba w okresie od 10.09.2001 do 30.09.2002

• **Geometria hydrauliczna potoków supraglacialnych**

Andrzej Kostrzewski, Zbigniew Zwoliński

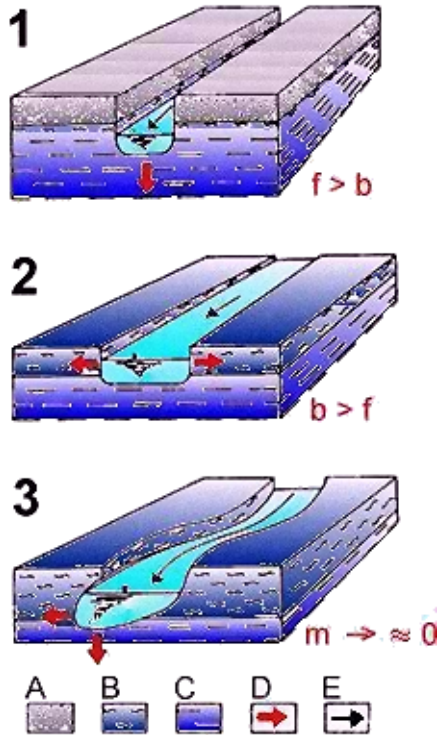
Indywidualność koryt potoków supraglacialnych określają odmienne warunki rozwoju w porównaniu z potokami aluwialnymi czy skalnymi (A. Kostrzewski, Zb. Zwoliński 1989, 1995), choć należy dodać że rozwijają się podobnie. Potoki supraglacialne pozbawione są materiału osadowego, na ich rozwój nie wpływa roślinność. Odpływ wód charakteryzuje się dużymi prędkościami i najczęściej jest ograniczony do sezonu ablacyjnego oraz odznacza się przeważnie regularnym rytmem dobowym. Zróżnicowanie przestrzenne potoków supraglacialnych i ich rozwój stanowią dobre wskaźniki procesów ablacyjnych, tworzących mikrorzeźbę powierzchni lodowcowych.

Do podstawowych cech zlewni potoków supraglacialnych można zaliczyć:

- zasilanie wodami ablacyjnymi (z lodowca i pokrywy śnieżnej), w mniejszym stopniu opadowymi,
- spływ wód po podłożu lodowcowym,
- krótkoterminowa zmienność (fluktuacje sezonowe) natężenia krążenia wód,
- swobodne i artezyjskie odpływy i wypływy.

Badania geometrii hydraulicznej (na lodowcu Ragnar) prowadzono w okresie letnim 1985 roku. Zasilanie potoków supraglacialnych to przede wszystkim ablacja powierzchni lodowca. Na powierzchni lodowca na wybranych odcinkach koryta wyznaczono 10 przekrojów poprzecznych koryta, położonych na odcinkach o prostym przebiegu w odległości 50 do 100 m. Mierzono głębokość koryta i prędkość przepływu metodą pływakową. Warunki pogodowe otrzymano z posterunku me-

teorologicznego Scottehytta. Wykonane pomiary pozwoliły na obliczenie odpowiednich parametrów geometrycznych i hydrologicznych. Dla poszczególnych uzyskanych parametrów określono funkcje potęgowe względem przepływu wody wzdłuż profilu podłużnego potoku, stosując równania regresji metodą najmniejszych kwadratów. Funkcje te pozwoliły poznać zależności podłużnej geometrii hydraulicznej dla koryta potoku supraglacialnego.



Ryc. 13 Model rozwoju nowopowstałego koryta supraglacialnego.

1-3 – etapy rozwojowe,

b – wykładnik funkcji potęgowej $W = f(Q)$,
 f – wykładnik funkcji potęgowej $D = f(Q)$,
 m – wykładnik funkcji potęgowej $V = f(Q)$

A – pokrywa śnieżna
 B – przepuszczalny lód lodowcowy
 C – nieprzepuszczalny lód lodowcowy
 D – kierunek erozji termicznej
 E – kierunek płynięcia wody

Ponizej:
 Koryto supraglacialne
 na lodowcu Ragnar



Wzdłuż profilu podłużnego badanego odcinka potoku wartości badanych parametrów wzrastają. Fakt ten spowodowany jest zwiększaniem się wielkości przepływu, a tym samym powierzchni zlewni. Analizując zależności podstawowej geometrii hydraulicznej należy podkreślić, że tempo zmian szerokości koryta jest większe (ponad dwukrotnie) od tempa zmian średniej głębokości. Świadczy to, że wzdłuż biegu koryta badanego potoku bardziej się rozszerza niż pogłębia. Należy zaznaczyć, że badania prowadzone były w drugiej połowie okresu ablacyjnego. Przeprowadzone badania pozwoliły na przedstawienie 3-etapowego rozwoju koryta supraglacialnego (ryc. 13).

f. Wordiekammen

• *Dynamika transportu fluwialnego Dynamiskbekken*

Andrzej Kostrzewski, Zbigniew Zwoliński

W otoczeniu Petuniabukty ważnym typem rzeźby są doliny, których zlewnie są niezlodowcowe, względnie brak w ich zasięgu lodowców. Doliny odwadniane są przez ciek główny z dopływami i stanowią jeden z najważniejszych geoeosystemów strefy polarnej. Badania w zlewni potoku Dynamisk prowadzono w sezonie letnim 1985 roku (Kostrzewski i in. 1987, 1988, 1989).

Zlewnia potoku Dynamisk o powierzchni 1,42 km² jest zasilana z ablacji pokrywy śnieżnej. Obszar zlewni położony jest na stoku masywu Wordiekammen, który zbudowany jest ze skał osadowych kompleksu karbońsko-permskiego (głównie węglanowych) oraz w zasięgu stożka napływowego (8,5 % powierzchni zlewni). Maksymalna wysokość w zlewni wynosi 725 m n.p.m., średni spadek powierzchni zlewni 18°. Potok Dynamisk odwadniający zlewnię ma 1600m długości, przy czym 950 m przypada na stożek napływowy. W okresie obserwacyjnym (VI-VII) temperatura lata odbiegała od przeciętnych (śr. 8,4°C, maks. 18,8°C, min 2,7°C), wilgotność była niska (śr. 70 %, maks. 92 %, min. 43 %), duże usłonecznienie oraz wysoki odsetek ciszy i słabych wiatrów. W okresie obserwacyjnym spadł jeden dwudniowy deszcz (10,1 mm). Przedstawiony charakter warunków pogodowych wpływał na charakter i przebieg procesów denudacyjnych w zlewni.

Prowadzone badania obejmowały dwukrotnie w ciągu doby pomiary (na 3 stanowiskach) stanu wody, koncentracji substancji rozpuszczonej (metodą konduktometryczną) oraz zawiesiny (metodą sączkową). W posterunku meteorologicznym Skottehytta prowadzono 4 razy na dobę standardowe pomiary. Pomiary rozpoczęto pod koniec wiosennego okresu topnienia pokrywy śnieżnej. Przebieg odpływu warunkowany był czasową i przestrzenną zmiennością tempa ablacji śniegu. W warunkach pogody radiacyjnej ablacja wykazywała regularną zmienność dobową, uzależnioną od wysokości słońca. Odnotowany opad wywołał przyspieszenie tempa ablacji i zaburzył regularny dobowy rytm odpływu.

Okres obserwacji był krótki (10-15 % okresu ablacyjnego), w trakcie którego ze zlewni potoku Dynamisk odpłynęło 62 mm wody, przeciętny odpływ jednostkowy wyniósł 47,7 dm³ s⁻¹ km⁻² (od 21,7-88,4). Koncentracja zawiesiny na stożku napływowym w ujściowej części zlewni wahała się od 41-3615 mg dm⁻³ (średnio 373 mg dm⁻³). Średni wskaźnik jednostkowy denudacji mechanicznej wyniósł 3,7 (0,7-18,7) g s⁻¹ km⁻². W okresie obserwacyjnym ze zlewni potoku Dynamisk odpłynęło z górnej części zlewni 27,9 (± 35 %) t km⁻² materiału zawieszonego, a z całej zlewni 9,4 (± 25 %) t km⁻². Na stożku napływowym zostało zakumulowane 19,6 t zawiesiny. Koncentracja substancji rozpuszczonych w potoku Dynamisk zmieniała się w zakresie od 89 do 127 mg dm⁻³ (śr. 105,4). Średni wskaźnik jednostkowy denudacji chemicznej wyniósł 5,6 g s⁻¹ km⁻² (2,6-12,5). W trakcie pomiarów odprowadzone zostało z górnej części zlewni 8,79 (± 20 %) a z całej zlewni 8,6 (± 5 %) t km⁻² substancji rozpuszczonych.

Przebieg denudacji jest odbiciem zmienności reżimu hydrologicznego i natężenia procesów ablacji w zlewni niezlodowcowanej. W górnej części zlewni Dynamisk przeważa denudacja mechaniczna nad chemiczną, natomiast w części dolnej (stożka napływowego) tempa denudacji są wyrównane przy nieco większym znaczeniu denudacji chemicznej. Ponadto w „stożkowej” części zlewni zwraca uwagę duża sedymentacja zawiesiny w rozlicznych korytach spływających po stożku napływowym.

• **Środowisko sedimentacyjne stożków piargowych**

Andrzej Kostrzewski, Zbigniew Zwoliński

Stoki Wordiekammen na wschodnim wybrzeżu Petuniabukta pokrywają dobrze rozwinięte stożki usypiskowe z zróżnicowanych cechach strukturalno-teksturalnych. Masyw Wordiekammen (805 m n.p.m.) zbudowany jest ze skał osadowych kompleksu karbońsko-permskiego (głównie węglanowych). Podobnie jak w Hornsundzie (Karczewski i in. 1981) pod względem morfologicznym można tu wydzielić cztery typy stożków usypiskowych:

- stożek pojedynczy,
- zespół stożków podłużnych,
- stożki o układzie wachlarzowatym,
- stożki zwałowiskowe.

Wysokość stożków sięga do połowy wysokości masywu Wordiekammen, a więc do ok. 300-400 m n.p.m. Ich ekspozycja jest zachodnia, co wyznacza dopływ promieni słonecznych w drugiej połowie dnia. Najczęściej występują jako zespół wzajemnie nakładających się stożków, niekiedy zróżnicowane wiekowo lub wskazujące na ich wieloetapowość tworzenia, o czym świadczą występujące zbiorowiska porostów oraz różny stopień zwietrzenia powierzchni okruchów skalnych. Pod względem strukturalnym stożki Wordiekammen budują trzy facje osadowe:

facja blokowa,

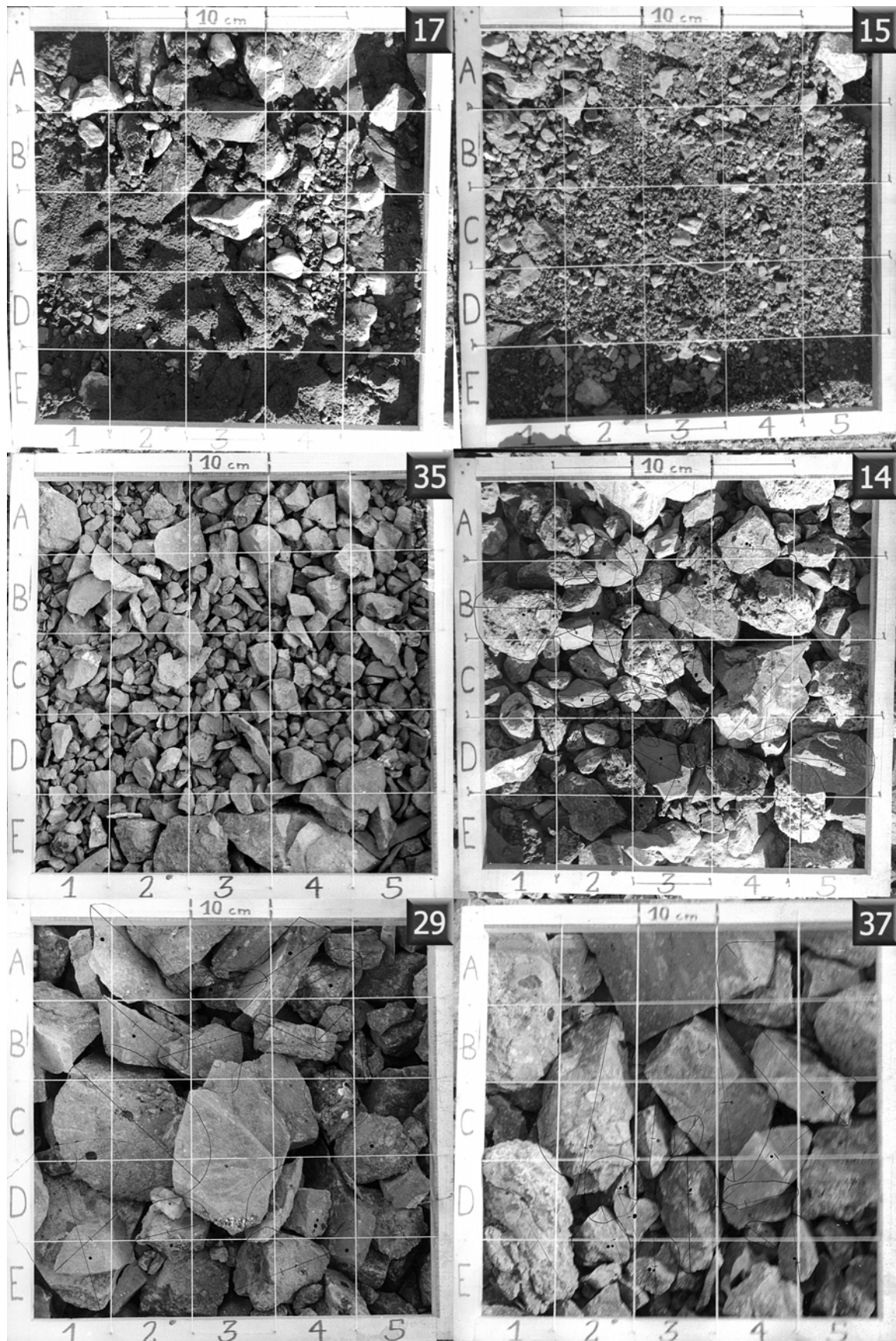
facja gruzowa,

facja błotna.



Fot. Stożki usypiskowe na zachodnim stoku Wordiekammen

Facja blokowa i gruzowa stanowią podstawową część stożka i związane są ze zmiennością sezonową warunków klimatycznych. Pojedyncze, największe bloki skalne pochodzą ze współczesnych obrywów powodowanych przez gelifrakcję i znajdują się w różnych częściach wysokościowego profilu podłużnego stożków, często zalegając na facji gruzowej, rzadziej natomiast są inkorporowane w obrębie facji gruzowej.



Fot. Facje osadów w pokrywach stokowych Wordiekkammen
 próbka 17 – inkorporacja facji gruzowej w fację błotną; próbka 15 – facja drobnogruzowa;
 próbka 35 i 14 – facje średniogruzowe, próbka 29 i 37 – facje grubogruzowe

Facja gruzowa stanowiona jest głównie przez odłamki skalne o wielkości do kilkunastu centymetrów i zazwyczaj jest bardzo ostrokrawędzista, niezależnie od składu petrograficznego skały. Z uwagi na tę właśnie ostrokrawędzistość ścian gruzu skalnego współcześnie budowane stożki usypiskowe na stokach Wordiekammen cechują się bardzo wysokim kątem spoczynku materiału, z którego są zbudowane. Najczęściej obserwowane nachylenia powierzchni stożków wahają się w przedziale od 35 do lokalnie 45°, jednak przeciętnie ok. 40°. Upakowanie facji gruzowej na stoku jest bardzo słabe, co powoduje częste wtórne przesunięcia materiału skalnego wzdłuż stoku.



Stożki usypiskowe na stokach Wordiekammen oraz rzeźba litoralna wschodniego wybrzeża Zatoki Petunia

Facja błotna najczęściej występuje u podstawy stożków usypiskowych, nieco rzadziej natomiast na różnych wysokościach, kiedy stowarzyszona jest zazwyczaj z niewielkimi, lokalnymi spłaszczeniami w profilu podłużnym stożka. Pod względem składu mechanicznego dominuje w niej frakcja ilasta i mułkowa, a frakcje piaszczyste stanowią mniej niż 50%.

Charakter osadów budujących stożki usypiskowe na stokach Wordiekammen badano m.in. poprzez rejestrację fotograficzną przy wykorzystaniu ramki o powierzchni 0,25 m² z siatką 25 kwadratów o boku oczek 10 cm (por. fot. na poprzedniej stronie). Na zdjęciach mierzono najdłuższą oś okruchów skalnych znajdujących się w zasięgu wewnętrznych 9 kwadratów ramki oraz najdłuższą oś poprzeczną, prostopadłą do poprzedniej osi. Nie zaobserwowano ukierunkowania w depozycji okruchów skalnych jak również nie stwierdzono zależności o wzroście kolistości okruchów wraz ze zmniejszaniem się średnicy okruchów. Nie mniej w przypadku okruchów mniejszych (do 5 cm) częściej można spotkać formy koliste.

Współcześnie stoki są modelowane przez dostawę materiału skalnego z wyżej znajdujących się ścian skalnych, wystawionych na intensywne procesy wietrzeniowe i niwacyjne. W efekcie występują częste obrywy gruzu skalnego, rzadziej bloków skalnych. W okresie ablacyjnym (wiosennym) i deszczowym (letnio-jesiennym) mają miejsce spływy wody po powierzchni stożka, w jego wnętrzu i w podłożu. Po zaniku pokrywy śnieżnej i rozmarznięciu gruntu w podłożu mogą być uru-

chamiane spływy błotne, głównie w dolnej części stożków. Obniżenia w profilu podłużnym stożków są świadectwem dłuższego wytapiania się zalegających płatów śnieżnych, szczególnie w miejscach zacienionych. Szczególnie dolne partie stożków są często rozczłonkowane przez rynnę erozyjne rozcinające powierzchnie stożków, niekiedy otoczone wałami z wyorania. U ich wylotów można stwierdzić niezbyt wyraźne ślady stożków napływowych.

• **Procesy, osady i formy brzegowe wschodniego wybrzeża Petuniabukta**

Witold Szczuciński

Około trzykilometrowy odcinek wybrzeża pomiędzy ujściem Dynamiskbekken a przylądkiem Rudmosepynten na wschodnim wybrzeżu Petuniabukta (Billefjorden) stanowi doskonały przykład różnorodności procesów, osadów i form brzegowych. Reprezentuje dwa typy wybrzeża: erozyjne - jako kilkumetrowy klif w skałach anhydrytowych przeławianych wapieniami i gipsami oraz akumulacyjne - jako plaża żwirowa. Ponadto znakomicie są zachowane osady i formy brzegowe z wczesnego holocenu.

Wody oblewające ten odcinek wybrzeża charakteryzują się półdobowymi pływami, zasoleniem rzędu 32,9 – 35,6 PSU z okresowo rozwijającą się powierzchniową warstwą wód brakicznych oraz dominującym kierunkiem prądu wzdłużbrzegowego z południa na północ (Szczuciński 2003). Eksperymentalne pomiary transportu materiału żwirowego w strefie międzypływowej na tym odcinku wybrzeża wskazują na możliwe natężenie transportu w jednostkowym profilu (1 m) rzędu $50 \text{ cm}^3 \text{ h}^{-1}$.

U podstawy klifu jest wyraźnie rozwinięta platforma abrazyjna. Pokrywające ją miejscami piaski i żwiry są praktycznie pozbawione okruchów anhydrytowych, bądź gipsowych – w większości są to wapienie transportowane wzdłużbrzegowo oraz dostarczane z erozji klifu. Jednym z wyjaśnień tego stanu rzeczy mogłoby być segregowanie materiału pod kątem jego gęstości. Anhydryt posiada gęstość $2,9 - 3,0 \text{ g cm}^{-3}$ a kalcyt $2,3 - 2,8 \text{ g cm}^{-3}$ (Bolewski & Manecki 1990). Okruchy anhydrytu wyrzucone poniżej strefy plaży mogą jako cięższe być nie zostać ponownie wyniesione na brzeg (są natomiast znajdowane w osadach na dnie zatoki – Szczuciński 2003). Drugie możliwe wyjaśnienie to to, że po rozdrobnieniu do frakcji żwirowej i mniejszej następuje taki wzrost rozpuszczania, że frakcja ta nie zachowuje się w osadzie. W obrębie klifu znajdują się także liczne przejawy rozpuszczania skał (abrazji chemicznej). Względnie większa odporność anhydrytów na warunki wietrzenia wiąże się z dominacją wietrzenia fizycznego i małą porowatością anhydrytów.

Plaża żwirowa ma wyraźnie rozwinięty wał sztormowy – w jego zapleczu rozwinięte są miejscami małe laguny. Potoki uchodzące do morza w tym rejonie nie tworzą wyraźnych ujść, lecz przesiakają przez żwiry wału sztormowego i plaży. W okresie wezbrań tworzą się przełomy.

Ten rejon Spitsbergenu podlegał największym w skali Svalbardu ruchom glaciostatycznym. Datowania wykazały, że jeszcze 10 500 lat temu, relatywny poziom morza był o około 90 m wyższy (Salvigsen 1984). Na przedstawianym odcinku wybrzeża można obserwować podniesione, imponująco rozwinięte formy transportu wzdłużbrzegowego i osady ilaste ze zrzutkami. Te ostatnie zalegają bezpośrednio na platformie abrazyjnej wyciętej w stropie anhydrytów budujących klif. Wiek tychże łąk wskazuje ($9300 \pm 50 \text{ BP AMS } ^{14}\text{C}$ z uwzględnieniem efektu rezerwuarowego), że powstawały one wkrótce po deglacjacji i przy głębokościach rzędu kilkudziesięciu metrów. W późniejszym okresie (w płytszych wodach) powstały bardzo dobrze zachowane kosy zbudowane z warstwowanych żwirów, które były transportowane z południa na północ. Wysokość tych form dochodzi do 20 m a długość do 200 m.

3. KAFFIØYRA

Prowadzący:

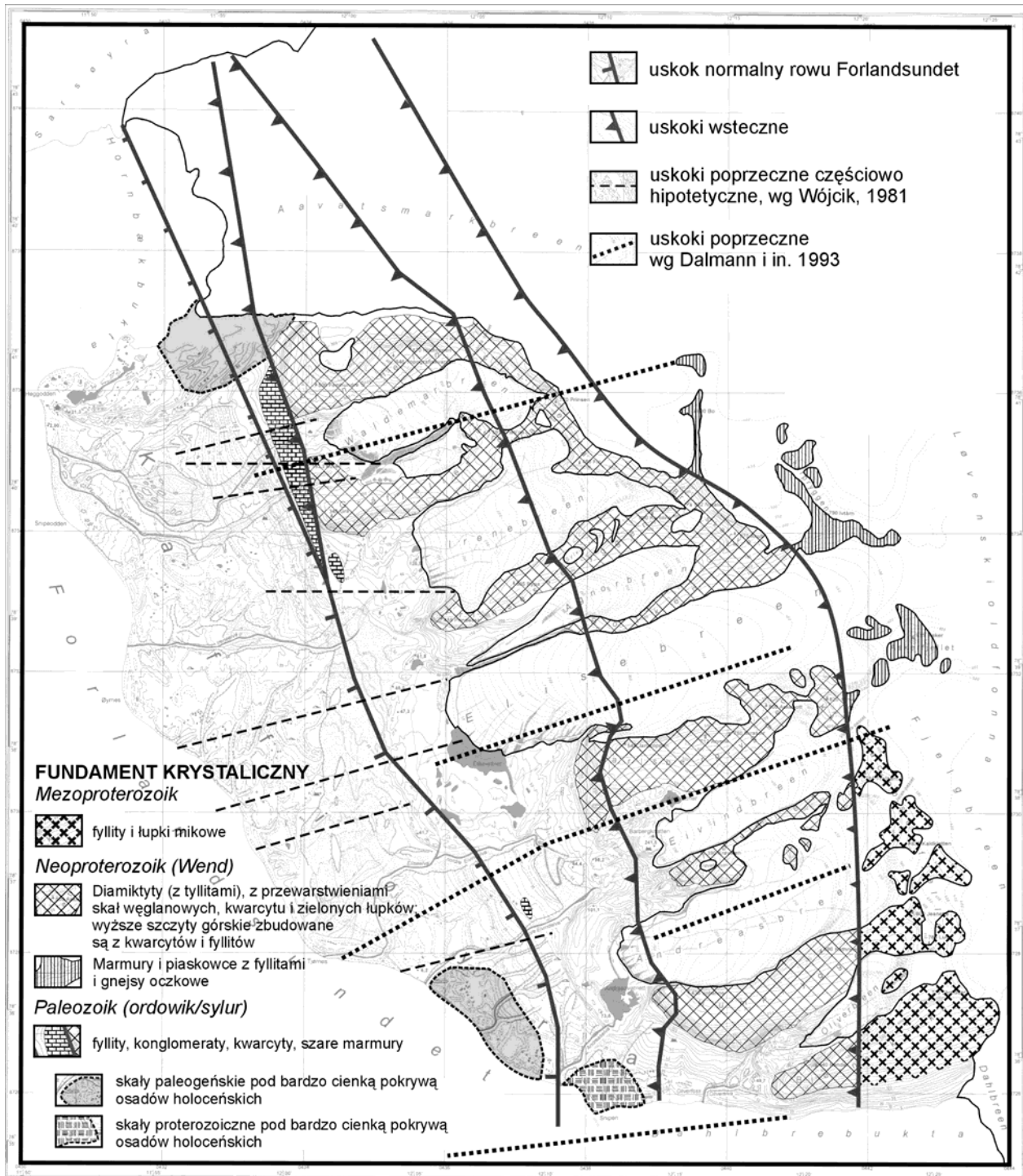
prof. dr hab. Marek Grześ i dr Ireneusz Sobota

a. 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 glacialne i glacialfluwalne. Rzeźba obszaru i występowanie na powierzchni terenu, poszczególnych formacji geologicznych jest uwarunkowana przebiegiem uskoku tektonicznych. W rejonie Ziemi Oskara II, przebieg głównych uskoku ma kierunek z NNW na SSE (Dallmann 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 poprzysuwane i powyginane, za co odpowiadają młodsze uskoki poprzeczne o kierunkach NE- SW. Wzdłuż tych uskoku, od tego naszkicowanego grzbietu głównego, w kierunku SW odchodzą, grzbiety poprzeczne. Od płn. są to : Prins Heinrichfjella, niski (300-345 m n.p.m.), zmutonizowany grzbiet Gråfjellet, i dalej, Prinseseryggen, Jarlsbergryggen, Bolken, Krøvelen, Humpryggen i Bjørneskanka. Zachodnie stoki tych grzbietów nagle się urywają, dochodząc do linii młodego, trzeciorzędowego 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 diamyty (w tym tillity) przewarstwione kwarcytami, marmurami, fyllitami oraz zielonymi łupkami. Grzbiet Jacobsenfjella to jeszcze starsze skały z mezoproterozoiku (fyllity i łupki mikowe). Natomiast w zachodnich i niższych partiach grzbietów, w ławicach występujących zgodnie z przebiegiem uskoku głównych występują serpentynity, fyllity, konglomeraty i marmury, a najbardziej ku zachodowi, szare marmury i czerwone 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 stanowią 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 plejstocentrycznych. 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 glacialne. Ich wiek przyjmuje się na późnoglacialny (Forman, 1989; Szupryczyński, 1983). Równina Kaffiøyra powstała podczas podnoszenia się Spits-

bergenu, na przełomie późnego glaciału i holocenu. Według Niewiarowskiego i in. (1993), w czasie późnego Vistulianu niektóre z lodowców Kaffiøry 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.



Ryc. 14 Fragment mapy geologicznej okolic Kaffiøry

Na tak ukształtowany teren, starasowanej równiny, niektóre (największe) lodowce nasunęły się poraz pierwszy prawdopodobnie około 2,5 tys. lat temu. Zlodowacenie to miejscami miało zasięg nieco większy niż zlodowacenie w Małej 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 glacialnych i glacialfluwialnych (Klimaszewski, 1960). Niektóre z nich tworzone są także obecnie.

b. Nalodzia glacialne Kaffiøyry

Marek Grześ

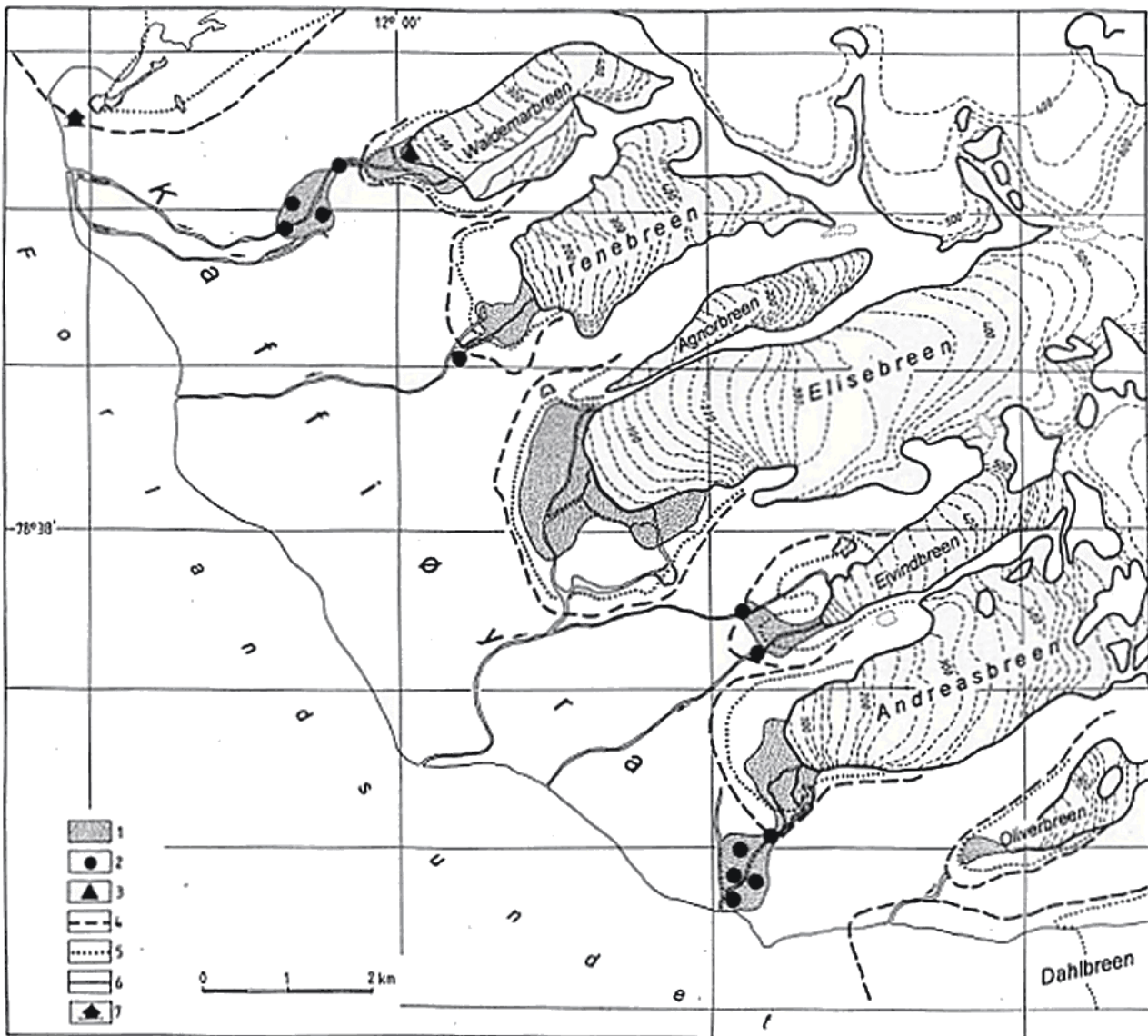
Zimowym wpływom z lodowców, a w konsekwencji nalodziom glacialnym poświęca się w literaturze coraz to więcej miejsca. Stwierdzono między innymi związek pomiędzy występowaniem nalodzi a termiczno-wilgotnościowym ustrojem lodowców (m.in.: Baranowski 1977, Bukowska – Jania 2003, Grześ 2002). Jak wykazał M. Pulina (1984) związki te nie są tak proste jak by można przypuszczać i dotyczy to terenów krasowych. Szczególny przypadek stanowią nalodzia związane drenażem zaporowych jezior lodowcowych (Grześ, Banach 1984) Sporo miejsca w literaturze poświęcono roli pokryw nalodziowych w przekształcaniu rzeźby stref marginalnych i ekstramarginalnych (m.in.: Jewtuchowicz 1966, Cegła, Kozarski 1977, Humbrey 1984, Bennett i in. 1988). Powstawaniu i zanikowi pokryw nalodziowych towarzyszą interesujące procesy kriochemiczne (Pulina 1990). Ostatnio ukazało się bardzo ciekawe studium Bukowskiej-Jani (2003) poświęcone roli systemu lodowcowego w obiegu węglanu wapnia w środowisku przyrodniczym. Pierwsza część tej pracy, poświęcona jest nalodziom Svalbardu.

Nalodzia rejonu Kaffiøyry (ryc. 15) były przedmiotem szczegółowych studiów przeprowadzonych przez A. Olszewskiego (1981). E. Drozdowski (1982) powiązał obecność osadów węglanowych w ekstramarginalnej strefie lodowca Andreasa z nalodziami. W 1995 roku rozpoczęto w rejonie Kaffiøyry badania bilansu masy lodowców. Już podczas pierwszej zimowo-wiosennej ekspedycji zwrócono uwagę na pokrywy nalodziowe towarzyszące wszystkim sześciu lodowcom (Grześ, Lankauf 1997). Podczas kolejnych sezonów przeprowadzono obserwacje mające na celu poznanie czasowo-przestrzennej zmienności nalodzi oraz warunków migracji wody wypływającej z lodowca w okresie zimowym (Grześ, Sobota 2000, Grześ 2001). Znaczny wkład w poznanie nalodzi rejonu Kaffiøyry wniosła E. Bukowska – Jania (2003). W lipcu 2000 roku przeprowadziła ona szczegółowe badania występowania CaCO_3 na przedpolu lodowca Elizy. Zawartość węglanu wapnia w próbce pobranej w bezpośrednim sąsiedztwie silnie zdegradowanego nalodzia dochodziła do 30 %.

Każdego roku nalodzia glacialne w rejonie Kaffiøyry zajmują powierzchnię 4,5 km². Roczną zmienność powierzchni nalodzi oszacowano na 15 – 20 %. Jej wielkość zależy między innymi od warunków śniegowych. Większe masy śniegu sprzyjają dalszej penetracji wody wypływającej z lodowca. Wraz z postępującą recesją dochodzi do wzrostu tak zwanej „pojemności strefy wewnętrznej” - pomiędzy czołem lodowca i ostatnim wałem lodowo – morenowym. Objętość wypływającej zimą wody z lodowców jest na ogół mniejsza od wspomnianej wyżej pojemności strefy wewnętrznej. Jedynie w przypadku lodowca Waldemara i Andreasa dochodzi do przekroczenia pojemności strefy wewnętrznej i powstawania ekstramarginalnych nalodzi. W okresie maksymalnego zlodowacenia jedyną formą nalodzi były nalodzia ekstramarginalne i prawdopodobnie supraglacialne. Ten ostatni typ nalodzi odgrywa dużą rolę w zmniejszeniu tempa recesji czoł lodowców (M. Grześ 2001).

Oszacowanie objętości zimowego odpływu z lodowca ma istotne znaczenie w ocenie bilansu masy lodowca. (M. Grześ, I. Sobota 2000). W wyznaczaniu ekwiwalentu wodnego pola nalodziowego pamiętać należy, że udział śniegu w nalodziach jest bardzo wysoki i wynosić może nawet 80 %.

W okresie zimowym w nalodziach funkcjonują dwa systemy krążenia wody: swobodny (grawitacyjny) i wymuszony (pod ciśnieniem). Wzdłuż sub i in – nalodziowych kanałów dochodzi do rozpadu nalodzi na płyty.



Ryc. 15 Nalodzia rejonu Kaffiory

- 1 – obszary zajęte przez nalodzia, 2 – bугry nalodziowe, 3 – nalód supraglacialna, 4 – zasięg lodowców na przełomie przełomu XVIII i XIX wieku, 5 – zasięg lodowców w 1936 roku, 6- zasięg lodowców w 1995, 7 – Stacja Polarna UMK

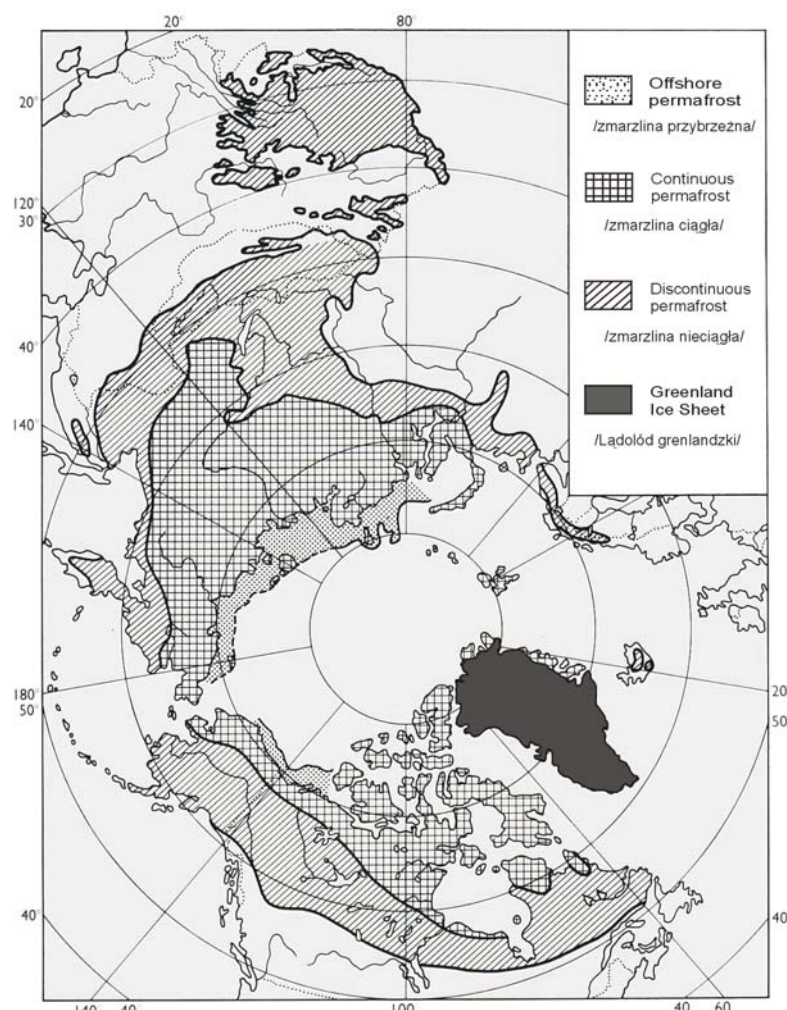
c. Lokalne uwarunkowania warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny

Marek Grześ, Dawid Szczypiński

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 dziedzin nauki i z punktu widzenia działalności człowieka. Zjawisko sezonowego odmarzania gruntu dotyczy ogromnych obszarów kuli ziemskiej, szczególnie jej części północnej (ryc. 16).

Wobec wzrastającego zainteresowania skutkami globalnych zmian klimatycznych, badania nad dynamiką warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny nabierają dużego znaczenia. Koniecznym sta-

je się prowadzenie stałego monitoringu tej warstwy w skali globalnej w celu wyjaśnienia roli zamrożonych gruntów w globalnych zmianach klimatycznych. (Vaikmae i in. 1995; Anisimov, Nelson 1996; Anisimov i in. 1997).



Ryc. 16 Rozmieszczenie wieloletniej zmarzliny na półkuli północnej (wg Washburna 1979)

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) 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, Gluza 1988; Grześ 1985, 1988, 1997), rzadziej Mongolii (Grześ, Babiński 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 tabeli 1 przedstawiono wypełniony formularz dla punktów pomiarowych z rejonu Kafføyry. Uczestnicy programu CALM korzystają z różnych metod pomiaru. Niektórzy dla ustalenia miąższości warstwy aktywnej używają sond udarowych (najczęściej 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/>)

Tab. 1 Przykładowa metryczka programu CALM dla punktów zlokalizowanych na Kafføyrze

Site code (rev 3/20)	P_2A	P_2B	P_2C
Site name	Kafføyra Beach	Kafføyra Tundra	Kafføyra Moraine
CALM Metadata form	313P_2A	313P_2B	313P_2C
Responsible for data submission	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 University	Institute of Geography, Nicholas Copernicus University	Institute of Geography, Nicholas Copernicus University
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

Site code (rev 3/20)	P_2A	P_2B	P_2C
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 during high tide	well drained	poor drained
soil texture: if non organic describe texture, if organic indicate thickness of or- ganic layer (cm)	loose marinesanads 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
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.2). Polska reprezentowana jest dzięki danym pochodzącym z Calypsostrandy i z Kaffiøry. 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 Kaffiøry.

Kaffiøyra jest nadmorską niziną położoną nad brzegami Cieśniny Forland (Forlandsundet). Na północy granicę stanowi lodowiec Aavatsmark, kończący się w Zatoce Hornbeak, zaś na południu Lodowiec Dahl. Stanowi przedgórską równinę podniesioną wskutek ruchów izostatycznych, w której występuje 5 - 6 teras morskich wynurzonych w końcu plejstocenu. Trzeciorzędowe podłoże przykrywają osady czwartorzędowe (piaski, żwiry, iły morskie). Poziome 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 Kaffiøry. Innym ważnym elementem rzeźby są wały lodowo morenowe budujące przedpola lodowców (Klimaszewski 1960; Lankauf 2002).

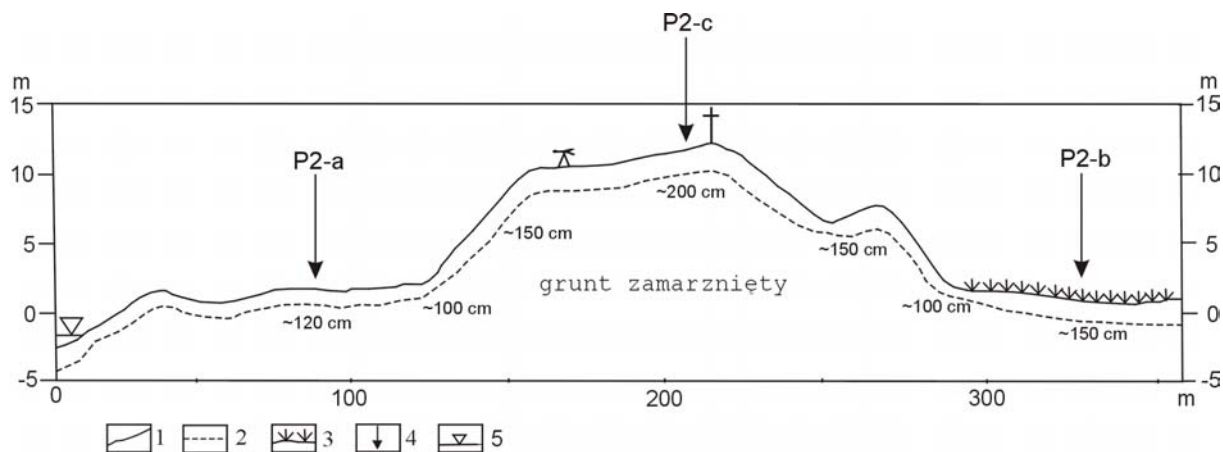
Pomiary sezonowego odmarzania gruntu w rejonie Kaffiøry zostały zapoczątkowane przez M. Klimaszewskiego w 1938 roku (Klimaszewski 1960). Następnie były kontynuowane od 1975 ro-

ku w trakcie kolejnych wypraw letnich (m.in.: Jahn 1982; Marciniak, Szczepanik 1983; Marciniak, Szczepanik, Przybylak 1988; Pietrucień, Skowron 1988; Wójcik, Marciniak, Przybylak, Kejna 1990; Kejna 1991; Arażny i Grześ 2000; Szczypiński 2002).

Tab. 2 Miejsca na Spitsbergenie, z których dane są gromadzone w bazie danych CALM

Nazwa	Położenie	Kod stanowiska	Kraj prowadzący badania	Rok, z którego pochodzą najstarsze dane	Liczba lat dla których istnieją 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

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. 17). Każdorazowo do wykonania pomiarów wykorzystywano wyskalowany, żelazny pręt ze specjalną rękojeścią, ułatwiającą 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.



Ryc. 17 Schematyczny przekrój fragmentu Kaffiøyry z lokalizacją stanowisk pomiarowych;

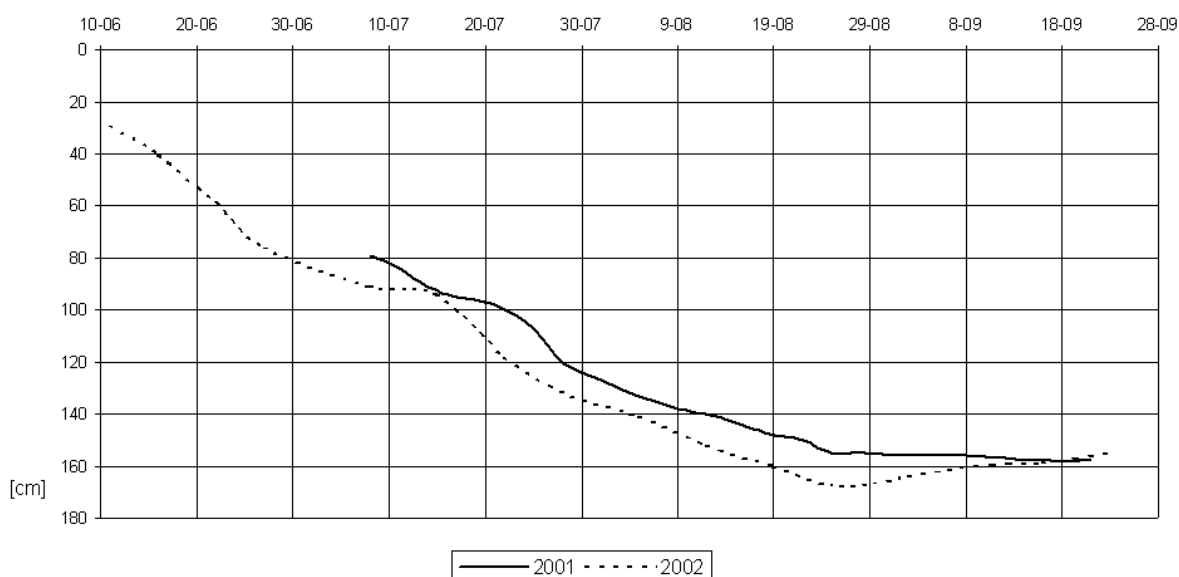
1 – powierzchnia terenu, 2 – miąższość warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny, 3 – powierzchnia gruntu po rośnięciu roślinnością tundrową, 4 – lokalizacja punktów pomiarowych, 5 – średni poziom morza

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 przyprływu.

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 oppositifolia* (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. 18). Potwierdzają to dane zawarte w bazie programu CALM (tab. 3).



Ryc. 18 Przebieg odmarzania gruntu w punkcie P2-b ("tundra") w lecie 2001 i 2002 roku

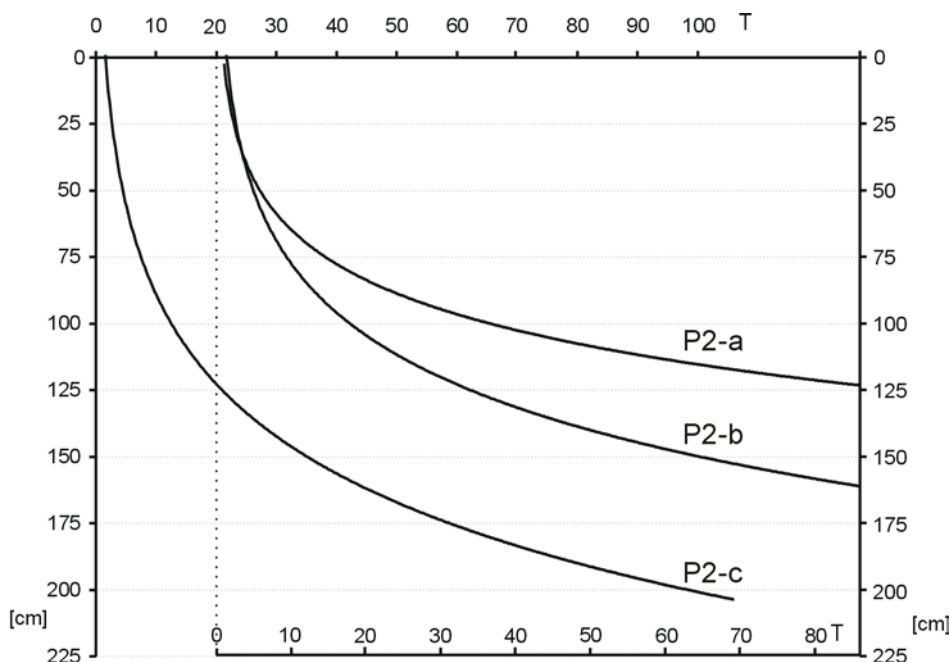
Poza tym zaobserwowano duże przestrzenne zróżnicowanie wielkości letniego odmarzania gruntu w danym sezonie. Nawet na niewielkich przestrzennie obszarach, w obrębie podobnych środowisk, występują duże różnice w głębokości warstwy odmarzniętej. Wskazuje to jednoznacznie na dominującą rolę lokalnych warunków 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. 3). Stanowisko oznaczone kodem S1-a zostało zlokalizowane na torfach, a S1-b na gruncie mineralnym bez roślinności.

Na podstawie 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.

Tab. 3 Miąższość warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny (wartości maksymalne lub średnie) na Spitsbergenie w miejscach, z których dane znajdują się w bazie CALM (<http://k2.gissa.uc.edu/~kenhinke/CALM/>)

Nazwa	Kapp Linne		Calypso-stranda	Jansson-haugen	Longyear-byen	Ny-Alesund	Kaffiøyra		
Kod stan.	S1-a	S1-b	P1	N1	N3		P2-a	P2-b	P2-c
Metoda pomiaru	T		P	T	T	T	P		
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



Ryc. 19 Krzywe odmarzania gruntu dla punktów z rejonu Kaffiøyry reprezentowanych w programie CALM w oparciu o dane z 2001 roku

Na wiodącą rolę czynników lokalnych w procesie sezonowego odmarzania gruntu wskazuje również brak różnic w maksymalnych miąższościach warstwy aktywnej na tle południkowego rozkładu temperatur powietrza na zachodnim Spitsbergenie.

Bazując na danych z 2001 r. dokonano schematyzacji procesu odmarzania dla trzech charakterystycznych geokompleksów Kaffiøyry (ryc. 19). Uzyskano krzywe dające się opisać równaniem

$$h = a \lg(T) \pm b$$

gdzie:

h – głębokość odmarzniętego gruntu,

a i b – stałe współczynniki charakteryzujące odmarzającą warstwę,

T – kolejny dzień okresu odmarzania.

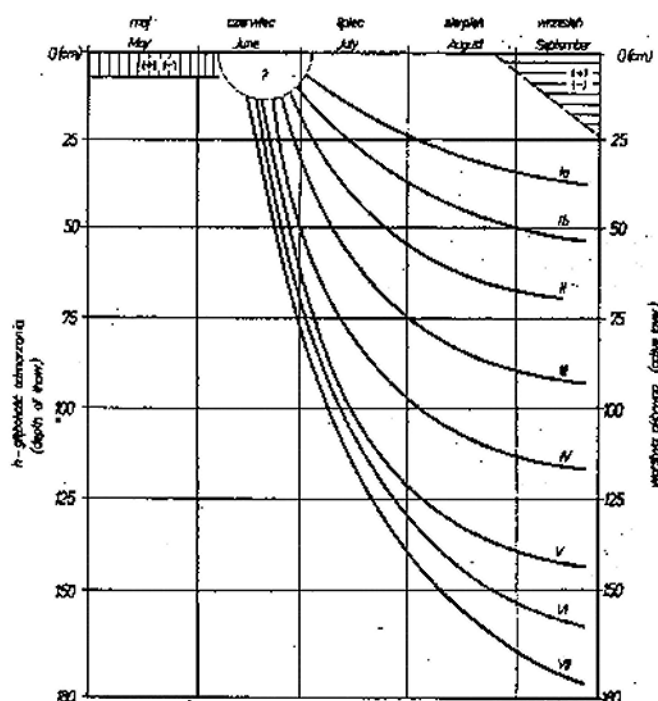
Dla poszczególnych stanowisk otrzymano równania:

$$P2-a: h = 27,1 \lg(T) + 2,3$$

$$P2-b: h = 38,8 \lg(T) - 11,9$$

$$P2-c: h = 48,5 \lg(T) - 22,7$$

Współczynnik determinacji dla wszystkich równań wyniósł ponad 0,85. Porównując otrzymany schemat do modelu odmarzania gruntów zachodniego Spitsbergenu (ryc. 20) autorstwa Grzesia (1985, 1988) stwierdzono znaczne podobieństwo przebiegu krzywych charakteryzujących podobne ekotopy (Szczypiński 2002).



Ryc. 20 Schemat letniego odmarzania różnych rodzajów gruntu na Spitsbergenie, wykonany na podstawie danych z okresu 1975 – 1981 autorstwa M. Grzesia (1985)

d. Bilans masy lodowca Waldemara w latach 1996-2002

Ireneusz Sobota

Dane dotyczące struktury bilansu masy lodowca Waldemara uzyskano na podstawie bezpośrednich pomiarów terenowych prowadzonych w latach 1996-2002. 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 północno-zachodniego Spitsbergenu w warunkach zmieniającego się klimatu”. Równolegle prowadzone były pomiary geodezyjne-kartograficzne (Lankauf 2002). Głównym źródłem informacji na temat wielkości bilansu masy lodowców świata i Svalbardu jest *Mass balance bulletin* wydawany przez IAHS(ICSU)/UNEP/UNESCO w ramach WGMS, w którym przedstawiane są dane dotyczące kilkunastu lodowców świata objętych systematycznymi badaniami bilansu. Oparto się także na pracy Jani, Hagena (1996).

Średni bilans masy lodowca Waldemara (NW Spitsbergen) w latach $-0,49$ 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. Sezon letni 1998 był znacznie cieplejszy od sezonu letniego 1997. W konsekwencji tego bilans masy lodowca Waldemara, pomimo podobnej wielkości zimowej akumulacji śniegu, w tych dwóch latach znacznie się różnił. W roku bilansowym 1997 wyniósł $-0,39$ m e.w., a w roku 1998 $-0,79$ m e.w. W roku 1999, 2000 i 2001 bilans masy lodowca wyniósł odpowiednio $-0,68$; $-0,31$ i $-0,76$ m e.w.

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, a w roku 1998 i 2001 zdecydowane znaczenie miała ablacja w sezonie letnim (Sobota 2002). 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. Największe różnice wartości bilansu w porównaniu do średniej wieloletniej wystąpiły w latach: 1996, 1998 i 2001. Były to sezony o odmiennych warunkach pogodowych, charakteryzujące się dużą zimową akumulacją śniegu lub podwyższoną temperaturą powietrza w okresie letnim. Skumulowana wielkość bilansu lodowca Waldemara wyniosła w tym czasie $-3,45$ m e.w. W strefie czołowej wartość ta osiągnęła $-6,62$ m e.w., a na obszarze pola akumulacyjnego $+0,54$ m e.w.

Największe wartości ujemne bilansu masy lodowca Waldemara występowały w strefie czołowej i w pobliżu moreny środkowej. Pozytywne wartości stwierdzano najczęściej w centralnej części pola akumulacyjnego na wysokości powyżej 400 m n.p.m. (ryc. 21).

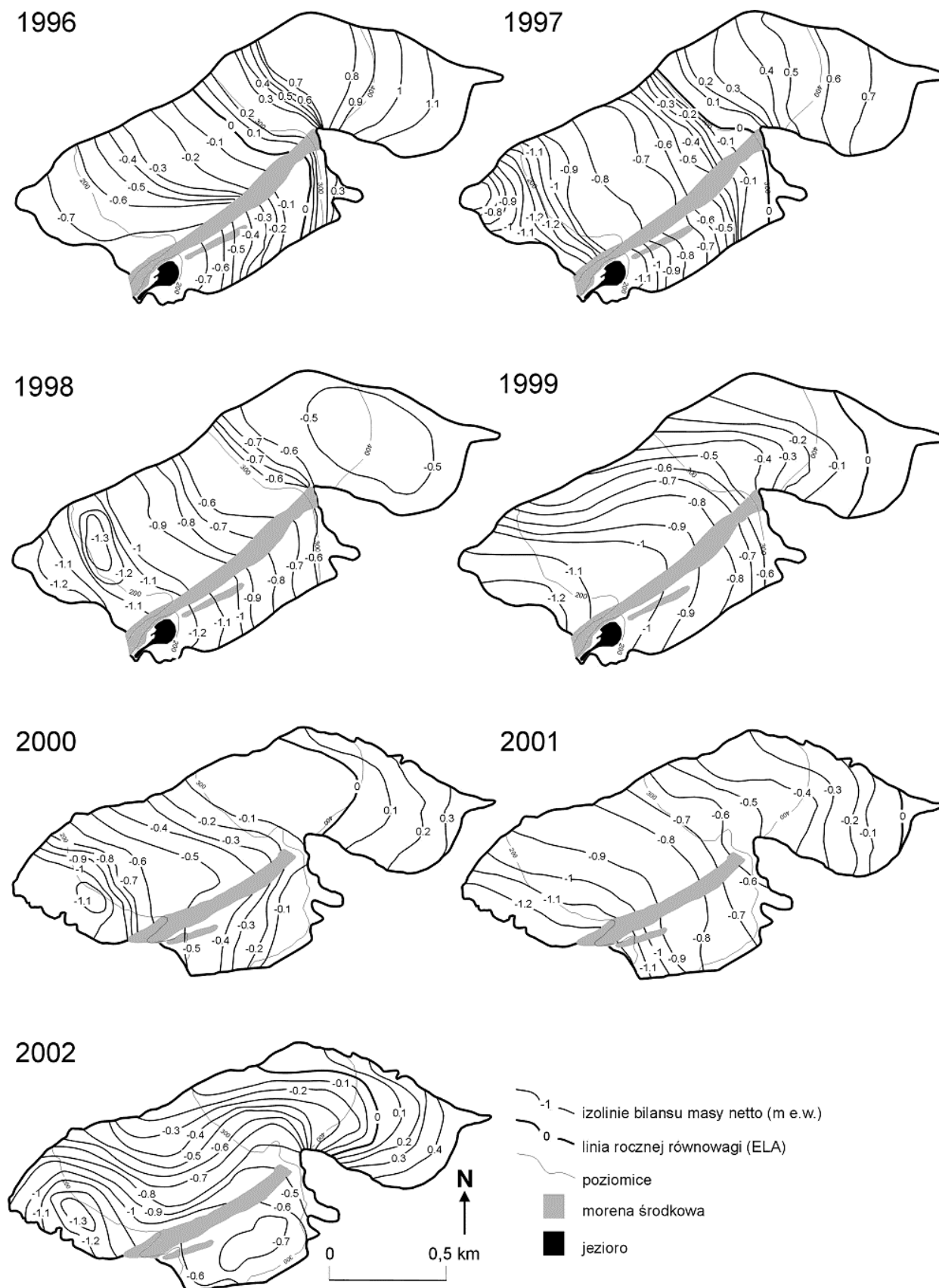
Przestrzenna zmienność bilansu masy lodowca Waldemara kształtowana jest przede wszystkim przez warunki pogodowe w danej części lodowca oraz lokalne uwarunkowania morfologiczne. Powierzchnię lodowca można na ogół podzielić na część o negatywnym bilansie masy i część z bilansem pozytywnym. Wyjątkiem był rok 1998 kiedy cały obszar lodowca Waldemara posiadał bilans ujemny (ryc. 21).

Linia rocznej równowagi na lodowcu Waldemara (ELA) w latach 1996-1997 była położona na podobnych wysokościach, które wyniosły 270 i 300 m n.p.m. W roku 1998 na skutek bardzo dużej ablacji bilans masy był ujemny na całej powierzchni lodowca i nie stwierdzono wystąpienia tej linii w obrębie obszaru lodowca. W roku 1999 znajdowała się ona na wysokości 450 m n.p.m., a w roku 2001 na około 500 m n.p.m. W roku 2000 i 2002 wysokość linii rocznej równowagi była podobna (385 m i 390 m n.p.m.), pomimo, że w roku 2002 bilans zimowy był dwa razy większy. W oparciu o wyniki bezpośrednich pomiarów oszacowano, że linia rocznej równowagi występuje na wysokości 270-400 m n.p.m.

Średnią wartość bilansu masy lodowca Waldemara w okresie 1996-2001 ($-0,49$ m e.w.) można uznać za reprezentatywną dla niewielkich dolinnych lodowców północno-zachodniej części Spitsbergenu. Przemawiają za tym otrzymane wartości bilansu letniego i zimowego tego lodowca. Dodatkowo potwierdzają to wartości składowych bilansowych z wielolecia, uzyskane na podstawie wybranych metod klimatycznych, hydrologicznych oraz kartograficznych i teledetekcyjnych (Sobota 2001).

Bilans masy lodowców Svalbardu odznacza się wyraźnie ujemnym trendem. Przeważają wartości ujemne, jednak w niektórych latach większość lodowców posiadała również bilans dodatni. 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 charaktery-

zował się także lodowiec Waldemara (+0,02 m e.w.). Jedynym lodowcem, który odznaczał się przeważnie dodatnimi wartościami bilansu w całym okresie był Kongsvegen.



Ryc. 21 Mapy bilansu masy lodowca Waldemara w latach 1996-2002

Najbardziej zbliżone do lodowca Waldemara wartości bilansu netto w analizowanym okresie posiadały lodowce regionu Kongsfjordu: Midre Løven i Austre Brøgger. Ich średni bilans w latach 1996-1998 wyniósł odpowiednio $-0,33$ m e.w. i $-0,58$ m e.w. Z kolei w latach 1996-1999 bilans masy lodowca Austre Brøgger wyniósł $-0,53$ m e.w., podczas gdy dla lodowca Waldemara w tym okresie oszacowano go na $-0,49$ m e.w. Lodowce te charakteryzują się wyraźnie ujemnym bilansem w wieloleciu.

W ostatnich latach systematycznymi badaniami bilansu masy na Svalbardzie objętych jest 5 lodowców: Midre Løven, Austre Brøgger, Kongsvegen, Hans i Waldemar. Bilans masy netto za okres 30 lat lodowców Austre Brøgger i Midre Løven wyniósł odpowiednio $-0,44$ i $-0,35$ m e.w. Średni bilans lodowca Kongsvegen od roku 1987 do 1998 wyniósł $+0,06$ m e.w. Ujemny bilans dwóch pierwszych lodowców związany jest z ich lokalnymi uwarunkowaniami. Natomiast dodatni bilans lodowca Kongsvegen związany jest z wysoko położoną, dużą powierzchnią akumulacyjną. Średni wieloletni bilans masy lodowca Waldemara ($-0,49$ mm e.w.) oraz wartości jego składowych bilansowych zbliżone są do innych niewielkich lodowców Svalbardu, zakończonych na lądzie.

e. Charakterystyka tundry obszaru Kaffiøyry

Adam Barcikowski, Wanda Gugacka-Fiedor

Obszar Kaffiøyry od lodowca Åavatsmark do sandru Elizy mieści się w północnej strefie tundry arktycznej – NATZ (ang. *northern arctic-tundra zone*), natomiast dalej na południe rozpoczyna się pośrednia strefa tundry arktycznej – MATZ (ang. *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 affinis*, *Sibbaldia procumbens*, *Taraxacum brachyceras* i *Trisetum spicatum*, a centrum ich występowania stanowi masyw Bjørn-skanka. 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 są 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 ośmiopłatkowego (*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 Bjørn-skanka. 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 sztor-mowym. Pokrycie roślin nie przekracza 5% powierzchni, a gatunki tam rosnące należą do ekspan-sywnych. Jest to głównie *Saxifraga oppositifolia*, której towarzyszą pojedyncze osobniki *Draba al-pina* i *Silene acaulis*; niewielka liczba mchów gromadzi się wyłącznie w darni dominującego gatun-ku.

4. BRØGGERHALVØYA – NY-ÅLESUND

Prowadzący:

dr Wiesława Ewa Krawczyk i prof. dr hab. Marek Grześ

a. Ny-Ålesund

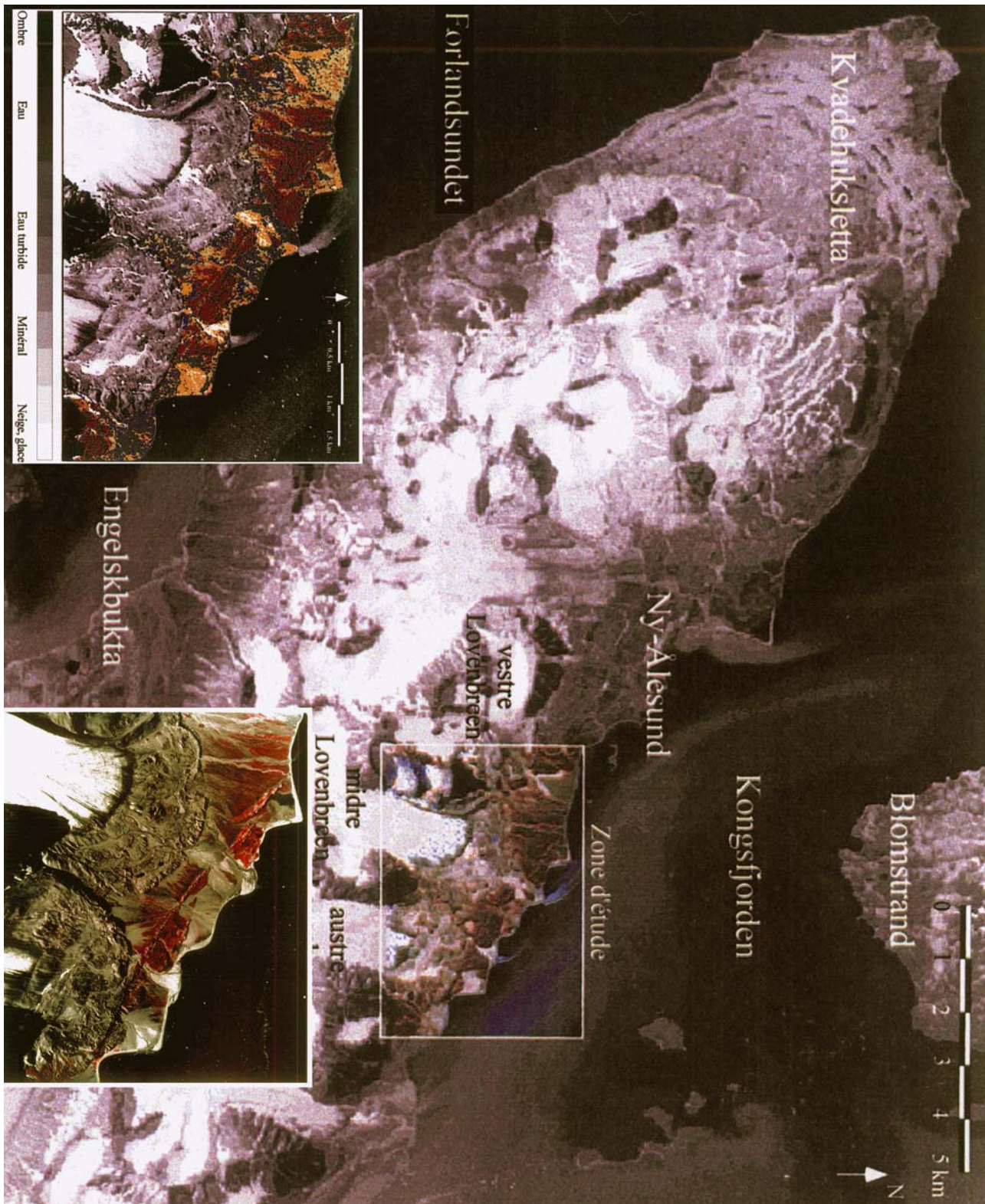
Wiesława Ewa Krawczyk

Ny-Ålesund (78°55'N, 11°56'E) położony jest w NW części Spitsbergenu, na północnym wybrzeżu półwyspu Brøgger (Brøggerhalvøya), nad fiordem „Królewskim” – Kongsfjorden (ryc. 22). Długość Kongsfjorden wynosi 20 km, szerokość od 4 do 10 km przy ujściu, między Kvadehuken i Kapp Guisez. Całkowitą objętość wody w tym fiordzie szacuje się na 29,4 km³ (Svendsen i in. 2002).

Ny-Ålesund jest jednym z najdalej na północ położonych osiedli zamieszkałych przez ludzi. O tym, że występuje tu węgiel kamienny wiedzano już w roku 1610. Wtedy to angielski wielorybnik Jonas Poole opisał po raz pierwszy okolice Kongsfjordu. Od roku 1909 tereny te należały do Green Harbour Coal Co. W roku 1916 zostały sprzedane Peterowi Brandalowi z Ålesund w Norwegii i w tym samym roku powstała Kings Bay Kul Company (KBKC). Wiercenia potwierdziły, że opłacalne będzie wydobywanie węgla. Rozpoczęto więc budowę niezbędnych urządzeń: linii kolejowej, nabrzeża do załadunku, elektrowni, oraz budynków mieszkalnych i szpitala. Maksymalne wydobycie węgla osiągnęło 109 tys. ton w roku 1927, ilość pracowników wzrosła do 275. Węgiel występuje tu w siedmiu głównych pokładach nazwanych Esther, Sofie, Advokat, Agnes, Otilie, Josephine i Ranghild. Pokłady te są nachylone i pocięte uskoki, powoduje to, że wydobywanie węgla w Ny-Ålesund było o wiele trudniejsze niż w Longyearbyen, Barentsburgu i Sveagruva. Kopalnie znajdowały się na północ od Ny-Ålesund, u podnóża Zeppelinfjellet. Trudne warunki wydobywania sprzyjały licznym wypadkom, w ich następstwie w 1929 roku kopalnie zamknięto. KBKC została przejęta przez państwo w 1933 roku. Podczas II wojny światowej kopalnie wraz z infrastrukturą uległy zniszczeniu, zapaliły się też hałdy składowanego węgla. Wydobywanie węgla rozpoczęto w 1946 roku, towarzyszyły mu w dalszym ciągu wypadki, wybuchy i pożary. Mimo to kontynuowano wydobywanie, aż do dużego wybuchu w 1962 roku, kiedy zginęło 21 osób (Hjelle 1993).

Po zamknięciu kopalń węgla kamiennego władze norweskie zdecydowały, że będzie to międzynarodowe centrum badań środowiskowych na Svalbardzie. Obecnie znajdują się tu stacje naukowe Norwegii (Norweski Instytut Polarny NP - Sverdrup Station, Norweski Instytut Badań Powietrza NILU – obserwatorium na Zeppelinfjellet, Norweskie Przedsiębiorstwo Kartograficzne NMA – obserwatorium geodezyjne), Niemiec (Alfred Wegener Institut –AWI), Wielkiej Brytanii (NERC w Harlandhuset), Japonii (NIPR na Rabben), Włoch (Dirigible Italia) oraz Francji (Base Corbel). Badania prowadzą również naukowcy z Holandii, Szwecji i Południowej Korei. Od roku 1996 Ny-Ålesund posiada status Europejskiej Infrastruktury Badawczej i badania tu prowadzone były finansowane przez 4 i 5 Program Ramowy UE. W latach 1996-2002 w programach UE (LSF) brało udział 252 naukowców z 16 krajów, realizujących 122 projekty (Oerbek 2002). Było wśród nich kilka zespołów z Polski.

Ny-Ålesund zapisał się w historii badań polarnych. Przed Stacją Norweskiego Instytutu Polarnego stoi popiersie Roalda Amundsena (1872-1928) norweskiego badacza polarnego, zdobywcy bieguna południowego, uczestnika wielu wypraw arktycznych i antarktycznych. Płyta z profilem Amundsena upamiętnia jego próbę lotu do Bieguna Północnego, 21 maja 1925 roku, razem z Amerykaninem Lincolnem Elsworthem i czterema Norwegami: Riiser-Larsenem, Dietrichsonem, Omdalem i Feuchtem. Zakończyła się ona niepowodzeniem, hydroplan Dornier Wal lądował na morzu, 200 km przed biegunem. Szczęśliwie nikt nie zginął.



Ryc. 22 Zdjęcie satelitarne półwyspu Brøgger (za Mercier'em 2001)

Następną próbę podjął 9 maja 1926 roku Richard Byrd, który na samolocie Fokkera wystartował z Ny-Ålesund, doleciał nad biegun i wrócił po 15 godzinach i 30 minutach lotu. Dwa dni później w tym samym kierunku wystartował sterowiec „Norge”. Na pokładzie, obok Amundsena i jego towarzyszy z poprzednich wypraw, Riiser-Larsena, Omdala, Ellswortha, Wistinga znajdował się także konstruktor sterowca Umberto Nobile oraz sześciu włoskich mechaników. Przelecieli oni nad biegunem po 17 godzinach lotu, zrzucając nad nim flagi: amerykańską, norweską i włoską. Potem,

w pogarszającej się pogodzie, po 71 godzinach lotu wylądowali w okolicach Nome na Alasce. Pamiątką po starcie „Norge” jest stalowy maszt, do którego był zakotwiczony sterowiec. Ten maszt został wykorzystany także dwa lata później. W maju 1928 był do niego przywiązany trójmotorowy sterowiec „Italia”, który pod dowództwem Umberto Nobile wyruszył, wraz z szesnastoosobową załogą w kierunku Bieguna Północnego. Biegun osiągnięto 23 maja, po dwóch dniach lotu, ale w drodze powrotnej gwałtownie pogorszyła się pogoda, „Italia” znalazła się w burzy śnieżnej i doszło do katastrofy. Rozbitkowie znaleźli się na krze lodowej. Na pomoc wyruszyły ekipy z sześciu krajów, lodołamacze, samoloty. W wypadku samolotu zginął spieszący na pomoc Amundsen. Tylko część rozbitków udało się uratować, po prawie półtora miesięcznych poszukiwaniach (Imbert 1996).

b. Geologia i geomorfologia półwyspu Brøgger

Wiesława Ewa Krawczyk, Zbigniew Zwoliński

Zarys geologii podłoża Brøggerhalvøya przedstawiono na podstawie monografii geologicznej A. Hjelle (1993). Na przełomie kredy i trzeciorzędu w półwysp Brøgger (Brøggerhalvøya) uderzyła Grenlandia powodując powstanie nasunięć, głównie z kierunku SSW na NNE. Starsze warstwy zostały wypchnięte nad młodsze. Jedno z takich nasunięć jest dobrze widoczne na Zeppelinfjellet, gdzie skały karbońskie zostały wypiętrzone ponad węglonośne warstwy trzeciorzędowe. W SE części półwyspu dominują najstarsze, proterozoiczne skały podłoża, które uległy fałdowaniu w sylurze. Prawdopodobnym jest występowanie tu także wcześniejszego fałdowania i metamorfizmu (ryc. 23). W górach otaczających lodowiec Kongsvegen oraz w wewnętrznej części Kongsfjordu główne skały to fyllity z wkładkami kwarcytu. Można je znaleźć na szczytach po zachodniej stronie Kongsvegen, u nasady półwyspu oraz na Lundryggen. Na południe od fyllitów występują bardziej zmetamorfizowane skały, takie jak łupki łuszczkowe z granatami i amfibolami oraz nieliczne złoża marmurów. Łupki łuszczkowe zawierają rozproszone soczewki i żyłki skał granitowych, np. w rejonie Steenfjellet-Welderyggen. W głębi fiordu króluje szczyty Tre Kronen (Svea, Nora i Dana). W charakterystycznym kształcie piramidy widać horyzontalne warstwy karbońskie i permskie, leżące nad nieznacznie sfałdowanymi warstwami dewońskimi, odsłaniającymi się poniżej 1000 m.

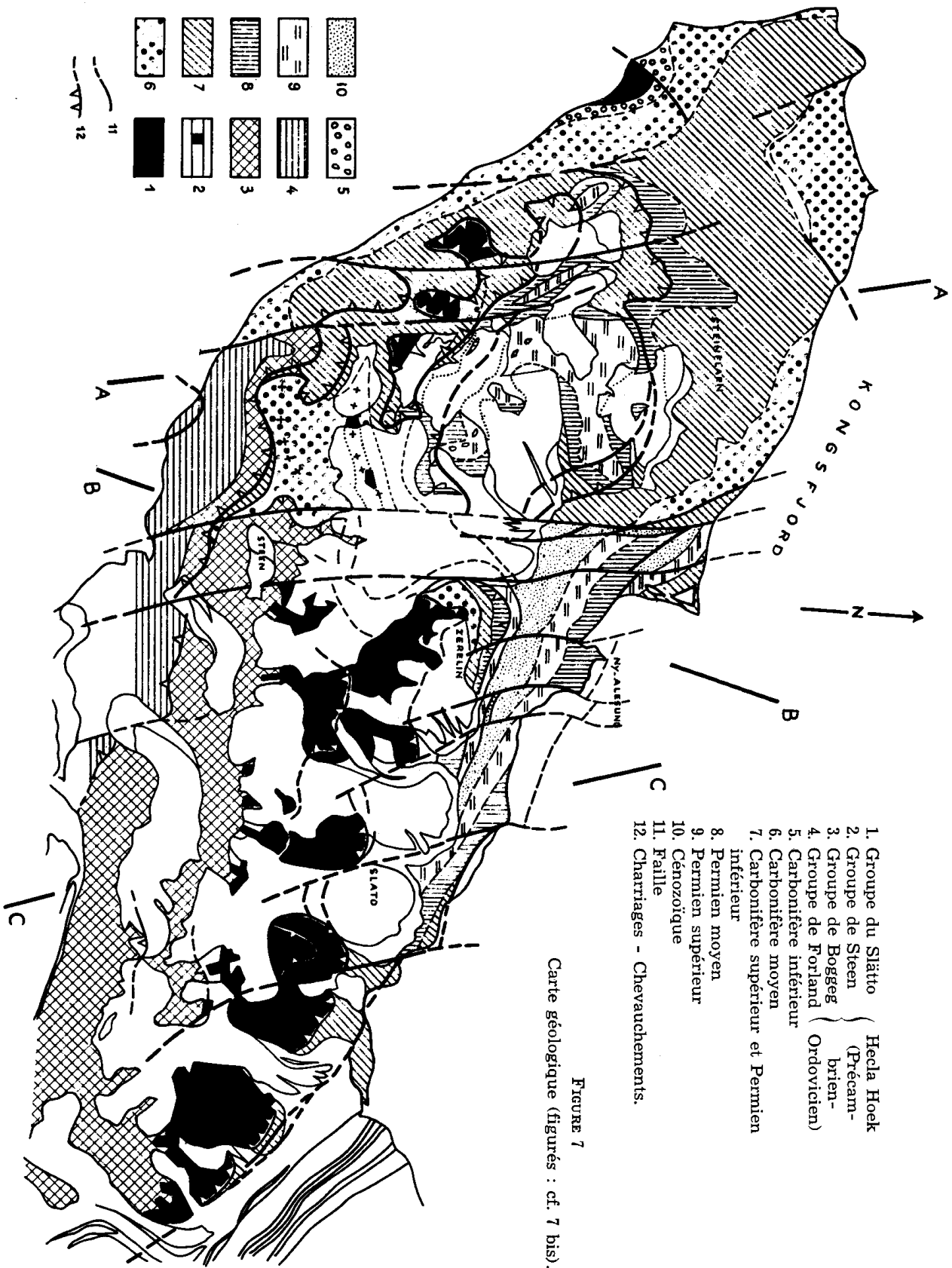
Północna część półwyspu to głównie skały osadowe środkowego i górnego karbonu oraz permu. Osady dolnego karbonu można jedynie spotkać w okolicy Kulmodden. Klimat dolnego karbonu był suchy i czerwonawe piaski i żwiry osadziły się na równinach aluwialnych w pobliżu morza, a leżące niżej wapienie i dolomity pochodzą z sedimentacji w płytkim morzu. Czerwonawe piaskowce spotykane wzdłuż wybrzeża, aż do Kvadehuken u ujścia Kongsfjordu pochodzą właśnie z tego okresu. Nadają one też barwę osadom wynoszonym w rzece Bayelva, wypływającej ze zlewni lodowców Austre Brøggerbreen i Vestre Brøggerbreen. Osady późnego karbonu i permu osadzały się w płytkim morzu w bardziej wilgotnym klimacie. Można w nich spotkać ramieninogi, korale, gąbki i lilie morskie. Szczególnie dużo okazów kopalnej fauny można spotkać na zboczach Schetelingfjellet oraz wzdłuż skalnego wybrzeża, na wschód od Kolhamna.

Na południe i zachód od Ny-Ålesund znajdują się osady dolnego trzeciorzędu o grubości około 200 m, które zajmują 4,5 km². Otoczone są przez skały górnego karbonu oraz permu. Tworzą je głównie piaskowce z rozproszonymi konglomeratami, liczne są także łupki i wkładki węgla.

Rejon półwyspu Brøgger oraz obszary na północ były całkowicie zlodowaczone przed około 13 600 BP. Około 9500 BP rozpoczęła się recesja lodowców (Svendsen i in. 2002). Największymi lodowcami są znajdujące się w głębi Kongsfjordu (około 30 km od Ny-Ålesund) i uchodzące do morza Kongsvegen (105 km²), Kronebreen (100 km²) oraz Conwaybreen (56 km²). Zmiany zasięgu czoł lodowców rejonu Kongsfjordu od końca XIX wieku przedstawiają ryc. 24 i 25.

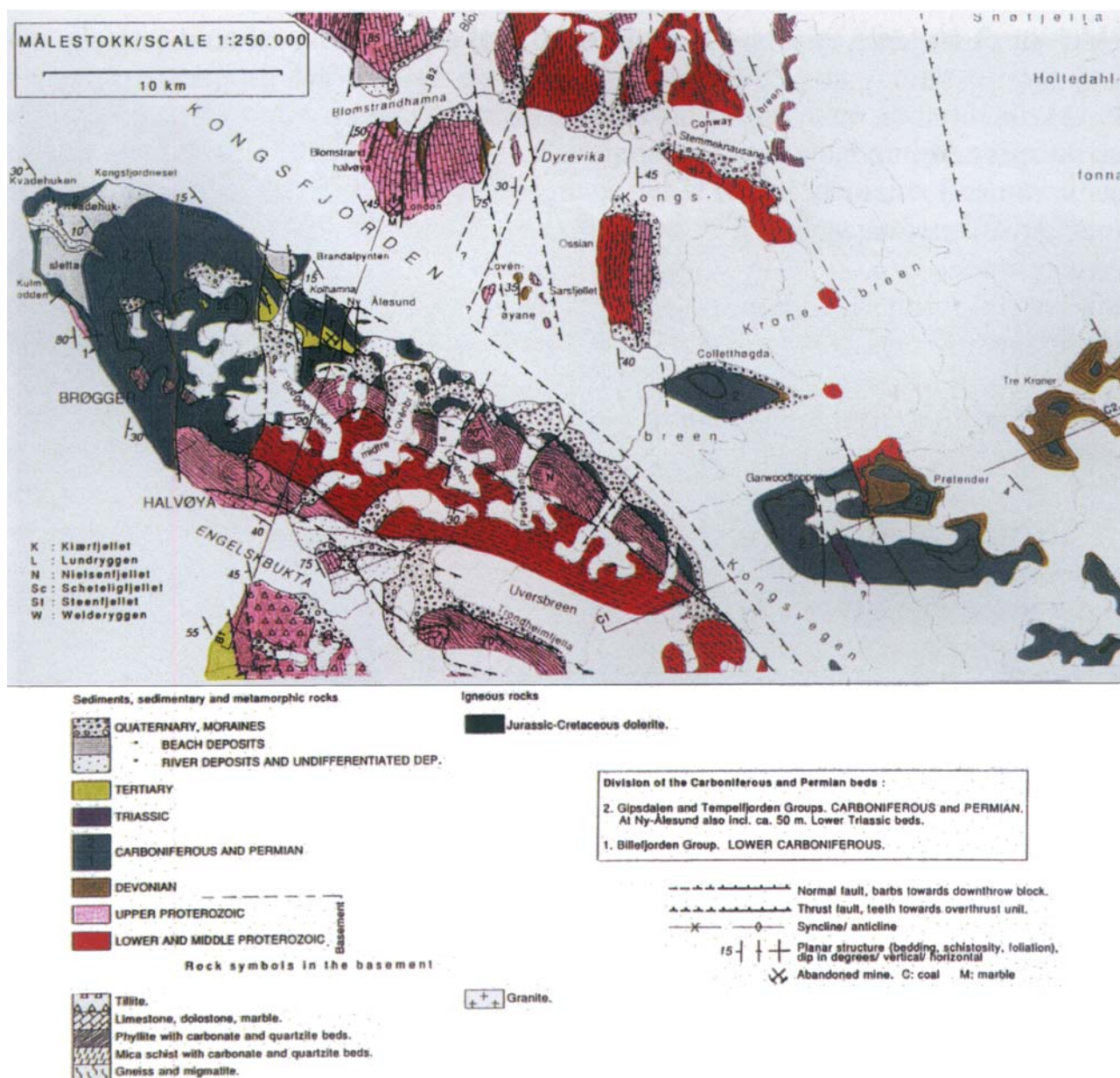
Bilans masy Kongsvegen jest dodatni, ze względu na wyższe położenie większej części lodowca. Średnia wartość bilansu dla lat 1987-1995 wynosiła 0,06 m e.w (Hagen 1996). Prowadzono również pomiary prędkości lodu oraz zmian geometrii lodowca, ostatnio za pomocą precyzyjnego GPS i

elektronicznych pomiarów odległości (Jania i in. 2002). Przed czołami tych potężnych strumieni lodowych, na dnie fiordu znajdują się moreny (Lefauconnier 2002).



Ryc. 23a Mapa geologiczna półwyspu Brøgger (Dresch 1970)

Pozostałe lodowce na półwyspie Brøgger kończą się na lądzie i charakteryzują się znacznie mniejszą powierzchnią. W najbliższej okolicy Ny-Ålesund u znajdują się małe lodowce dolinne: na wschodzie Austre Brøggerbreen i Vestre Brøggerbreen oraz na zachodzie Vestre Lovenbreen, Midre Lovenbreen i Austre Lovenbreen (ryc. 25). Pierwsze badania na lodowcach Austre i Vestre Brøgger prowadziła w roku 1907 wyprawa Gunnara Isachsena, ich wynikiem była mapa 1:1000000. Lodowce te znajdują się obecnie w stadium recesji, na dwóch z nich: Austre Brøggerbreen i Midre Lovenbreen od roku 1967 prowadzone są pomiary bilansu masy. Średni bilans netto w okresie 1967-1993 wynosił odpowiednio $-0,43$ m e.w. oraz $-0,35$ m e.w. a powierzchnia lodowców uległa obniżeniu o 11 i 8 m (Hagen 1996). Na lodowcu Austre Brøggerbreen mogła wystąpić szarża około roku 1900 (Repp 1979).



Ryc. 23b Mapa geologiczna półwyspu Brøgger wg Hjelle (1993)

Po przeciwnej stronie Kongsfjordu znajduje się uchodzący do morza Blomstrandbreen (95 km²), który przez wiele lat łączył się z sąsiednią wyspą tworząc półwysp Blomstrandhalvøya. Po wycofaniu się lodowca pozostała wyspa, oddalona obecnie od lądu o około 2 km. Powierzchnia wy-

spy wynosi 35 km², wysokości sięgają 369 m n.p.m. Podłoże stanowią silnie zmetamorfizowane marmury. Wyspę przecinają cztery uskoki o kierunku NS, na wschód od nich znajdują się małe wychodnie dewońskich piaskowców i konglomeratów (Hjelle, 1993). Na wyspie znajduje się wiele jaskiń, ponorów i innych przykładów rzeźby krasowej. Wzdłuż wybrzeża stwierdzono obecność ponad 60 jaskiń nadmorskich. Występują tam także reliktywne jaskinie freatyczne pochodzenia subglacialnego (Lauritzen 1998).

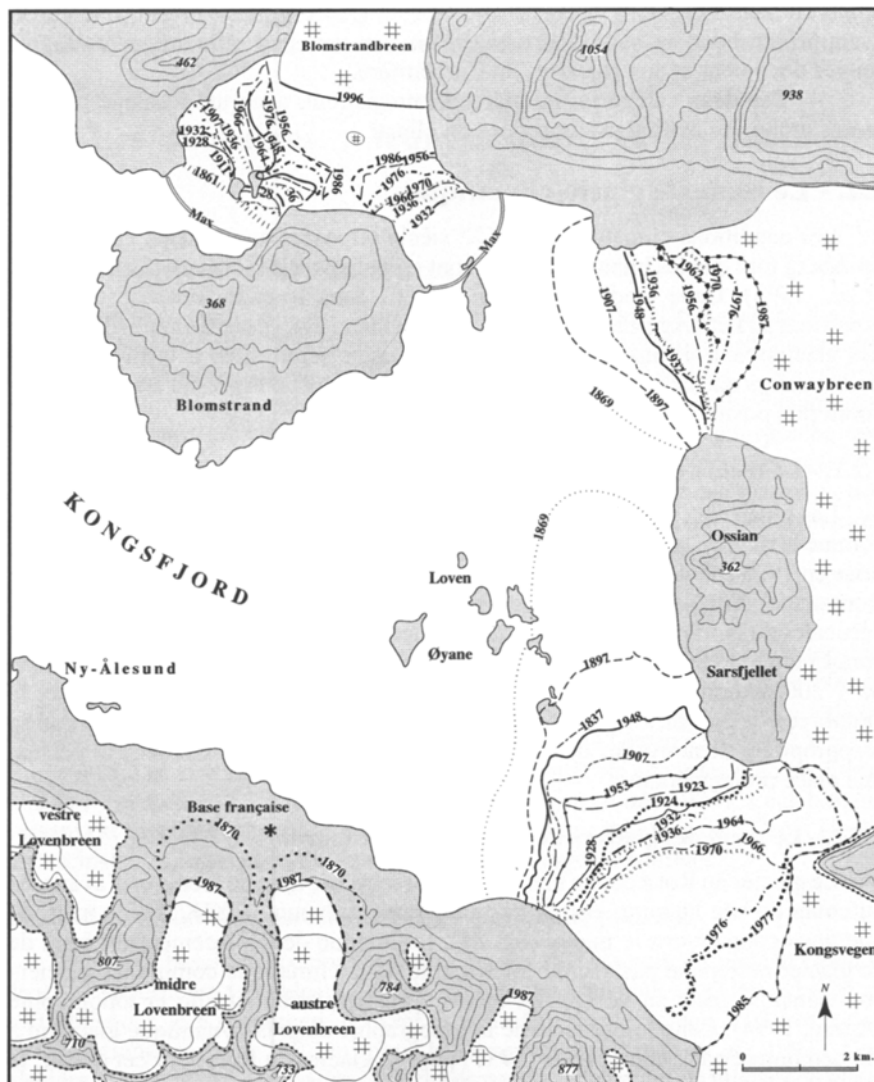


Ryc. 23c Mapa geologiczna półwyspu Brøgger wg Norsk Polarinstittutt, Tromsø 1999

W południowej części Blomstrandøya w latach 1910-1920 wydobywano marmury, powstało tam małe miasteczko London. Pozostałości maszyn i urządzeń można oglądać jeszcze dzisiaj, kilka charakterystycznych domków przeniesiono do Ny-Ålesund.

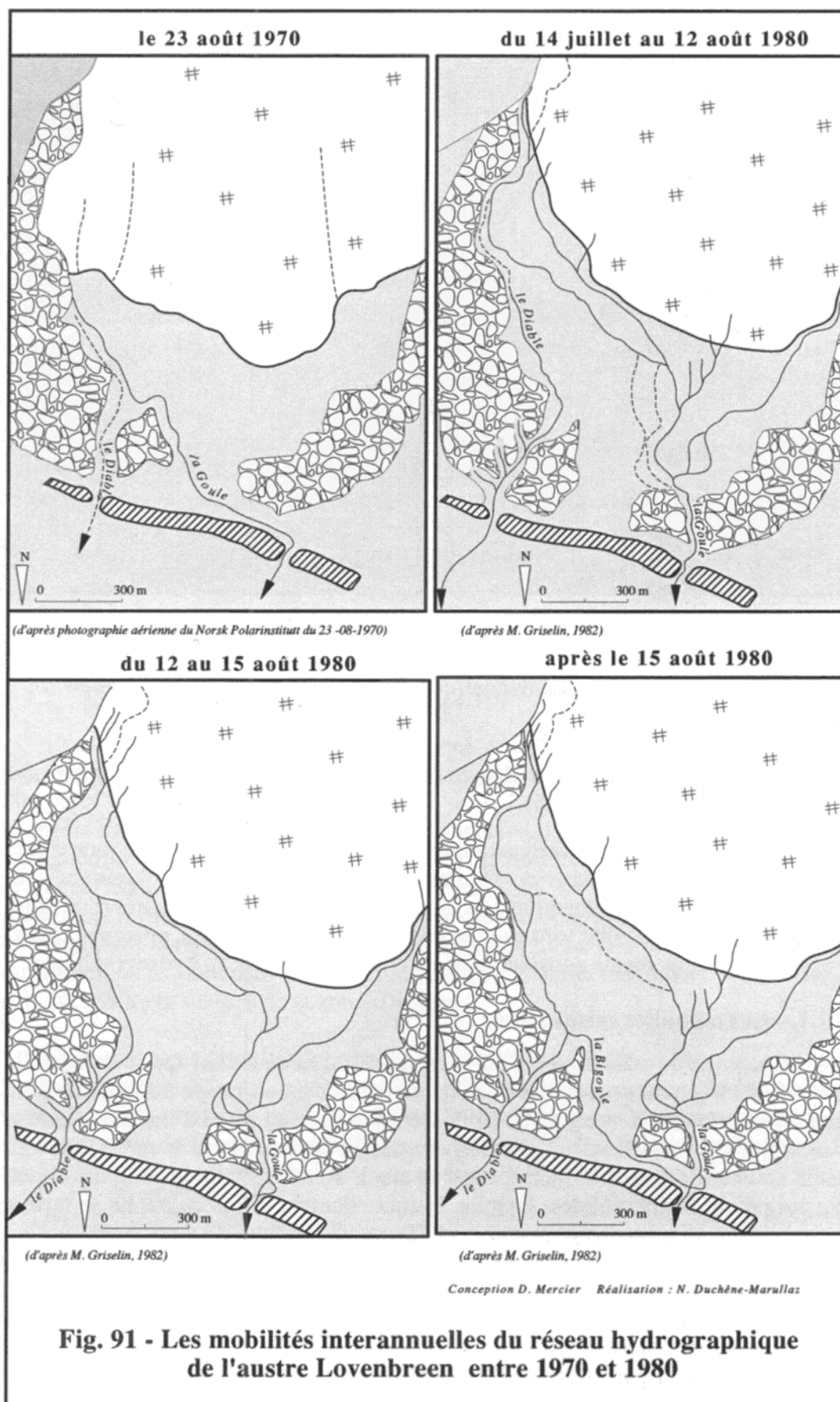
Trwałym efektem francuskich badań polarnych (Dresch 1970) jest mapa geomorfologiczna (ryc. 26) sporządzona przez Joly (1970), która ujawnia wielkie bogactwo form rzeźby na półwyspie Brøgger. Oprócz dominującego rozmieszczenia współczesnego zlodowacenia na mapie tej wyraźnie

widoczne są liczne formy strukturalne związane głównie z eoceńskimi formacjami konglomeratów, stanowiącymi dawne i/lub współczesne nunataki, na które często nałożone są formy lodowcowe (np. kotły, krawędzie erozyjne). Wśród form glacialnych zwracają uwagę liczne wały moren czołowych (ryc. 27), położone głównie po północnej stronie półwyspu. Bardzo rozległe obszary zajmuje rzeźba peryglacialna wyrażona licznymi stożkami usypiskowymi i soliflukcyjnymi, poligonami gleb strukturalnych, pokrywami kongeliflukcyjnymi ze śladami krioturbacji oraz pingami i morenami niwalnymi. W profilu podłużnym wielu stoków można obserwować charakterystyczną sukcesję form peryglacialnych: na pionowych i stromych stokach turnie lub powierzchnie skalne formowane przez procesy odpadania spowodowane gelifrakcją, poniżej których rozpościerają się stożki usypiskowe (nachylenia ok. 30°), jeszcze niżej (przy nachyleniach 5-6°) występują łoby geliflukcyjne, dalej pasy kamieniste i wreszcie na powierzchniach o nieznacznym nachyleniu (2-3°) występują pierścienie kamieniste (Mercier 2001).

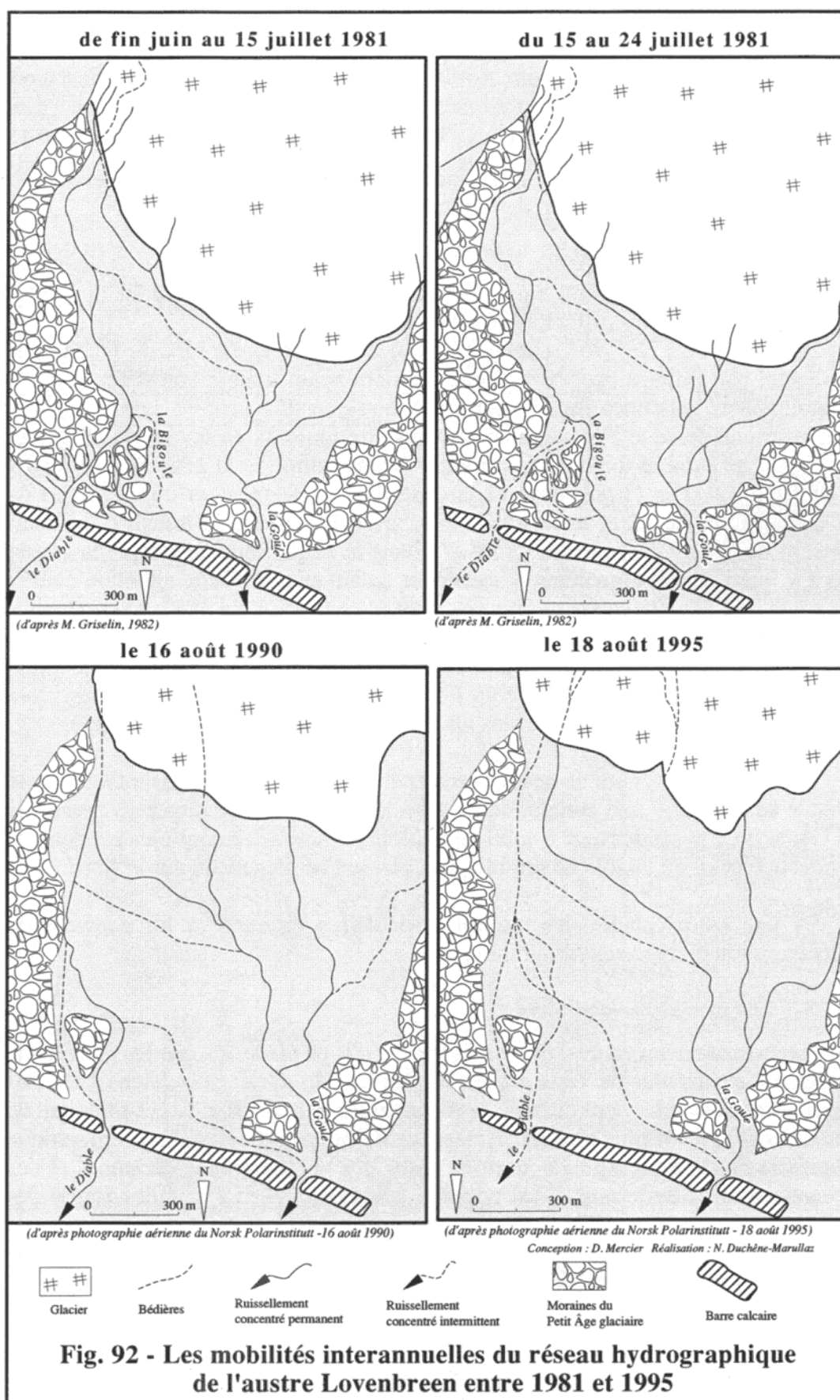


Ryc. 24 Zmiany położenia
czoł lodowców w okolicach
Kongsfjorden od końca XIX
wieku (wg Mercier 2001)

Interesującym miejscem jest Kvadehuksletta, typowa platforma abrazyjna zlokalizowana w północnozachodniej części półwyspu Brøgger. Datowanie osadów na podniesionych terasach (metodą radiometryczną i aminokwasów) wskazuje, że osady te powstały 130-290 tys. lat temu. Na wysokości 55-80 m n.p.m. można wyróżnić kilka teras morskich. Poniżej znaleziono warstwy, których wiek może sięgać nawet miliona lat. Najlepiej zachowały się terasy na wysokości 0-44 m n.p.m., powstały one podczas ostatnich 12 tys. lat. Obecnie wyróżnia się tu 6 poziomów terasowych (Lehman, Forman 1992, Mercier 2001):

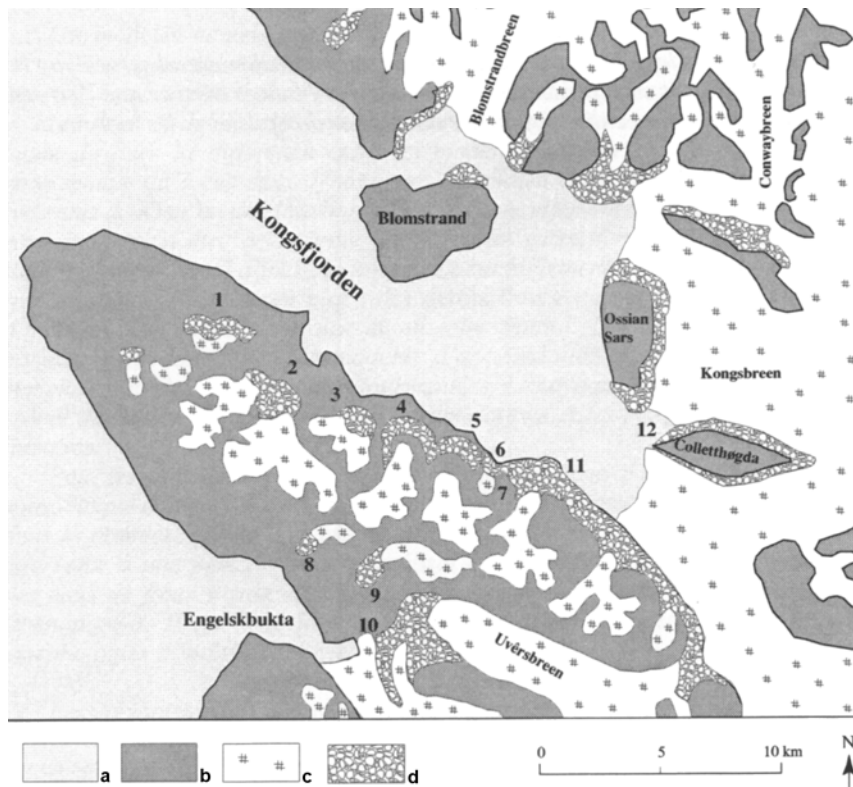


Ryc. 25a Zmiany położenia czoła lodowca i sieci hydrograficznej na przedpolu wschodniego Lodenbreen w latach 1970-1980 (wg Merciera 2001)



Ryc. 25b Zmiany położenia czoła lodowca i sieci hydrograficznej na przedpolu wschodniego Lodenbreen w latach 1981-1995 (wg Merciera 2001)



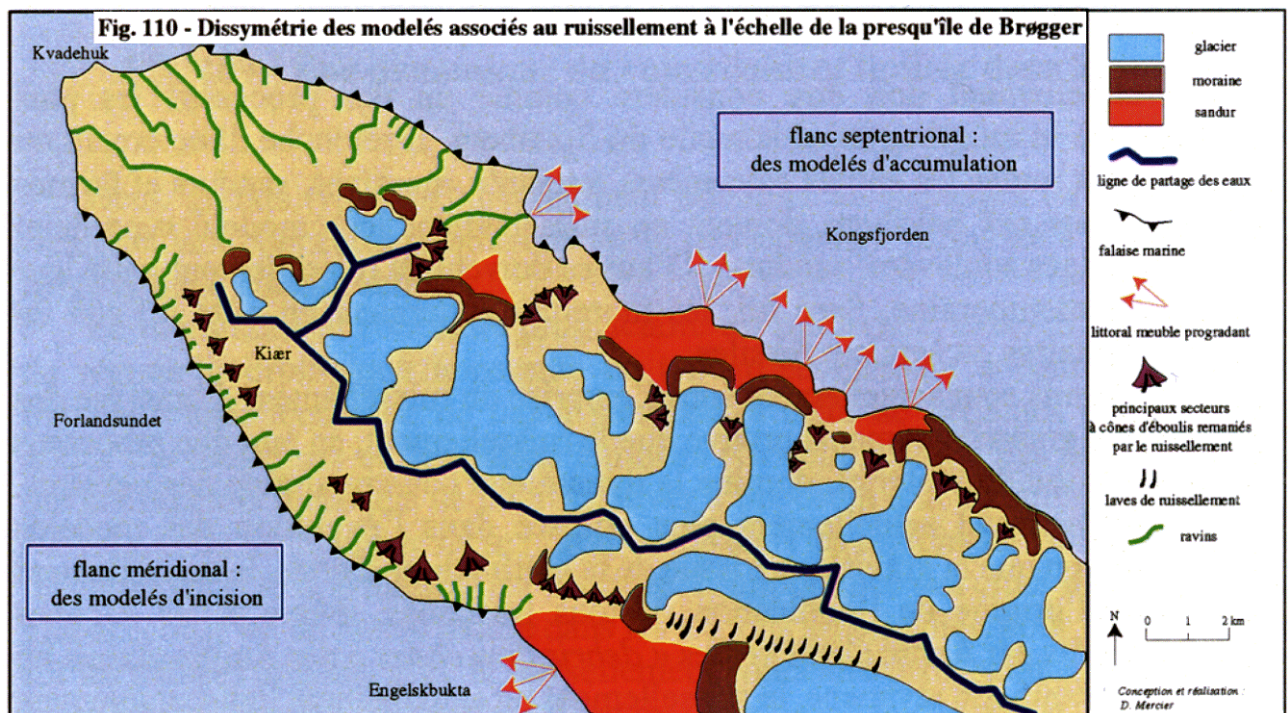


Ryc. 27 Rozmieszczenie mo-
ren głównych lodowców na
półwyspie Brøgger (wg Mer-
ciera 2001)

a – morze, b – góry, c- lodow-
ce, d – moreny

- 1 – Mørebrean
- 2 – zachodni i wschodni
Brøggerbrean
- 3, 4, 5 – zachodni, środkowy i
wschodni Lodenbrean
- 6 – Botnbrean
- 7 – Pedersenbrean
- 8 – Steenbrean
- 9 – Edithbrean
- 10 – Comfortlessbrean

Moreny boczne Kongsbrean
11 – morena po szarzy w 1948
12- morena późniejsza w 1970



Ryc. 28 Asymetria współczesnych procesów erozyjnych akumulacyjnych na półwyspie Brøgger (Mercier 2001)

« Ryc. 26 Mapa geomorfologiczna półwyspu Brøgger wg Joly (1970)

- Terasa współczesna (Huklagunene) z wałami burzowymi na wysokości 7 i 10 m n.p.m.,
- Terasa 20-metrowa – 9700 BP,
- Terasa 30-metrowa – 10000 BP,
- Terasa 40-metrowa – 12000 BP,
- Terasa 50-metrowa – 13000 BP,
- Terasa 80-metrowa - >35000 BP, odpowiadająca ostatniemu interstadiałowi.

Na czterech niższych terasach morskich występują tu klasyczne, podręcznikowe przykłady gleb poligonalnych, szczególnie wzdłuż dolnego biegu Kvadehukelva i nad Stuphallet. Opisuje je m.in. Federoff (1966) w obszernej monografii gleb rejonu Kongsfjordu i Isfjordu. Na obszarze między Kongsfjordem i Eidembukta prowadziła latem 1938 roku badania grupa polskich geomorfologów. Opublikowane w roku 1960 studia geomorfologiczne tego rejonu (Klimaszewski 1960) koncentrują się głównie w rejonie Kaffiøya. Z rejonu Ny-Ålesund opisana jest tylko dolinka peryglacialna (prawdopodobnie Brøggerdalen).

Na te elementy rzeźby lodowcowej, peryglacialnej i litoralnej nakładają się współczesne procesy fluwialne i fluwiogalcjalne, tworzące rozcięcia o różnym charakterze i wielkości oraz akumulacyjne powierzchnie sandrowe (ryc. 28). Procesy erozji wodnej w obrębie plaż Mercier (1998) ocenia na 10 mm a^{-1} (7-13), na obszarach morenowych na 8 mm a^{-1} , natomiast na obszarach węglanowych na $0,09 \text{ mm a}^{-1}$. Z kolei procesy gelifrakcji dają efekty rzędu $0,1 - 0,21 \text{ mm a}^{-1}$ (średnio $0,15 \text{ mm a}^{-1}$) w skałach kwarcytowych, podczas gdy lawiny na obszarach skał gnejsowych i łupkowych powodują erozję rzędu $0,006 - 0,1 \text{ mm a}^{-1}$ (Andre 1991). Za okres wzmożonych procesów morfogenetycznych należy uznać miesiące od czerwca do września z głównym ich nasileniem w lipcu i sierpniu, kiedy występują wyraźnie dodatnie temperatury powietrza.

c. Denudacja chemiczna na Brøggerhalvøya

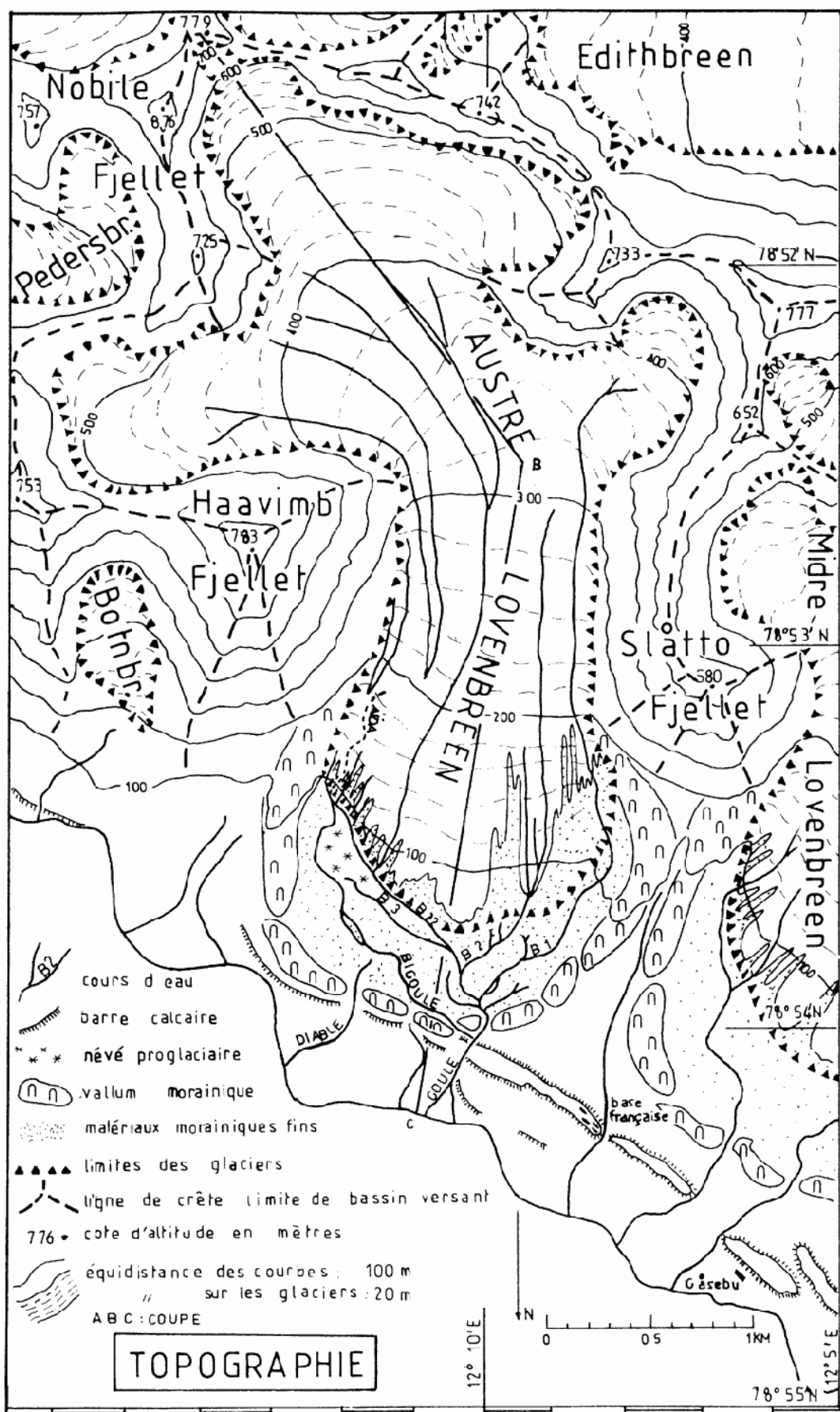
Wiesława Ewa Krawczyk

Trzy główne rzeki półwyspu: Scheteligelva, Kvadehukelva i Bayelva płyną w wyraźnych dolinach, u ich ujścia do fiordu powstały rozległe delty. W rejonie Ny-Ålesund działają trzy stacje hydrometryczne Norweskiego Urzędu Zasobów Wodnych i Energii (NVE). Najdłużej, od roku 1989, działa stacja 400.1 Bayelva, w której rejestrowane są stany wody oraz temperatura wody. Pobierane są też próbki wody do określenia transportu osadów lodowcowych (Pettersson 1991). Od lata 2002 roku dane z tej stacji są automatycznie przekazywane do siedziby NVE w Oslo (Pettersson 2002).

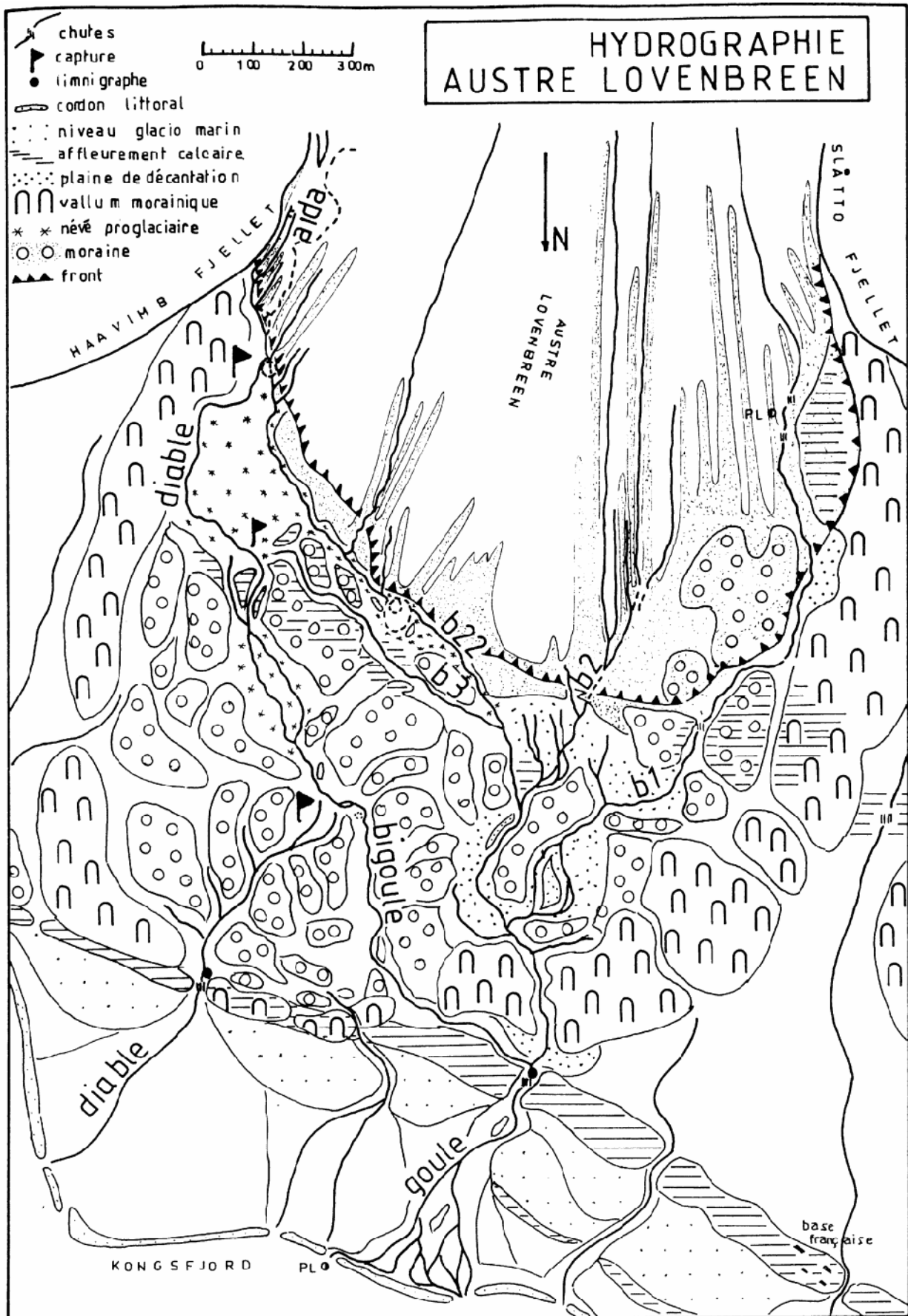
Druga stacja hydrometryczna 400.4 Londonelva działa w małej zlewni niezlodowaconej ($0,7 \text{ km}^2$) położonej na Blomstrandoya. W latach 1992-1999 objętości wody odprowadzanej z tej zlewni do Kongsfjordu wynosiły od $1,63 \cdot 10^6$ do $0,43 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, średni przepływ wynosił od 43 ls^{-1} do 18 ls^{-1} , czynny hydrologicznie okres trwał od 98 do 122 dni (Krawczyk & Pettersson, w przygotowaniu).

Trzecia stacja hydrometryczna 400.3 Tvillingvatnet rejestruje stany wody na jeziorkach, z których rurociągiem dostarczana jest woda do Ny-Ålesund (Pettersson 2002). W okresie 1990-2001 ze zlewni Bayelva odpływało rocznie średnio $33,7 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ wody, średni roczny przepływ wynosił $1,07 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, natomiast spływ jednostkowy $35 \text{ ls}^{-1} \text{ km}^2$ (Pettersson 2002). Odpływ ze zlewni Bayelva rozpoczynał się w końcu maja lub w pierwszych dniach czerwca, kończył najczęściej w końcu września. W ostatnich latach ten czynny hydrologicznie okres przedłużył się do października, w roku 2000 odpływ ze zlewni rejestrowano także w listopadzie.

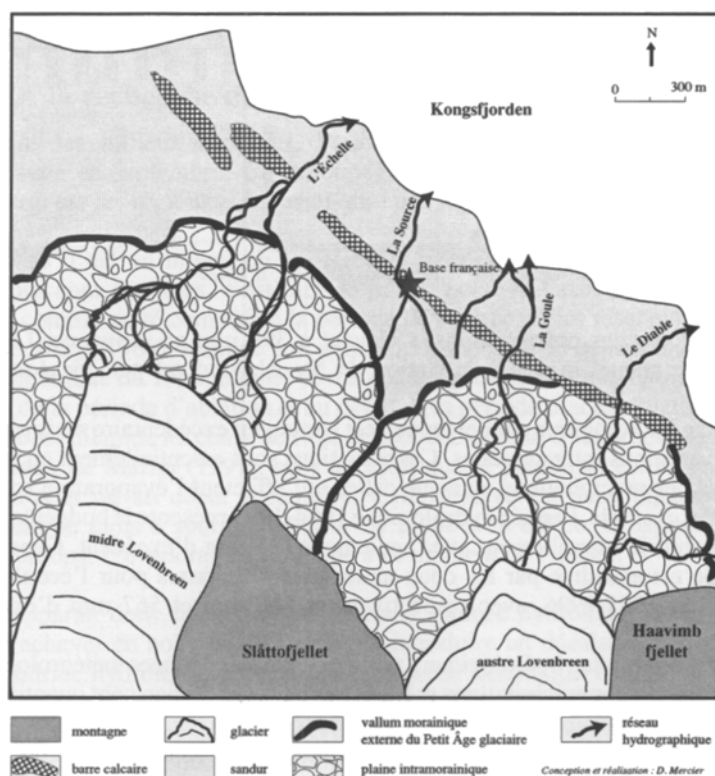
Pierwsze wartości denudacji chemicznej na Spitsbergenie ($16 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$) pochodzą z rejonu Kongsfjordu i są wynikiem prac francuskich zainicjowanych przez Jean Corbela w zlewni lodowca Austre Lovenbreen (Corbel 1964). H. Geoffroy obliczył, że średni roczny ładunek rozpuszczonych soli wynoszonych z tej zlewni w latach 1964-1967 wynosił 286 ton, po uwzględnieniu powierzchni zlewni ($10,45 \text{ km}^2$) daje to $10,9 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (Krawczyk 1994). Badania denudacji chemicznej i mechanicznej kontynuowała M. Griselin w latach 1980 i 1981. Dla pełnego roku hydrologicznego Griselin (1982) uzyskała ładunek 721064 kg , odpowiada to $27,6 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$.



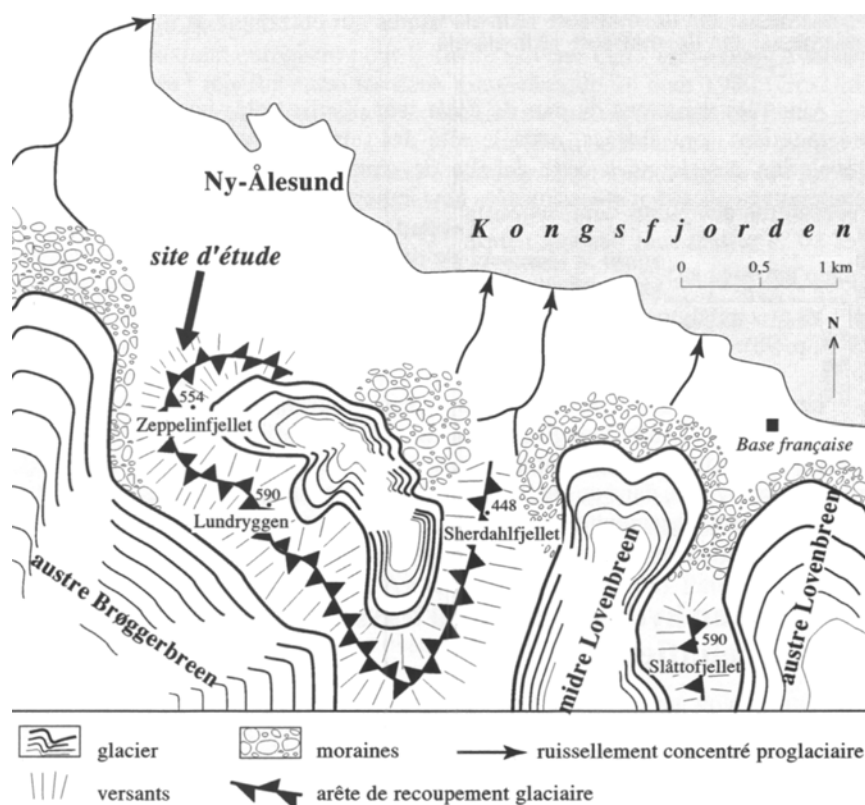
Ryc. 29 Szkic sytuacyjny lodowca Austre Loven



Ryc. 30 Szkic hydrograficzny lodowca Austre Loven



Ryc. 31 Szkic hydrograficzny okolic lodowców Loven na półwyspie Brøgger wg Merciera (2001)



Ryc. 32 Szkic topograficzny okolic Zeppelinfjellet na półwyspie Brøgger wg Merciera (2001)

Po uwzględnieniu soli pochodzenia atmosferycznego można założyć, że denudacja chemiczna wynosiła $22 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (Krawczyk 1994). Badania geochemiczne prowadzone w roku 1993 wykazały, że wody w zlewni Austre Lovenbreen (ryc. 29, 30, 31, 32) są typu siarczanowo-wapniowego (Griselin i in. 1995). W sąsiedniej zlewni Midre Lovenbreen A. Hodson i in. (2000) uzyskał wartości denudacji chemicznej równe $33 \text{ t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ($13,2 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$) w roku 1997 oraz $39 \text{ t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ($15,6 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$) w roku 1998.

Najdłużej prowadzono badania w największej zlewni lodowcowej w rejonie Ny-Ålesund, zlewni Bayelva (30,9 km²). K. Repp (1988) prowadził szczegółowe badania hydrologiczne w latach 1974-1978 i stwierdził, że ze zlewni odpływało rocznie od $23,06 \cdot 10^6$ do $44,26 \cdot 10^6$ m³ wody. Wartości denudacji chemicznej zawierały się w zakresie od $20,2 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ do $35,2 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (Repp 1979). Wyniki badań A. Hodsona w sezonach letnich 1991 i 1992 (Wadham i in. 1997) wykazywały bardzo niską wartość denudacji chemicznej równą $110 \text{ meq } \Sigma^+ \text{ m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ czyli około $2,5 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Później poprawiono te wartości na: $24 \text{ t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ($9,6 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$) w roku 1991 oraz $28 \text{ t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ($11,2 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$) w roku 1992 (Hodson i in. 2000). Badania przeprowadzone we wrześniu 2000 (Krawczyk i in. 2002) dostarczyły wartości denudacji chemicznej w okresie zwykle pomijanym w badaniach. Jesienią roku 2000 wartość denudacji chemicznej wynosiła $4,6 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2}$ (lub $203 \Sigma^+ \text{ meq m}^{-2}$), stanowiło to około 38% wartości dla całego okresu czynnego hydrologicznie, szacowanej na $12,1 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (Krawczyk i in. 2003). W roku tym odpłynęła też najmniejsza objętość wody ($27,16 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) w okresie rejestracji (1989-2001). Procesy wietrzenia chemicznego węglanów i krzemianów doprowadziły do usunięcia ze środowiska dwutlenku węgla w ilości około 2865 kg C km⁻². Udział krzemianów w usuwaniu CO₂ wynosił około 18%, pozostałe 72% stanowiły skały węglanowe (Krawczyk i in. 2003).

W bieżącym roku mija czterdzieści lat od pierwszych badań denudacji chemicznej Jean Corbela w Kongsfjordzie. Zestawienie późniejszych wyników uzyskanych w tym rejonie pokazuje, że Corbel słusznie zwracał uwagę na intensywność procesów denudacji chemicznej w strefie polarnej. Pierwsze wartości z Kongsfjordu mieszczą się w zakresie denudacji chemicznej uzyskiwanej później, znacznie dokładniejszymi metodami. Nawet denudacja równa 40 mm/1000 lat w obszarach krasowych Spitsbergenu (Corbel 1959) jest bliska wartości $42\text{--}49 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ szacowanej dla basenu Kvisli w zlewni lodowca Werenskiolda (Krawczyk 1994).

5. WERENSKIOLD – KVARTSITTSLETTA

Prowadzący:

dr Jerzy Pereyma i dr Jan Klementowski

Godz. 11:00	Zbiórka całej grupy w pobliżu domku traperskiego w Hyttevice. Przejście na pobliskie torfowisko, sieć polygonów i zdegradowane pingo. Wały moren niwalnych i stożki usypiskowe pod stokiem Gulliksenfjellet.
Godz. 12:00 – 13:30	Przejście do Stacji im. S. Baranowskiego Uniwersytetu Wrocławskiego równiną Kvartsittsletta, drogą górną w pobliżu jeziora, z omówieniem ogólnej topografii obszaru i problematyki aż po lodowiec Torella.
Godz. 13:30 – 14:30	Stacja im. Baranowskiego- historia i programy naukowe. Okolice Stacji – morena czołowa, przełom rzeki lodowcowej, kaptaż rzeki Brattegg.
Godz. 14:30 – 17:30	Czoło lodowca Werenskiolda, morena denna z charakterystyczną „fluted moraine”, wały ozów, hydrologia czoła i strefy marginalnej, morena środkowa.
Godz. 17:30 – 19:00	Powrót do Hytteviki drogą dolną, częściowo nad zatoką Nottingham. Podniesione terasy morskie. Zlodowacenie doliny Brattegg.

a. Lodowiec Werenskiolda – Kvartsittsletta

Jerzy Pereyma

Wstęp

Obszar zawarty pomiędzy terasą morską wyniesioną, z przewagą podłoża kwarcytowego (Kvartsittsletta), a czołem lodowca Werenskiolda, z racji ulokowania tam Stacji im. Stanisława Baranowskiego Uniwersytetu Wrocławskiego, utożsamia się z obszarem intensyfikacji badań naukowych dokonywanych tam przez badaczy z kręgu wrocławskiego. Jest to podejście dosyć mylące, szczególnie w zakresie geomorfologii tego obszaru oraz badań biologicznych. Wynika to z historii badań, tego dość bliskiego Hornsundowi regionu.

Stacja im. 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 się z faktu istnienia w latach 1957 – 1960, 1962 i 1970 na przedpolu lodowca, dolnej dolnej meteorologiczno-glaciologicznej. Nawiązywała ona pomiarowo do Stacji Glaciologicznej, ulokowanej przez grupę glaciologiczną prof. Aleksandra Kosiby w roku 1957, na polu firnowym lodowca Werenskiolda. W w/w latach opierała się ona o bazę namiotową, 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 glacioklimatycznych 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 lat. W Międzynarodowym Roku Geofizycznego, poświęcone były głównie badaniom obrzeżenia fiordu Hornsund, szczególnie okolic równiny i stoków Fugleberget i Arikammen 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 glacioklimatologiczne, 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 nowoczesnie zinstrumentalizowanych badań środowiskowych.

Badania i ich wyniki

Badania glacioklimatyczne prowadzono głównie w latach 1970–1975, następnie w 1978–1980, 1983, 1985. Dotyczyły głównie topoklimatu lodowca Werenskiolda oraz jego górskiego i morenowego otoczenia. Głównym miejscem pomiarów meteorologicznych była wierzchowina moreny tuż nad Stacją. Drugim punktem nawiązującym był maszt dawnej stacji glaciologicznej, położonej na dolnym obrzeżeniu pola firnowego w strefie linii równowagi na poziomie około 370 m. n. p. m. Jeszcze wyżej położony był punkt pomiarowy na nunataku Glasjologer (695 m. n. p. m.). Pozostałe miejsca pomiarowe ulokowano na powierzchni lodowca i jego bezpośrednim przedpolu i górskim otoczeniu. Jednocześnie prowadzone były pomiary ruchu powierzchni lodu, termiki wewnętrznej i, co bardzo ważne, odpływu wód glacialnych. Odpływ sumaryczny wszystkich wód był możliwy do ujęcia w jednym wręcz przekroju hydrologicznym rzeki lodowcowej, skupiającej w przełomie przez morenę czołową, całość wód glacialnych lodowca. Stanowi to zmianę zasadniczą w stosunku do lat 50-tych i wcześniejszych, kiedy duża masa wody tworzyła rzekę Kvisla, której osady utworzyły potężne pole sandrowe Elveflya. Wyniki pomiarowe badań lodowca dowiodły politermalnego charakteru lodowca, o zmiennym tempie ruchu powierzchniowych warstw i zmiennym ukształtowaniu powierzchni i sieci hydrologicznej na lodowcu, uzależnionych od bilansu energetycznego powierzchni i wnętrza (Baranowski 1977). Badania topoklimatyczne, głównie sezonu letniego, pozwoliły wyznaczyć stratyfikację termiczną w różnych częściach lodowca, ocenić zasięg zastoiska zimnego powietrza na polu firnowym, odróżnić spływy katabatyczne wzdłuż lodowca oraz zasięgi mas powietrza o różnej genezie i kierunkach adwekcji. Efektem wielu lat badań klimatycznych, jest wniosek o większej dynamice zjawisk fenowych, niż w sąsiadującym Hornsundzie, co przyczynia się do wyższej temperatury powietrza o przeciętnie 1°C (Pereyma 1983). Kompleksowo prowadzone badania hydrometeorologiczne pozwoliły ustalić typowe przebiegi elementów bilansu wodnego i energetycznego (Pereyma 1991) oraz rozróżnić ich poszczególne fazy. Badania powyższe stanowiły podstawę do dociekań krio-krasowych, jako elementu zjawisk obficie występujących na lodowcu oraz w jego strefie marginalnej (Pulina, Pereyma, Piasecki 2002). Udało się również oszacować bilans masy metodą hydrologiczną (Pulina, Pereyma, Kida 1983). Istotnym osiągnięciem jest również szacunek akumulacji masy śnieżnej i jej zmienności (Pereyma 1983). Ważnymi wynikami cechują się również badania hydrochemiczne, pozwalające ocenić denudację basenu lodowca (Pulina, Pereyma, Kida, Krawczyk 1984).

Badania geomorfologiczne, głównie H. Chmala, pozwoliły wykonać kartowanie obszaru przyległego do lodowca Werenskiolda i doliny Brattegg. Zostały one włączone do mapy Hornsund — Geomorfologia (Jania, Pulina, Karczewski 1984). W zasięgu badań ekip wrocławskich znalazła się również Elveflya i procesy eoliczne charakterystyczne dla tego sandru (Kida 1995) oraz równiny Kvartsittsletta i Skjerstranda z dobrze wykształconymi torfowiskami i zjawiskami peryglacialnymi, m.in. typu pingo (Klementowski, Konecny 1988). Badania sukcesji roślinnej w strefie marginalnej lodowca (Fabiszewski 1975) dobrze uzupełniają informację o jego recesji, sięgającej w strefie czołowej nawet do 25 m^{a-1}. Wszystkie te wyniki ponad trzydziestoletnich badań, posłużą do rozpatrywania współczesnych zmian środowiska polarnego o charakterze lokalnym i globalnym na tle

zmieniającego się klimatu. Badania w tym zakresie początkują w 2003 roku nową serię ekspedycji wrocławskich, ściśle współpracujących z Polską Stacją Polarną i ekipami innych instytucji naukowych.



Ryc. 33



Ryc. 34

6. HORNSUND – ISBJORNHAMNA

Prowadzący:

dr Piotr Głowacki i prof. dr hab. Jacek Jania

a. Hornsund

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 glacialno-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 glaciologicznych. 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.

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, (glaciologia, 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, glaciologia) 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, glaciologiczne 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-glaciologicznych)

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 glacialnych 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 użytkowe np. dla lepszego rozpoznania geologicznego i hydrogeologicznego obszarów młodoglacialnych 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 glacialnych i peryglacialnych 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.

1. 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 magne-

- tycznego 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 akredytację 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 rejestrację magnetyczne na stacjach sieci IMAGE.)
- III. Badania ewolucji geotektonicznej.
1. Badania ewolucji geotektonicznej Spitsbergenu Zachodniego.
(Celem badań jest odtworzenie procesów akrecji 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.
1. Określenie anizotropii rozchodzenia się fal sejsmicznych w rejonie Spitsbergenu.
Współpraca NORSAR – niezależną instytucją zajmującą się sejsmologią, geofizyką stosowaną oraz dentyfikacją 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 trzęsień).
Pomiary i rejestracje sejsmologiczną stacją MK-6 (standard stacji stosowanych w międzynarodowych sieciach sejsmologicznych).
- VI. Stały monitoring lodowca Hansa oparty na rejestracjach sejsmicznych zjawisk glacialnych rejestrowanych przez aparaturę stacji sejsmologicznej HSP.
(Określenie zmian rocznych przebiegów aktywności sejsmicznej lodowca w strefie ablacyjnej.)
1. Związek długookresowych zmian aktywności sejsmicznej lodowca z jego geometrią, parametrami ruchu oraz procesami dynamicznymi i glacialnymi 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.
1. 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.)
2. 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 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 absorpcji 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 geoemagnetyczna i geograficzna sprawiają, że położenie Spitsbergenu jest optymalne z punktu widzenia badania zjawisk fizycznych zachodzących w obszarze zorzowym, "lejk" 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 depeusz SYNOP (8 razy na dobę) i przekazywanie ich na Wyspę Niedźwiedzią, współpraca z IMGW oddział Morski w Gdyni i DMI Tromsø.)
2. Pomiary meteorologiczne dla programów specjalistycznych.
(Prowadzenie rejestracji ciągłej wybranych elementów meteorologicznych z czasem próbkowania co 1 minuta, 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.

1. 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.

1. Drobnostukturalne 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).
2. 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 małej 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.)
2. Badanie procesów glacialnych.
(Badania dynamiki i zmian lodowców rejonu Fiordu Hornsund z wykorzystaniem metod geofizycznych i teledetekcyjnych - współpraca z: Uniwersytetem Śląskim, ETH Zurich, Arctic Center Rovaniemi, Norsk Polarinstitut i Uniwersytetem w Oslo.)
3. 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 Werenskiöld - temat już realizowany przy współpracy z Uniwersytetem Śląskim i Česká Speleologická Společností).

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.

1. Badania osadów fiordów i zatok przedlodowcowych metodami geofizycznymi.
(Określanie metodami sejsmoakustycznymi BOOMAR/SPARKER, Subbottom Profiler typów, miąższości i zasięgu osadów morsko-glacialnych. Analiza sedymentologiczna i petrograficzna oraz badanie zanieczyszczeń antropogenicznych. Konstrukcja modelu sedymentacji glacialno-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 Polarinstitut, 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.)

b. Lodowce otoczenia Hornsundu

*Jacek Jania, Piotr Głowacki, Leszek Kolondra, Zbigniew Perski,
Bogumiła Piwowar, Marian Pulina, Joanna Szafraniec,
Elżbieta Bukowska-Jania, Wojciech Dobiński*

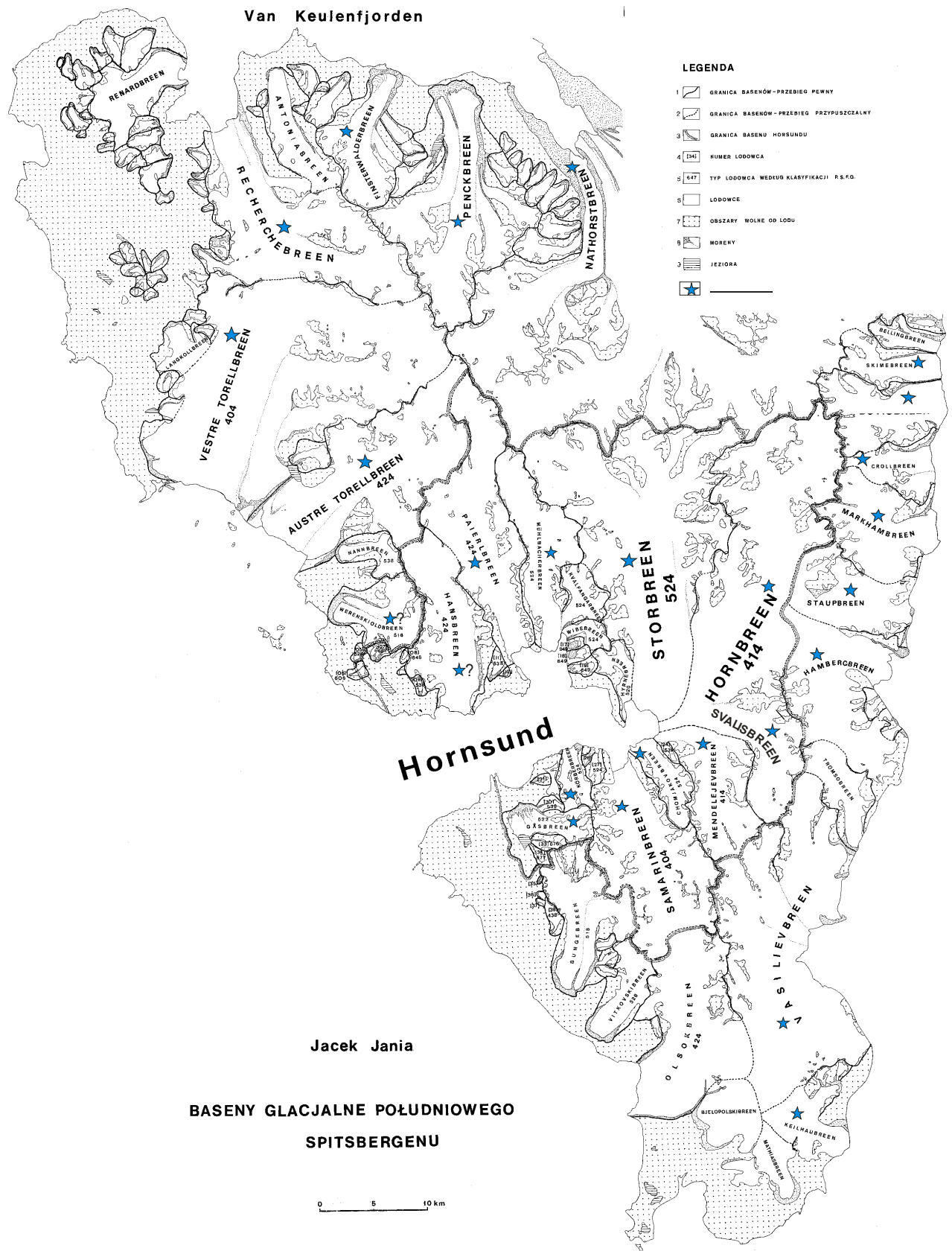
• Zlodowacenie Południowego Spitsbergenu i rejonu Hornsundu

W obrębie basenu glacialnego Hornsundu (ryc. 35) występuje wiele lodowców różnej wielkości oraz kilku typów morfologicznych, a zapewne także termicznych (Jania, 1988a). Obszar ten stanowi część Południowego Spitsbergenu, wyróżnionego w inwentarzu lodowców Svalbardu (Hagen i in., 1993). Stopień zlodowacenia Południowego Spitsbergenu (68,1 %) obliczony przez Hagen 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 najszerszej zlodowacony obszar na Spitsbergenie i trzeci pod względem intensywności zlodowacenia po małej wyspie Kvitøya – 99% (NE Svalbard) i Nordaustlandet (75%). Dla basenu glacialnego Hornsundu stopień pokrycia lodowcami określono na 70% (Jania, 1988b). Należy wziąć pod uwagę, iż dane Hagen i in. (1993) oraz Jany (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 zajęтым przez lodowce, a lądem niezlodowaconym nie było drastycznie, gdyż większość dużych lodowców uchodzi do morza (ryc. 35) 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 4, z uwzględnieniem zmian ich powierzchni.

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. 47). 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” glacialogicznie pozostałości chłodnego okresu małej epoki lodowej.



Ryc. 35 Lodowce basenu glacialnego Hornsundu. Gwiazdkami oznaczono lodowce szarżujące

Tab. 4 Powierzchnia ważniejszych lodowców uchodzących do Hornsundu
na podstawie różnych źródeł

Nazwa lodowca	Pole powierzchni [km ²]				
	Analiza porównawcza z danymi ERS-2 SAR				
	1936*	1936**	Baseny glacjalne [#] 1936	Baseny glacjalne ^{##} 2000	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
Mendelejev breen	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

* 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.

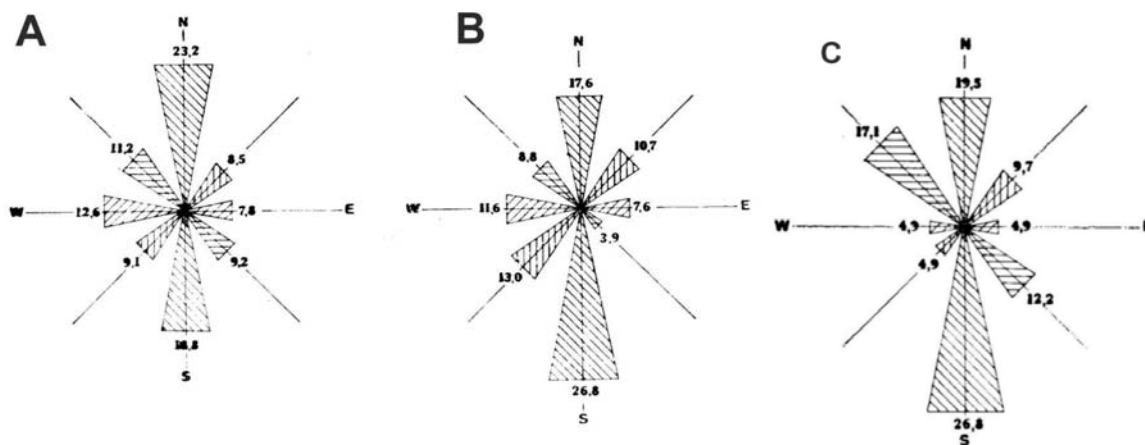
Pod względem morfologicznym lodowce Hornsundu można sklasyfikować jako dolinne (np. Körberbreen, Mühlbacherbreen, Gåsbreen), wyprowadzające (np. Paierlbreen, Hornbreen) i górskie – cyrkowe (np. Nigerbreen, Sofiebreen). W basenie glacjalnym Hornsundu występuje 29 lodowców, z czego 10 to lodowce górskie, 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 jeziorów 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. 36). Oznacza to, iż współcześnie, przy obecnym stopniu zlodowacenia, wpływ czynnika klimatycznego na morfologię lodowców jest mniej istotny niż czynnika topograficznego.

Zróźnicowanie 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 jeziora lodowcowego, gdy umieszczony jest w dolinie lub cyrku, albo lobu przylegającego do stoku. Posiada strome czoło, o nachyleniu 38° – 55°, 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 łukowo wygięte w kierunku ruchu. Zawartość lodu w tych formach określana jest na 30 – 77% (Barsch 1977).



Ryc. 36 Orientacja obszarów akumulacji (A) i ablacji (B) oraz orientacja głównych linii geologicznych (C) na południowym Spitsbergenie (granice litologiczne, nasunięcia, uskoki) w procentach ogólnej liczby przypadków

Jest to forma akumulacji zwietrzliny 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, jeziorumowiskowy, 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 lodowcowego, 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 jeziora, 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, Gulliksenfjellet, Trulsenfjellet, Torbjornsenfjellet. Datowanie radiometryczne określa ich wiek między 9440 (± 230) lat – 7100 (± 90) lat. Nazywane one były przez różnych autorów wałami podstokowymi, wałami morenowymi, „talus moraines” a ich geneza wiązana była z deglacją tego obszaru. (Jahn 1959, Szupryczyński 1963, Horwath 1981 Birkenmajer 1982 i inni). Glacjalne lodowce gruzowe obserwowane były przez autora (Dobiński, 1994) w rejonie Revdalen na zanikających lodowczykach Eimfjellbreane, Skalfiellbreen, Skalfielldalbreen oraz w górnych partiach Tonedalen.

Lodowce gruzowe obydwu typów pełnią rolę swoistego pośrednika pomiędzy rzeźbą dziedziny glacialnej i peryglacialnej, 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 glacialnych.

• **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. 5). 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).

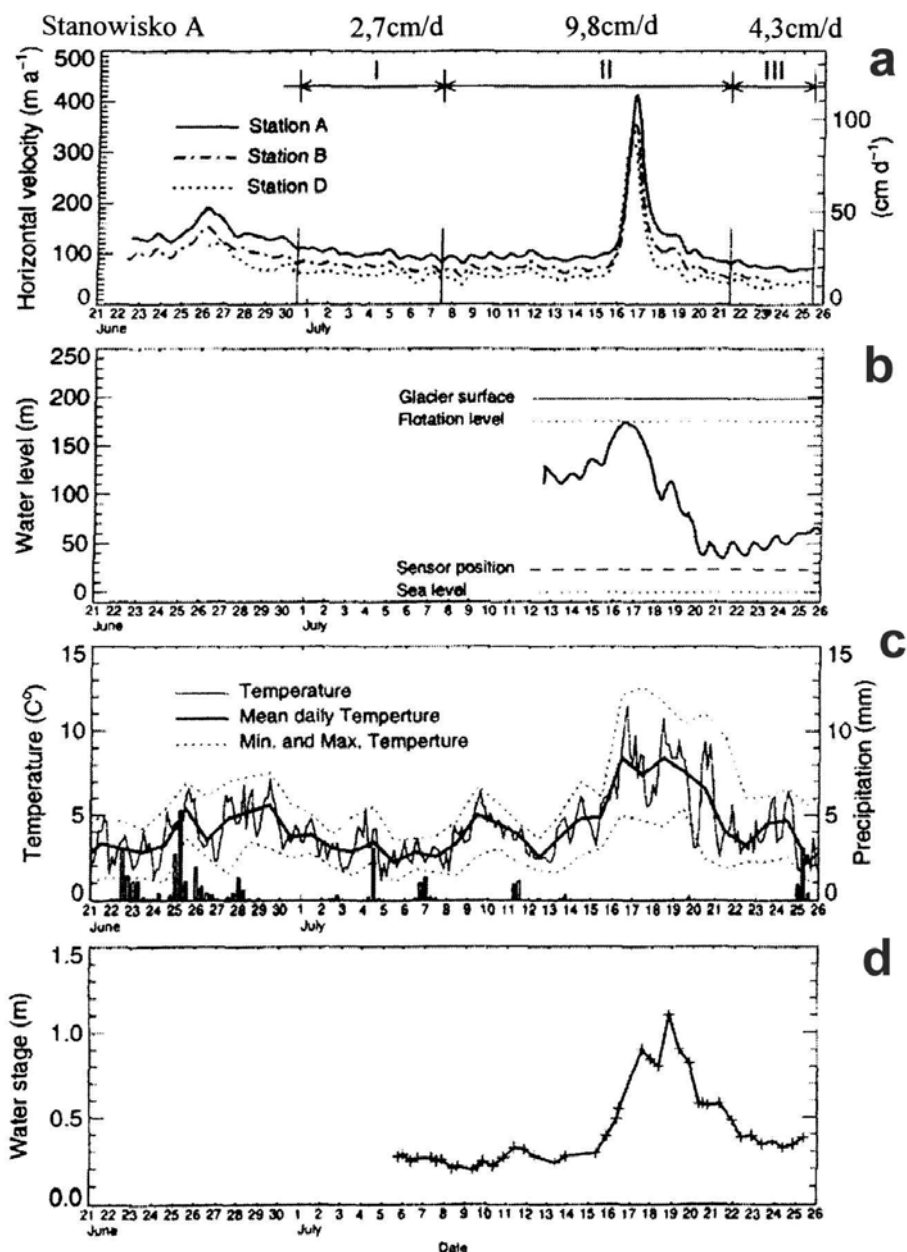
Systematyczne pomiary prędkości Hansbreen zapoczątkowała wyprawa Uniwersytetu Śląskiego w 1982 r. (Jania, 1988b), a najszerzej zakrojone badania dynamiki tego lodowca realizowano w sezonach letnich 1998 i 1999, a są one kontynuowane nadal (Głowacki, Puczek – niepublikowane).

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. 37) 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. 37c).

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



Ryc. 37 Zmiany dynamiki ruchu Hansbreen zmierzone w okresie letnim 1999 na tle parametrów meteorologicznych i hydrologicznych (wg Vieli i in., 2003)

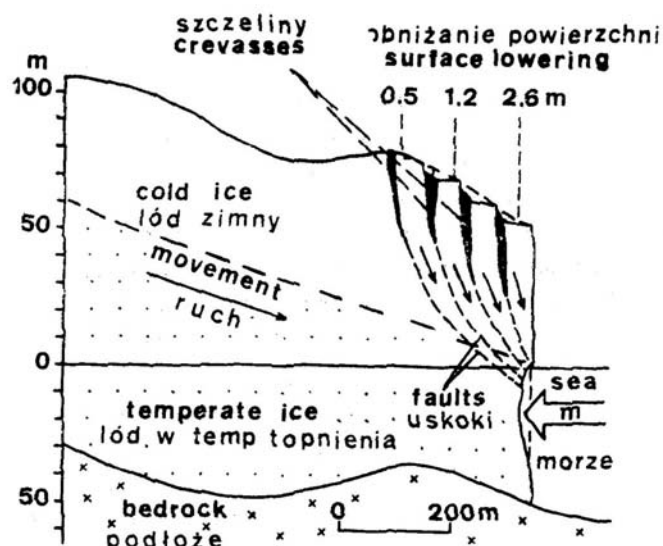
- a - prędkości poziome określone dla stanowisk pomiarowych A, B i D;
- I, II i III – okresy o zróżnicowanej ablacji – por. wartości ablacji dla stanowiska A podane powyżej,
- b - ciśnienie zmierzone w studni lodowcowej jako poziom wody n.p.m.,
- c - temperatura i opady zmierzone w stacji meteorologicznej Hornsund,
- d – stany wód Rzeki Lodowcowej w przełomie moreny czołowej Werenskioldbreen

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 czo-

le 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. 38). 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.



Ryc. 38 Przekrój podłużny przez czoło Hansbreen (skala przybliżona), obrazujący mechanizm cieleńia 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)

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 nisz w klifie lodowym.

• **Szarże lodowcowe**

Specyficznym przejawem dynamiki lodowców jest nagłe przyspieszenie 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 jezora. 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 Horusund są typu szarżującego. Ostatnio obserwowano fazę aktywną szarży lodowców Paierlbreen (1994-1999) i Mandelejebreen (ostatnia faza awansu czoła w zimie 2000 r. – ryc. 39, 40).



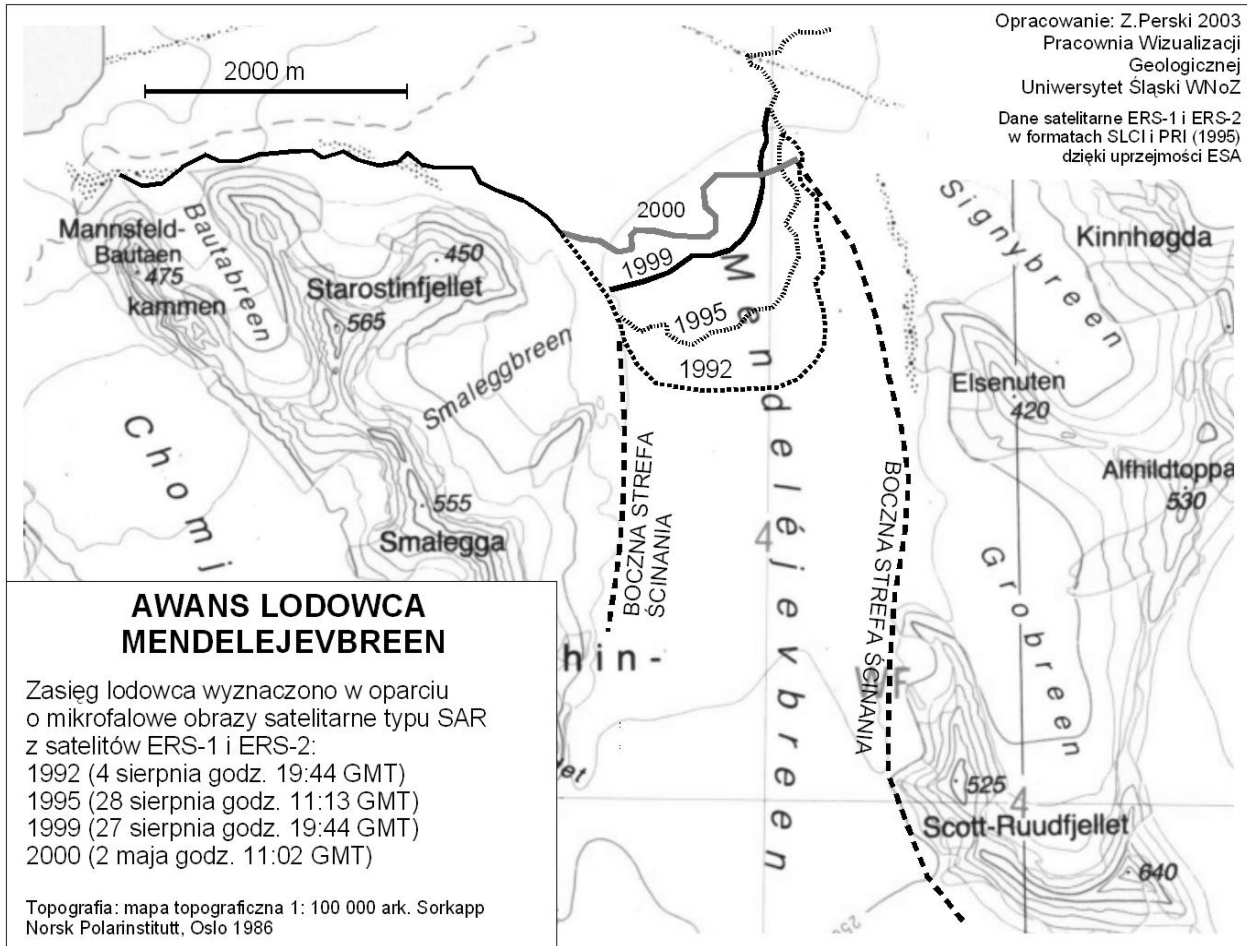
Ryc. 39 Efekt szarży Mandelejebreen – kwiecień 2000 r. Widok na potrzaskane szczelinami klifowe czoło i wschodnią strefę ścinania (Foto: J. Jania)

W wyniku szarży uchodzący do morza Mandelajerbreen (por. ryc. 35) awansował w morze o ok. 1 km w stosunku do zasięgu czoła w 1992 roku (ryc. 40). 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 czoł 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. 41). 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. 42), ale także dla lodowców, które w ostatniej dekadzie nie przeszły fazy aktywnej szarży jak np. Hansbreen (ryc. 43).

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 cienie. 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. 40 Zmiany zasięgu czoła Mendelejevreen w wyniku szarży.
Zaznaczono boczne strefy ścinania – granice szybkiego ruchu w obrębie jezora

• **Struktura hydro-termiczna i drenaż lodowców**

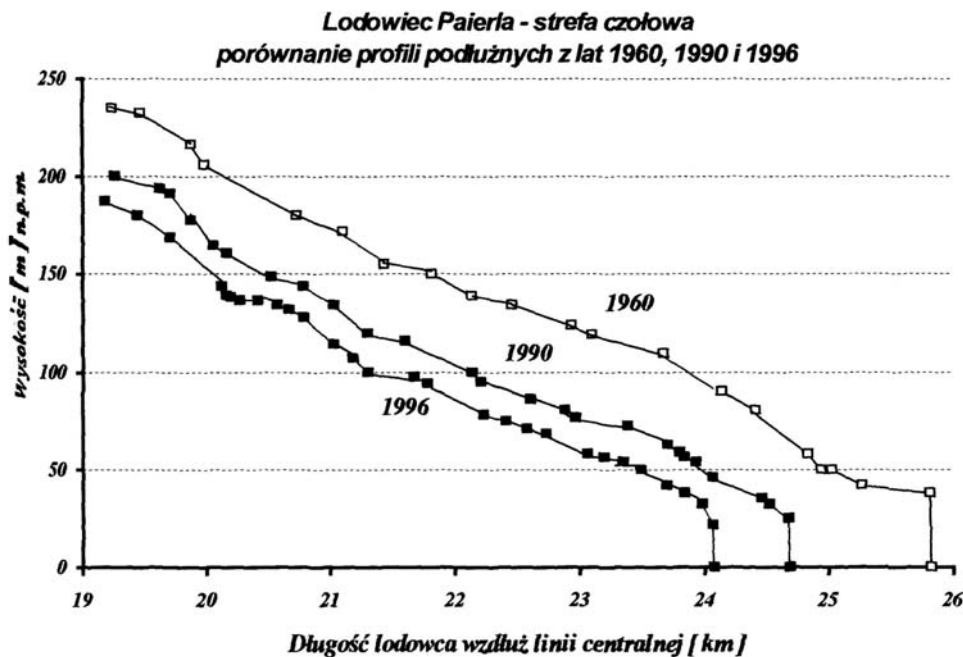
Lodowce typu subpolarnego (politermalnego) są charakterystyczne dla rejonu Hornsundu, podobno jak dla całego Svalbardu. Był to obszar klasycznych badań termiki i drenażu lodowcowego prowadzonych przez Baranowskiego (1977).

Wyróżniającą cechę 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. 44). Firn i lód strefy akumulacyjnej znajdują się w całości w temperaturze topnienia lodu pod ciśnieniem (por. Paterson, 1994; Jania, 1997, s. 159-162).

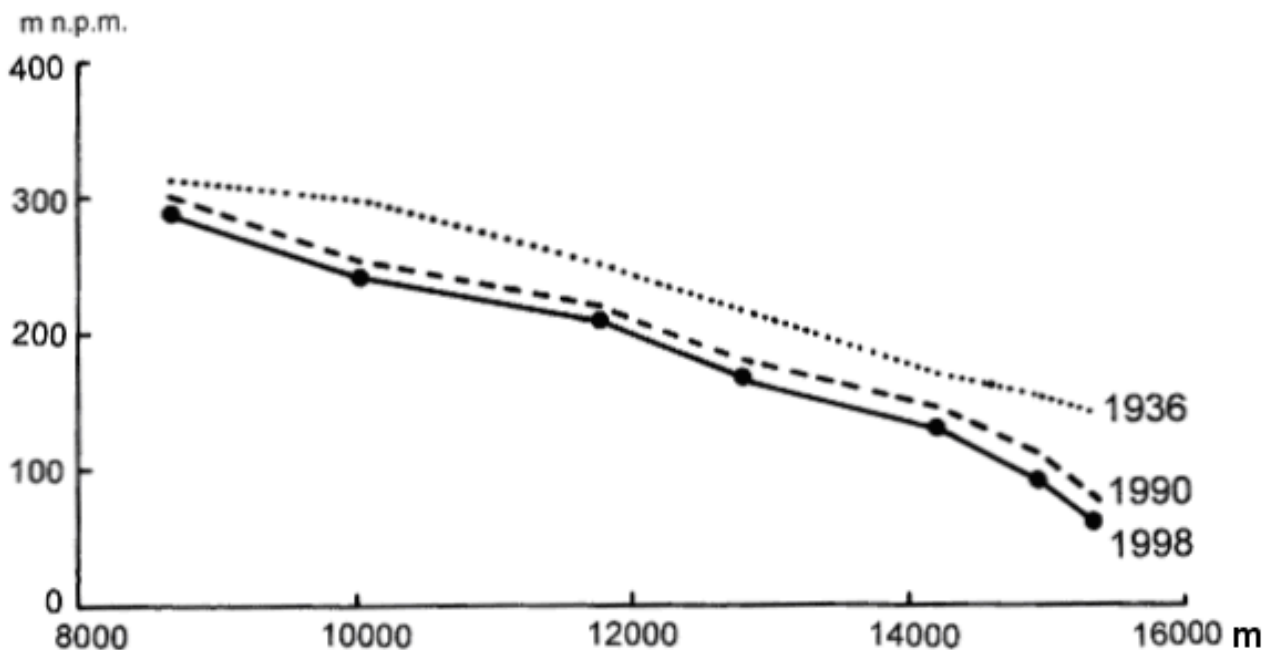
Nowsze badania na lodowcu Hansbreen (i innych w regionie) wskazują, iż powierzchniowa warstwa zimnego lodu jest cieńsza, a ujemne temperatury lodu są wyższe od spodziewanych na podstawie danych klimatycznych (Jania i in. 1996). Jest to prawdopodobnie skutek ocieplenia klimatycznego (m. in. wzmożona ablacja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



Ryc. 41 Zmiany zasięgu lodowców Hornsundu w XX wieku wg Jani (1988b) oraz Perskiego (opracowanie obrazów ERS – SAR)



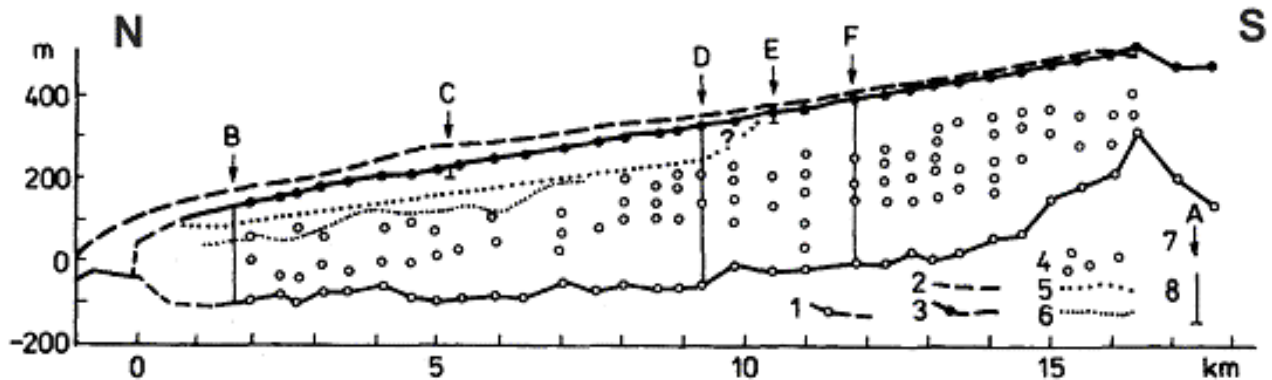
Ryc. 42 Zmiany zasięgu i grubości Paierlbreen w drugiej połowie XX wieku (Kolondra, 2003)



Ryc. 43 Zmiany grubości Hansbreen w profilu podłużnym strefy ablacyjnej

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 wyiębienie ich górnych warstw. Fakt, iż zimowe opady śniegu zawierają znaczne ilości soli pochodzących ze sprayu morskiego, co powoduje zamarzanie 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.



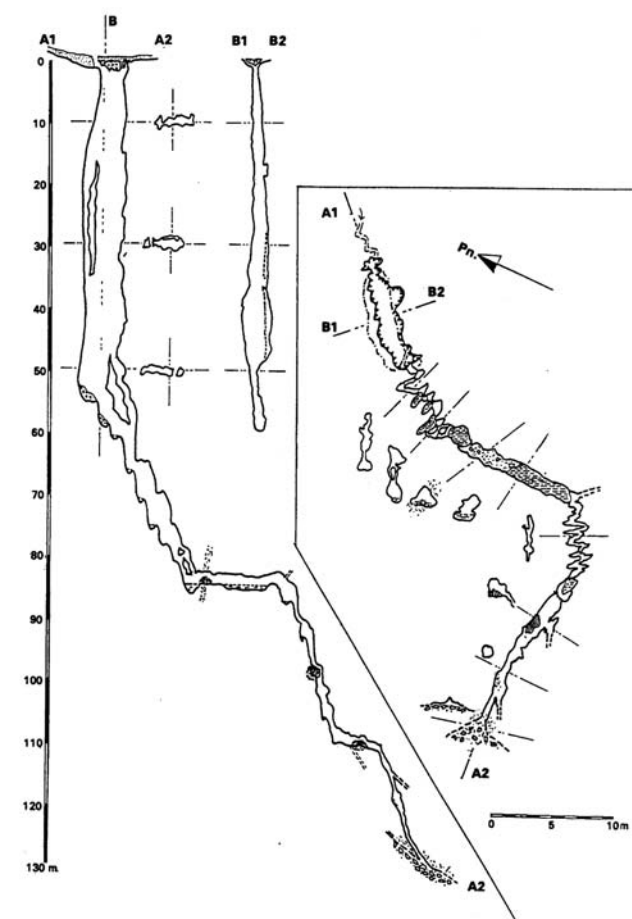
Ryc. 44 Struktura termiczna Hansbreen wzdłuż przekroju podłużnego opracowana na podstawie wierceń i radiosondowań (wg Jani i in., 1996)

- 1 – podłoże lodowca, 2 – powierzchnia lodowca w 1936r., 3 – powierzchnia lodowca w 1989r., 4 – wewnętrzne odbicia fal radarowych niskiej częstotliwości w czasie sondowań (LF RES) w kwietniu 1989r., 5 – przebieg granicy pomiędzy lodem zimnym a umiarkowanym (izoterma topnienia), 6 – wewnętrzne 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 wiercyjne z termometrami oporowymi

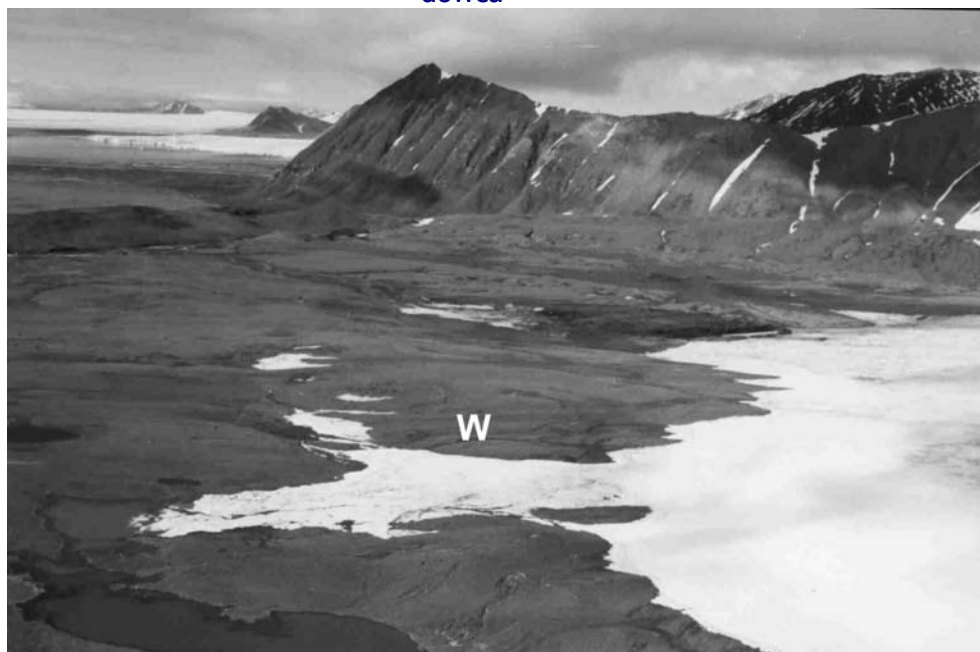
O ile w strefie akumulacji rozległe i słabo nachylone lodowce spitsbergeńskie zawierają wodę w postaci rozproszonej, o tyle w strefie ablacji zazwyczaj dominuje przepływ skoncentrowany w tunelach in- i subglacjalnych. Od obu typowych schematów występują wyjątki. W obrębie pola Amundsenisen w wierceniu rdzeniowym w 1980 roku stwierdzono poziomy wodonośny na głębokościach 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 dowolny systemem połączonych odspojień (linked cavity). W przypadku intensywnego topnienia powierzchniowego i dostawy wód do podłoża, jezior lodowcowy może spoczywać na czymś w rodzaju poduszki wodnej, która redukuje tarcie o podłoże i powoduje wzrost prędkości ślizgu dennego (por. ryc. 38). 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. W lodowcach rejonu Horsundu 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. 45). 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. 46).

Nalodzia lodowcowe występują powszechnie na Svalbardzie (Bukowska-Jania, 2003), zwłaszcza w obszarach lodowce kończą się na lądzie (środkowy Spitsbergen). W rejonie Hornsundu stwierdzono je tylko przed lodowcami Warenskioldbreen, 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 płyty nalodzi.



Ryc. 45 Plan i przekrój studni lodowcowej pod Eimfiellet sięgającej dna Werenskioldbreen (wg Puliny i Rehaka, 1991). Jaskinia lodowcowa kaskadami schodzi w dół zgodnie z kierunkiem ruchu lodowca



Ryc. 46 Pola nalodziowe na przedpolu Werenkioldbreen. Na pierwszym planie „Nalódź Wrocławska” – W (Foto: E. Bukowska-Jania - lipiec 1999r.)

• *Wybrane lodowce rejonu Hornsundu*

Hansbreen

Hansbreen leży w południowej części Ziemi Wedela Jarslberga (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 ciążącego 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. 47), 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. 48).

Pomiary bilansu masy dokonywane są na podstawie odczytu z 10 – 11 tyczek, umieszczonych wzdłuż linii centralnej lodowca (ryc. 49). Dane te oraz rozkład powierzchni lodowca wzdłuż profilu podłużnego posłużyły do oszacowania bilansu letniego, zimowego i bilansu netto dla Hansbreen, co prezentuje tabela 5. 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).

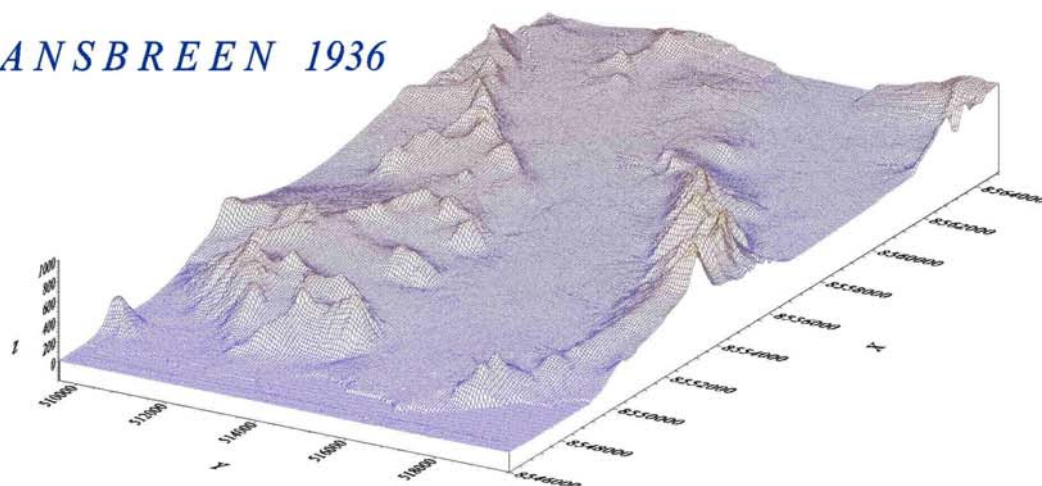
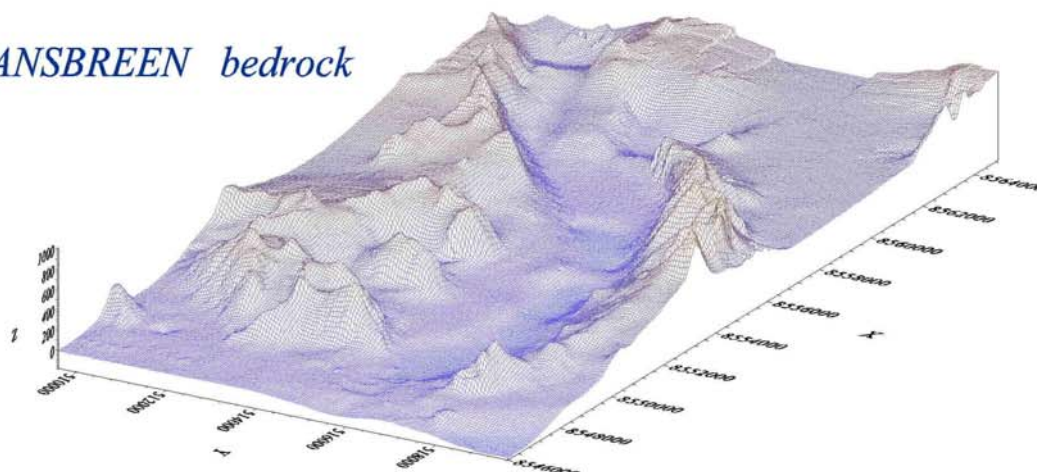
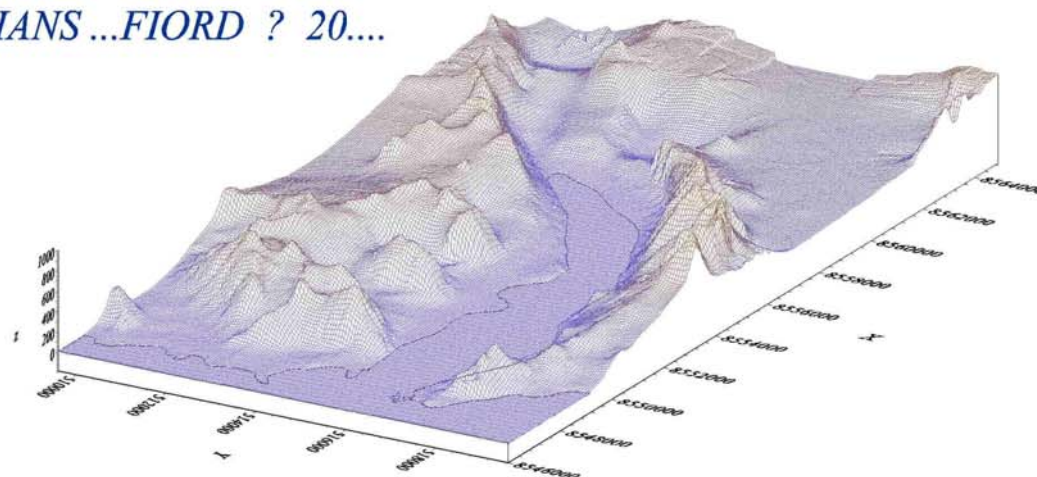
Wartości bilansu letniego nie uwzględniają cielenia, które zostało oszacowane na podstawie danych pomiaru prędkości lodowca (1998-2002) oraz tempa recesji czoła. Intensywność cielenia szacowana jest w ostatnich latach na około $17,5 \times 10^6$ m³ e.w. (czyli ok. 0,30 m e.w.), co jest wartością niższą 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. 50), 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.

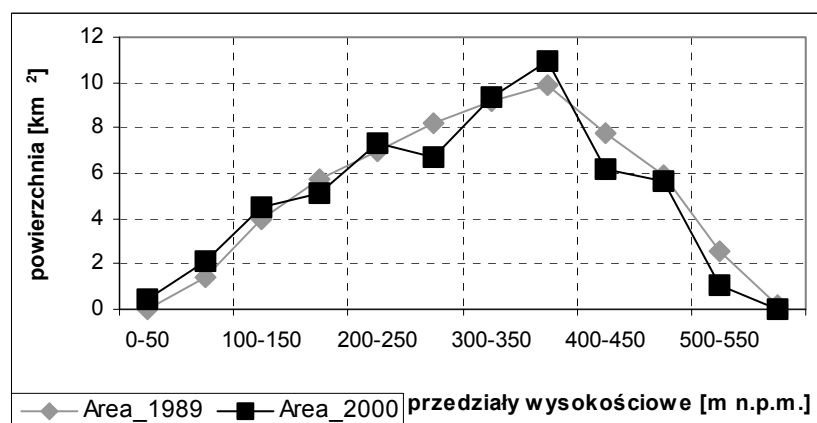
W ostatnich latach zdecydowana większość powierzchni lodowca znalazła się w strefie ablacji. Wysokość ELA wynosi obecnie średnio ok. 382 m n.p.m, jednakże jej rzeczywisty przebieg jest asymetryczny (por. ryc. 49).

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. 51).

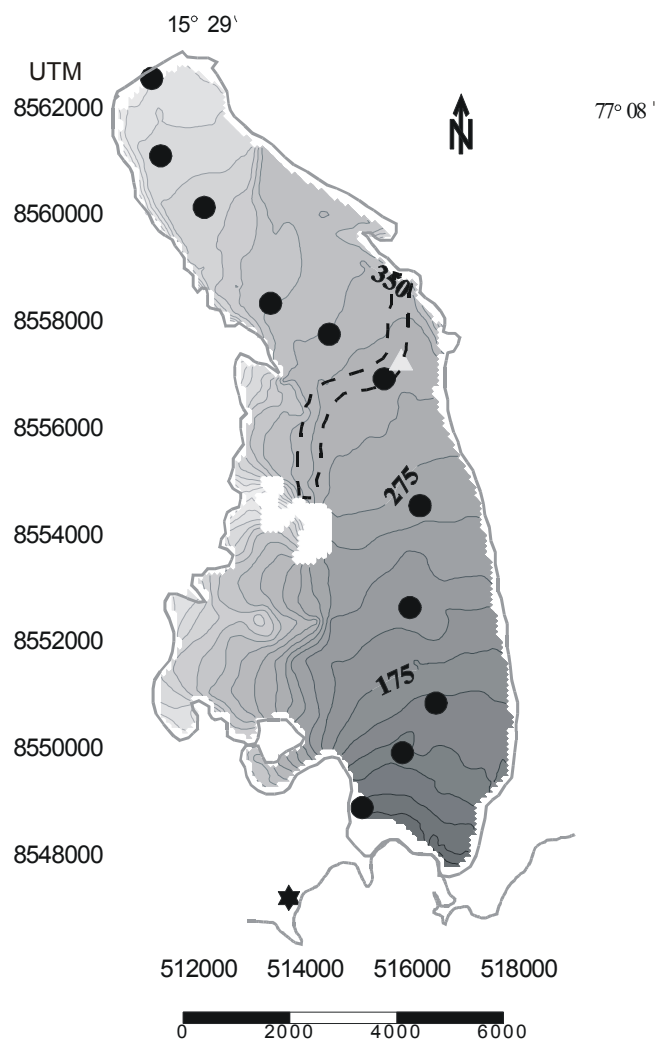
Podobnie jak pomiary, położenie klifu lodowego metodą fotogrametrii naziemnej (por. Jania, 1988b) prowadzone są systematyczne pomiary prędkości ruchu powierzchniowego tego lodowca. Najpierw mierzono tylko ruch strefy notowanej metodą fotogrametrycznych paralaks czasowych od 1992r. (Kolondra 2003), które wykazały kierunki wektorów ruchu i silne przyspieszenie prędkości przy czołe jezora. Podobny obraz przedstawia prędkościowy profil podłużny uzyskany metodą GPS w lecie 1999r. w czasie polsko-szwajcarskich badań dynamiki tego lodowca (ryc. 52).

HANSBREEN 1936*HANSBREEN bedrock**HANS ...FIORD ? 20....*

Ryc. 47 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. 48 Zmiany rozkładu powierzchni Hansbreen w poszczególnych przedziałach wysokościowych w okresie 1989-2000 (wg Szafraniec i in., 2003)

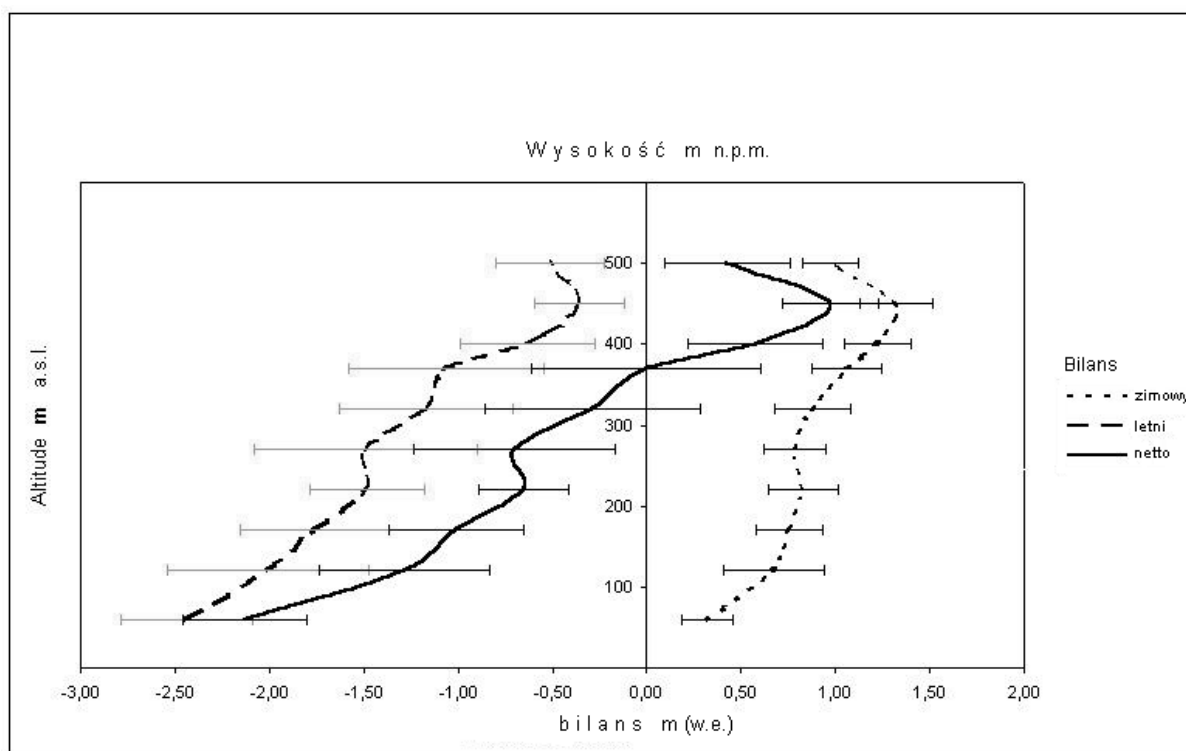


Ryc. 49 Topografia Lodowca Hansa i rozmieszczenie tyczek pomiarowych (czarne kółka) wzdłuż jego linii centralnej. Przerywana linia prezentuje średnią wysokość ELA na początku okresu badań (wg Szafraniec, 2002)

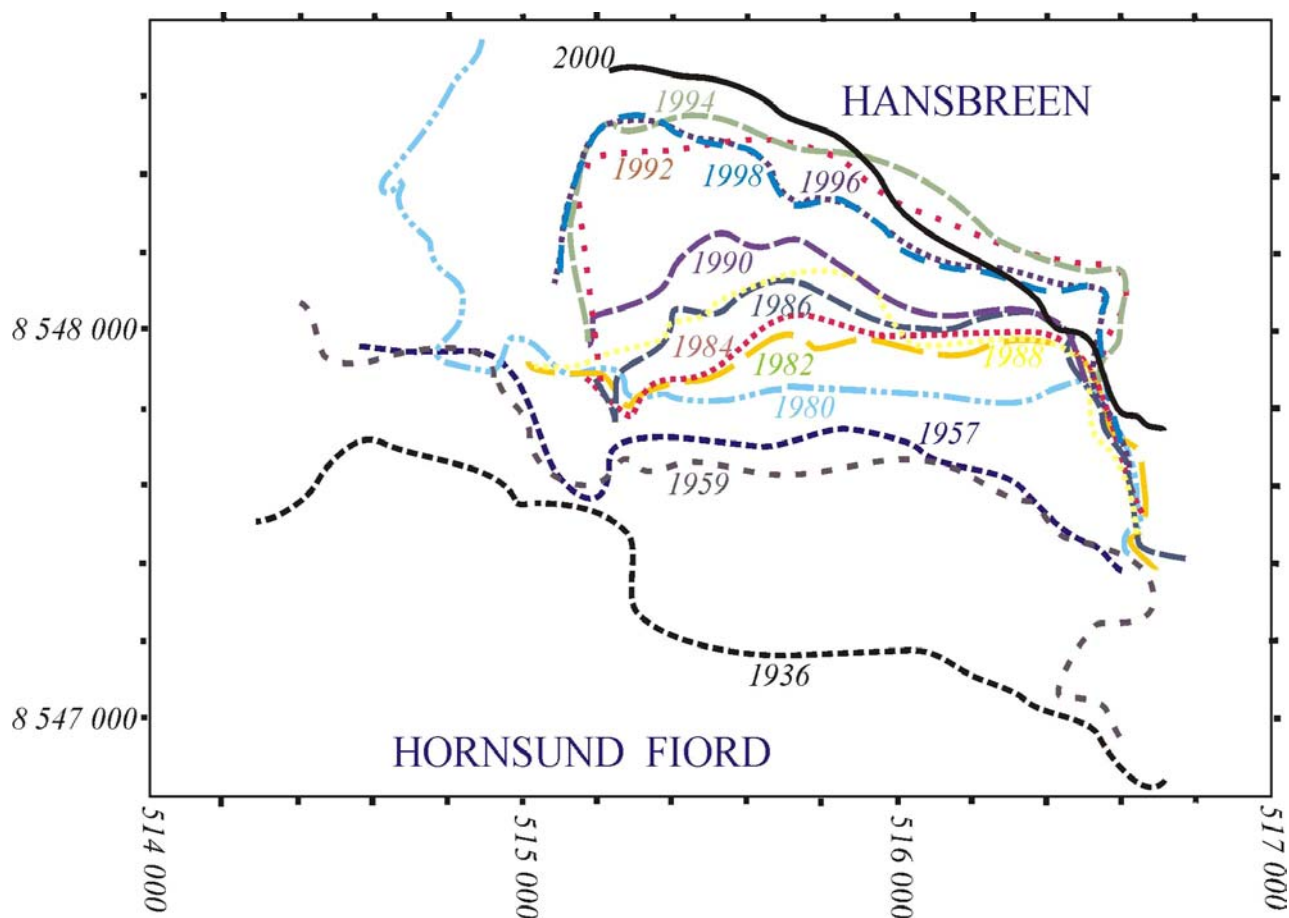
Tab. 5 Powierzchniowy bilans masy Hansbreen w m (e.w.)

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	BRAK DANYCH			
1997				
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

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



Ryc. 50 Zmiany bilansu zimowego (Bw), letniego (Bs) i netto (Bn) Lodowca Hansa wraz z wysokością n.p.m. Dane uśrednione dla wielolecia. Ocinkami poziomymi pokazują zakres zmienności międzyrocznej

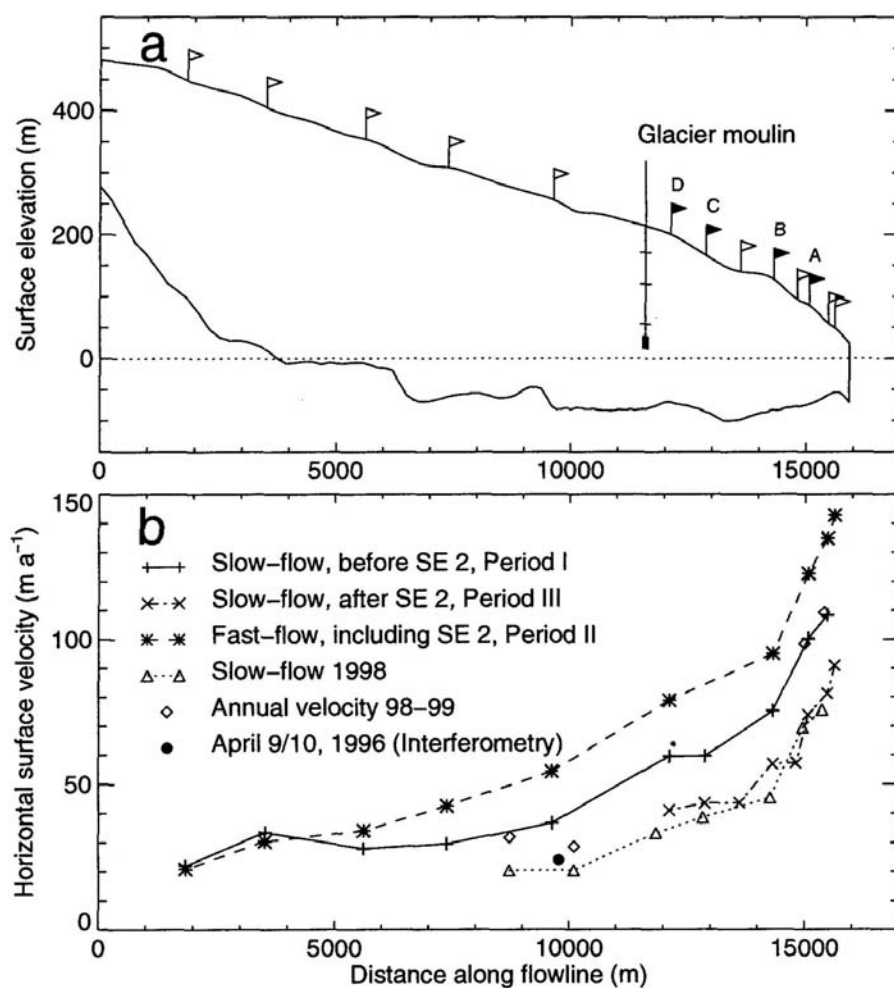


Ryc. 51
nych lat

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. 53).

Powoduje to obniżenie powierzchni całego lodowca, które jest większe w części dolnej, gdzie dodatkowym czynnikiem jest ablacja przez cienie. 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.

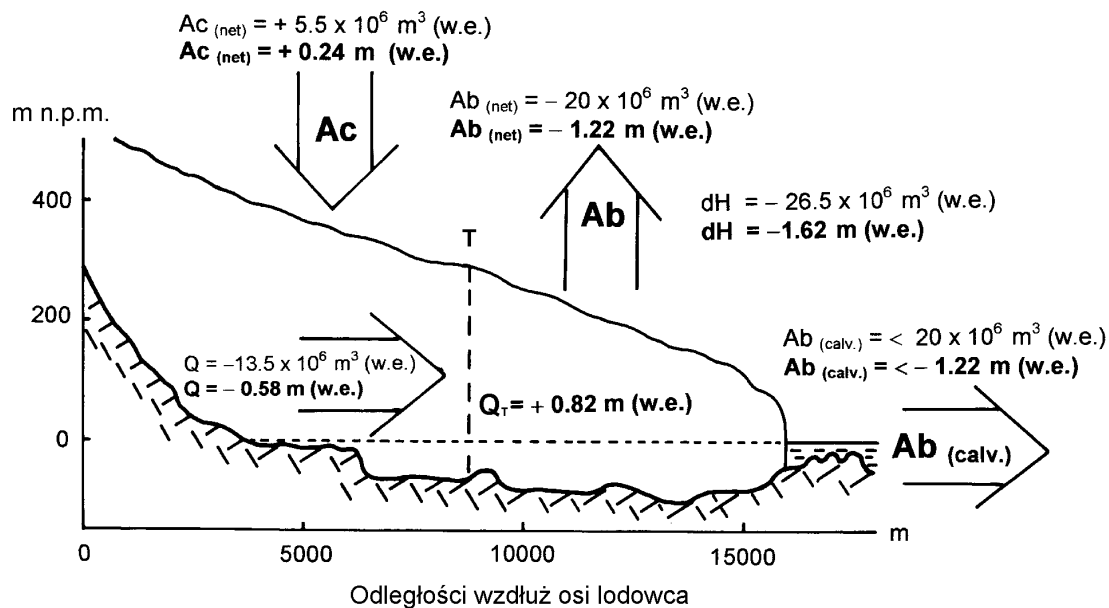
Procesom tym sprzyja struktura termiczna lodowca umożliwiającą penetrację wód roztopowych do studni lodowcowych w strefie ablacyjnej lodu zimowego oraz przesiekanie (perkolacja w firn). Nowsze badania struktury hydrotermalnej Hansbreen przy pomocy profilowania radarowego (50 MHz) z powierzchni lodu dały dokładny obraz przejścia umiarkowanego lodu (temperate ice) z wyraźnymi warstwami rocznymi firnu w strefie warstwy lodu zimnego (cold ice) podścielonego lodem umiarkowanym (ryc. 54). Liczne paraboliczne odbicia wskazują na występowanie kanałów inglacialnych lub inkluzji wodnych (Moore i in., 1999).



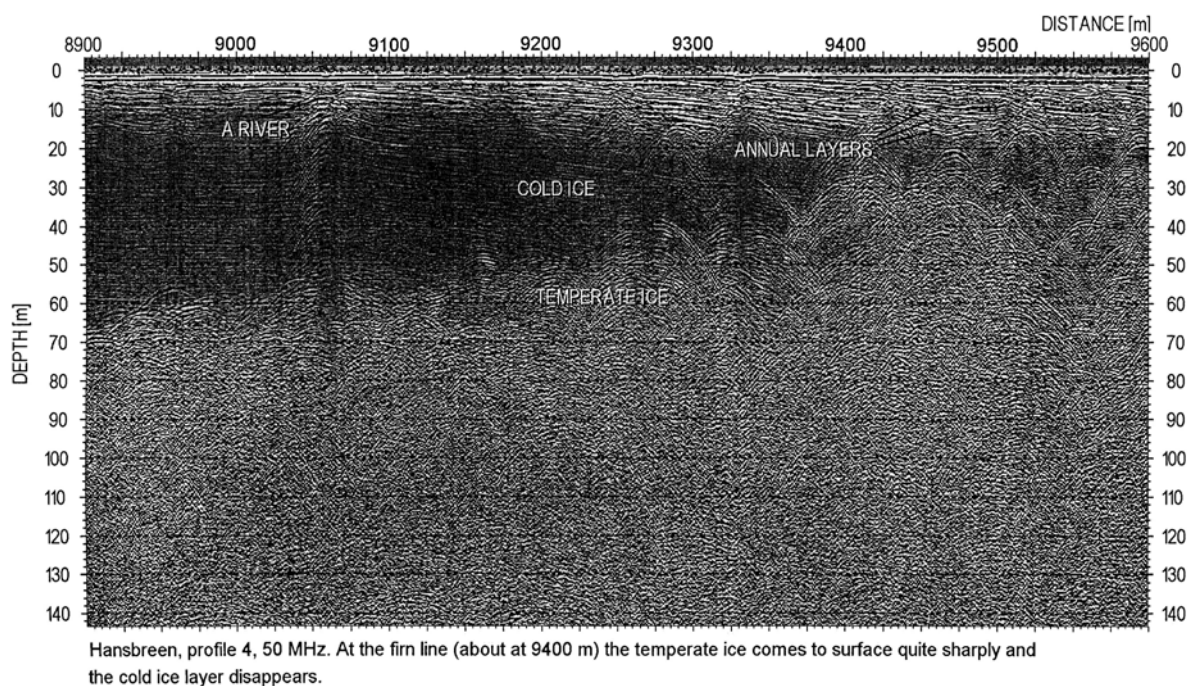
Ryc. 52 Wyniki pomiarów prędkości powierzchniowej Hansbreen w czerwcu i lipcu 1999 metodą GPS w profilu podłużnym (wg Vieli i in., 2003). Rysunek górny: stanowiska pomiarowe ruchu oraz lokalizacje studni lodowcowej, gdzie mierzono ciśnienie wód. Rysunek dolny: prędkość powierzchniowa w przeliczeniu na m/rok dla okresów powolnego płynięcia i szybkiego płynięcia (okres fenowy). Dla porównania dane z lata 1998 i z kwietnia 1996 (InSAR)

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 depozycje 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.



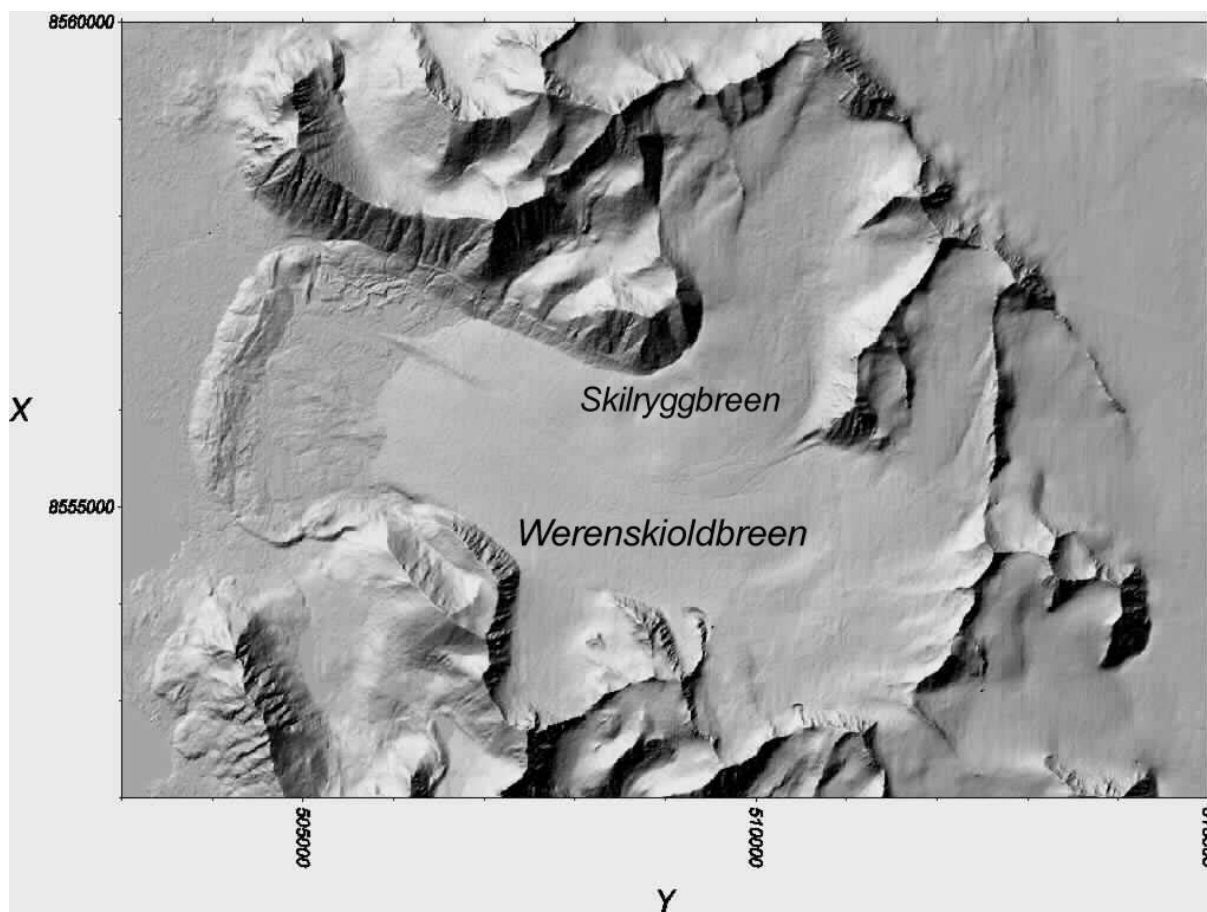
Ryc. 53 Obieg masy w obrębie Hansbreen, przedstawiony na schematycznym przekroju podłużnym lodowca. Ac – akumulacja netto, Ab – ablacja netto, Ab(calv.) – ablacja przez cilenie, Q_T – przepływ lodu przez profil pomiaru prędkości poniżej ELA, dH – obniżanie grubości lodowca. Wszystkie wartości w ekwiwalencie wodnym. Dane uśrednione dla okresu 1990-1998



Ryc. 54 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 odbic od inkluzji wodnych (wg. Moore i in., 1999). Granica pomiędzy „ciepłym” firnem a lodem zimnym jest bardzo wyraźna

Werenskioldbreen

Werenskioldbreen jest klasycznym obiektem polskich badań glaciologicznych 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: Skilryggbreen i Werenskioldbreen właściwy (ryc. 55).



Ryc. 55 Basen lodowcowy Werenskioldbreen. Numeryczny model terenu opracowany na podstawie zdjęć lotniczych z 1990r. Współrzędne geodezyjne w metrach w układzie UTM/WGS84 (wg Kolondry, 2003).

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 50m i w strefie szerokiej na 700-1000m 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 $-0,36$ 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.

Powierzchniowa prędkość lodowca w strefie ablacji mierzona była kilkakrotnie w latach 1956-1982 (por. Jania, 1988b) oraz ostatnio (2000-2001) (profil Angellfjellet – Wernerknatten). Wykazu-

je 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 płaszczyn ścinania w zimnym lodzie i transport materiału moreny dennej na powierzchnię wzdłuż tych płaszczyn.

Drenaż lodowca jest dobrze zbadany przez zespoły współpracujące z prof. Puliną (por. Jania, Pulina, 1996). Hydrologia tego lodowca nie jest tutaj rozpatrywana. Jednakże zastosowanie nowych danych o topografii powierzchni lodowca (z 1999 i 2000r.) 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).

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. 6).

Tab. 6 Próba oszacowania intensywności uwalniania materii mineralnej oraz węglanu wapnia spod Werenskioldbreen (wg Bukowskiej-Jania, 2003)

Węchskłodzień (wg Bukowskiej-Jańda, 2005)

Rodzaj transportu	Materia mineralna ogółem (tys. m ³ /rok)	CaCO ₃ ogółem ** (tys. m ³ /rok)	Denudacja z obszaru lodowca (m ³ /km ² rok)		Denudacja węglanów z obszaru lodowca (m ³ /km ² rok)	
			Pow. lodowca	Pow. basenu	Pow. lodowca	Pow. basenu
			27,4 km ²	44 km ²	27,4 km ²	44 km ²
Glacialny						
morena odsłaniana w wyniku recesji	22	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	339	97,8	60,9
materiał wleczony *	5,0	0,9	18,2	11,4	3,3	2,0
materiał rozpuszczony	1,14	0,85	41,6	25,9	31,0	19,3

* - bardzo zgrubna estymacja

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

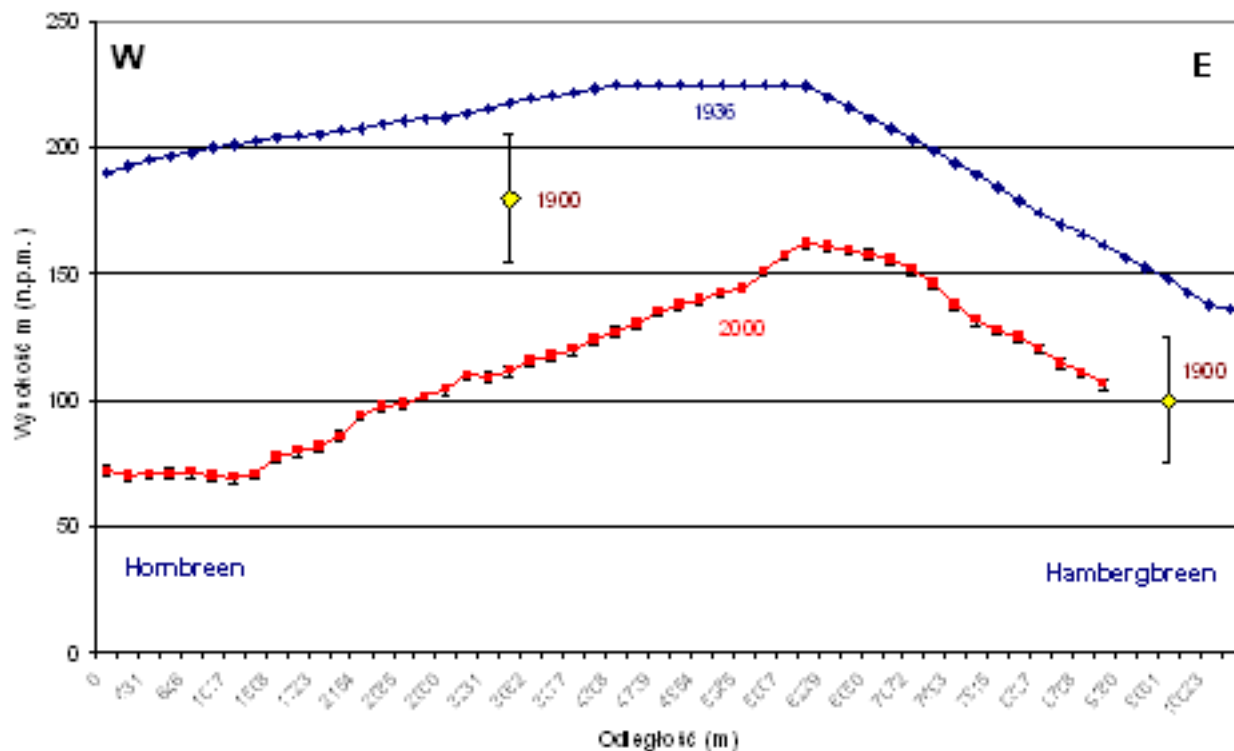
Wskazuje on na podstawowe znaczenie recesji lodowca dla uwalniania spod lodu masy mineralnej. Jej napływ w transporcie glacjalnym wraz z bardzo powolnym przemieszczaniem lodu do strefy czołowej jest niewielki. Zdecydowanie większe znaczenie ma transport materiału zawieszonego i prawdopodobnie wlezonego (szacunek na podstawie literatury). W zawiesinie transportowanej w rzekach lodowcowych odbywa się najefektywniejsze przemieszczanie węglanu wapnia w postaci rozartej (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 progla-cjalnej tego lodowca dzięki procesom kriochemicznym w tworzących się nalodziach w czasie zamarzania zimowych wypływów wód subglacjalnych (Bukowska-Jania, 2003).

Hornbreen 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. 56). Następuje także znaczne obniżanie grubości zasilającego Hornbreen pola akumulacyjnego w obrębie Flatbreen na północy (ryc. 57).

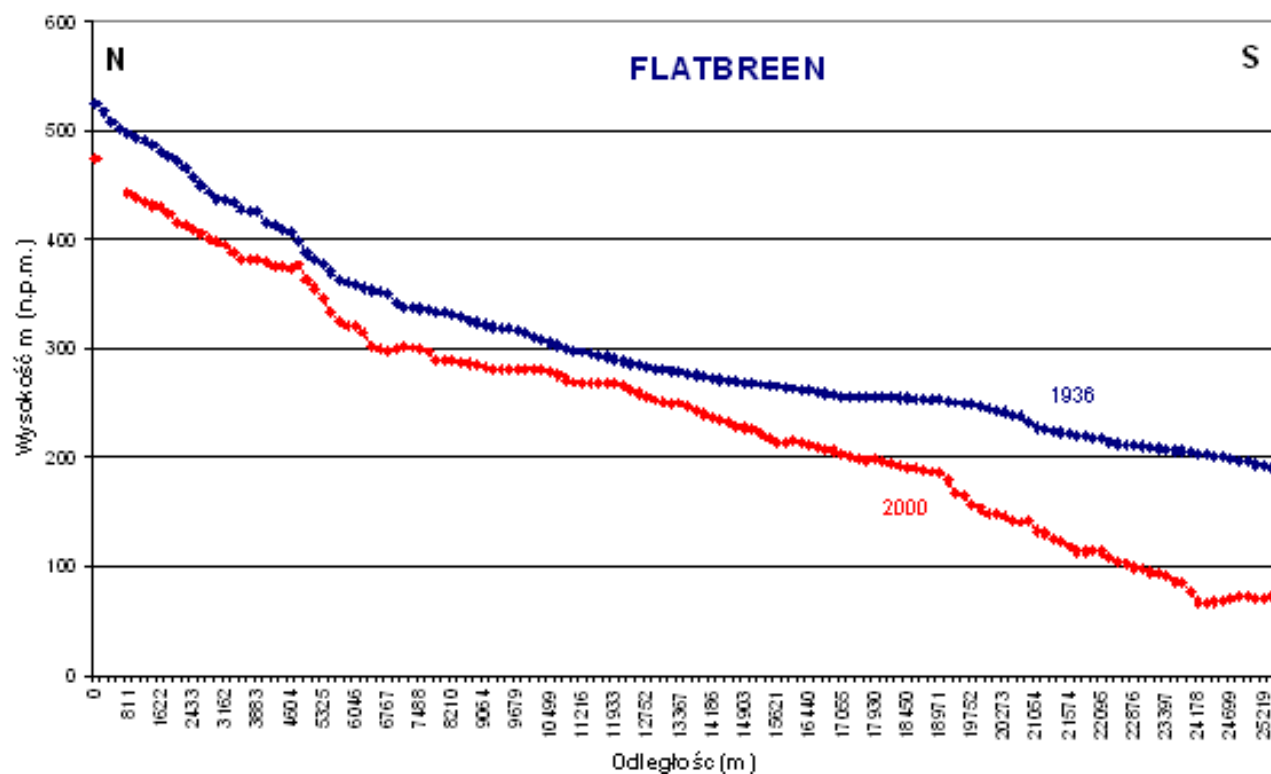


Ryc. 56 Profile powierzchni lodowców Hornbreen (na zachodzie) i Hambergbreen (na wschodzie) z mapy z ekspedycji rosyjsko-szwedzkiej (1900r.), norweskiej mapy topograficznej 1:100 000 (1936r.) i na podstawie pomiarów metodą kinematyczną GPS ekspedycji polsko-fińskiej w 2000r. (Jania – niepublikowane).

Sondowania radarowe ujawniły istnienie wielkich tuneli subglacialnych 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. 58) w południowej strefie bocznej lodowca, u podnóża Ostrogradskifjella.

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 Tre-skelen i są pozostałością po szarży pod koniec XIX wieku (Marks, 1981). Mają one znacznie mniejsze wymiary i mniej wyraziste formy.

Niedawno szarżujący Mendeleyvbreen nie był jeszcze obserwowany w okresie letnim. Może on dostarczyć interesujących informacji o skutkach szarży dużego lodowca uchodzącego do morza (por. Fot. 1) tak w lateralnym lądowym zapisie geomorfologicznym, jak i podmorskim (przed klifem lodowym).



7. HORNSUND – ISBJORNHAMNA

Prowadzący:

prof. dr hab. Marian Pulina

Marian Pulina

przy pomocy E.Bukowskiej-Jani, J.Jani, P.Głowackiego, W.Krawczyk, J.Rehaka, J.Pereymy, A.Kostrzewskiego, A.Karczewskiego, J.Burzyka, M.Burzyka

a. Jezioro „Fugle” - Zlewnia Fuglebekken

• *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 łądzie; 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.

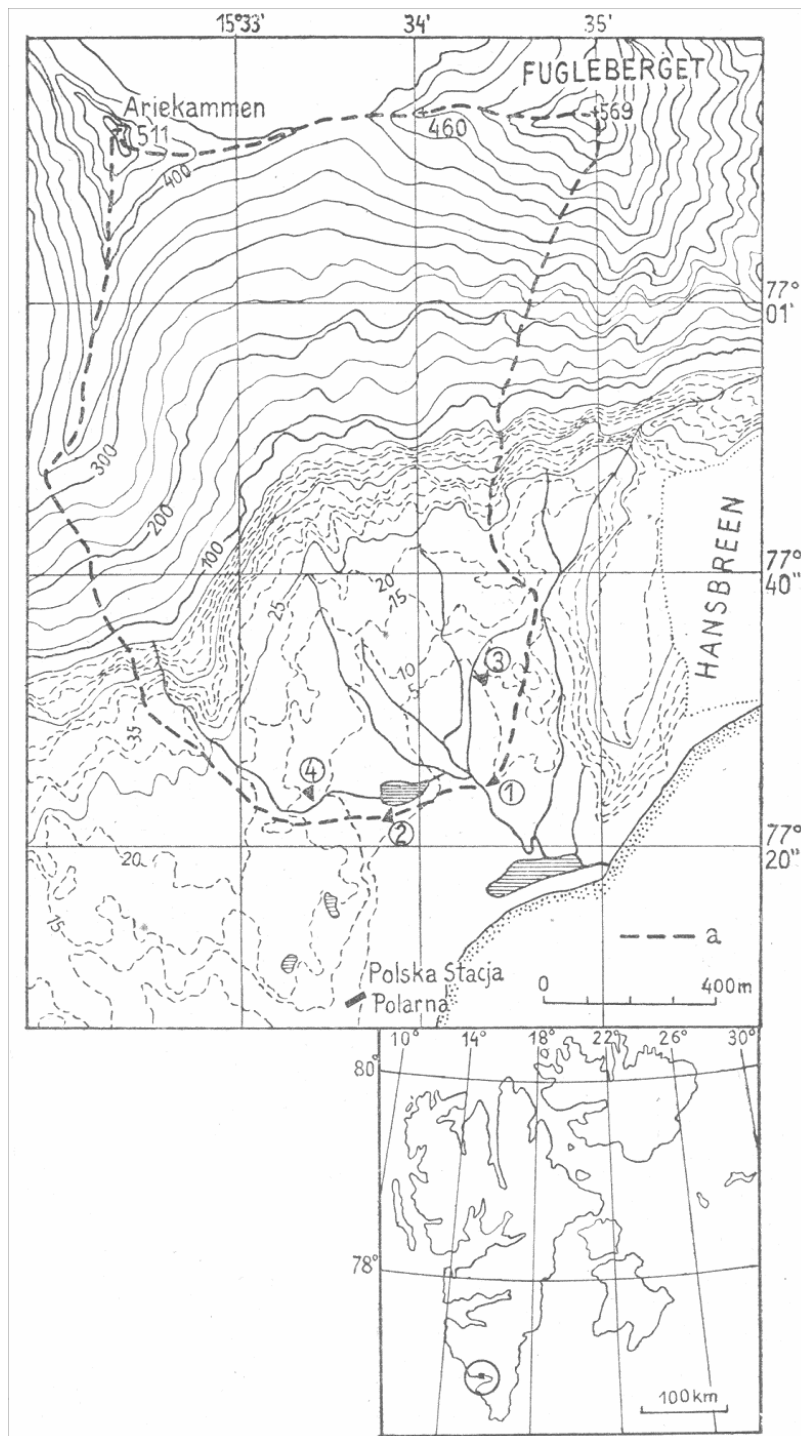
Utarło się przekonanie, iż cyrkulacja wód w obszarach polarnych zachodzi wyłącznie w okresie letnim, natomiast w czasie zimy polarnej ustaje całkowicie ruch wody. Nasze badania na Spitsbergenie potwierdziły ten pogląd w odniesieniu do dwóch pierwszych typów zlewni, czyli w obszarach niezlodowaconego 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 Arikammen (511 m n.p.m.) – Fugleberget (569 m n.p.m.) na północnym wybrzeżu Fiordu Hornsund (ryc. 59), 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 peryglacialnych 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

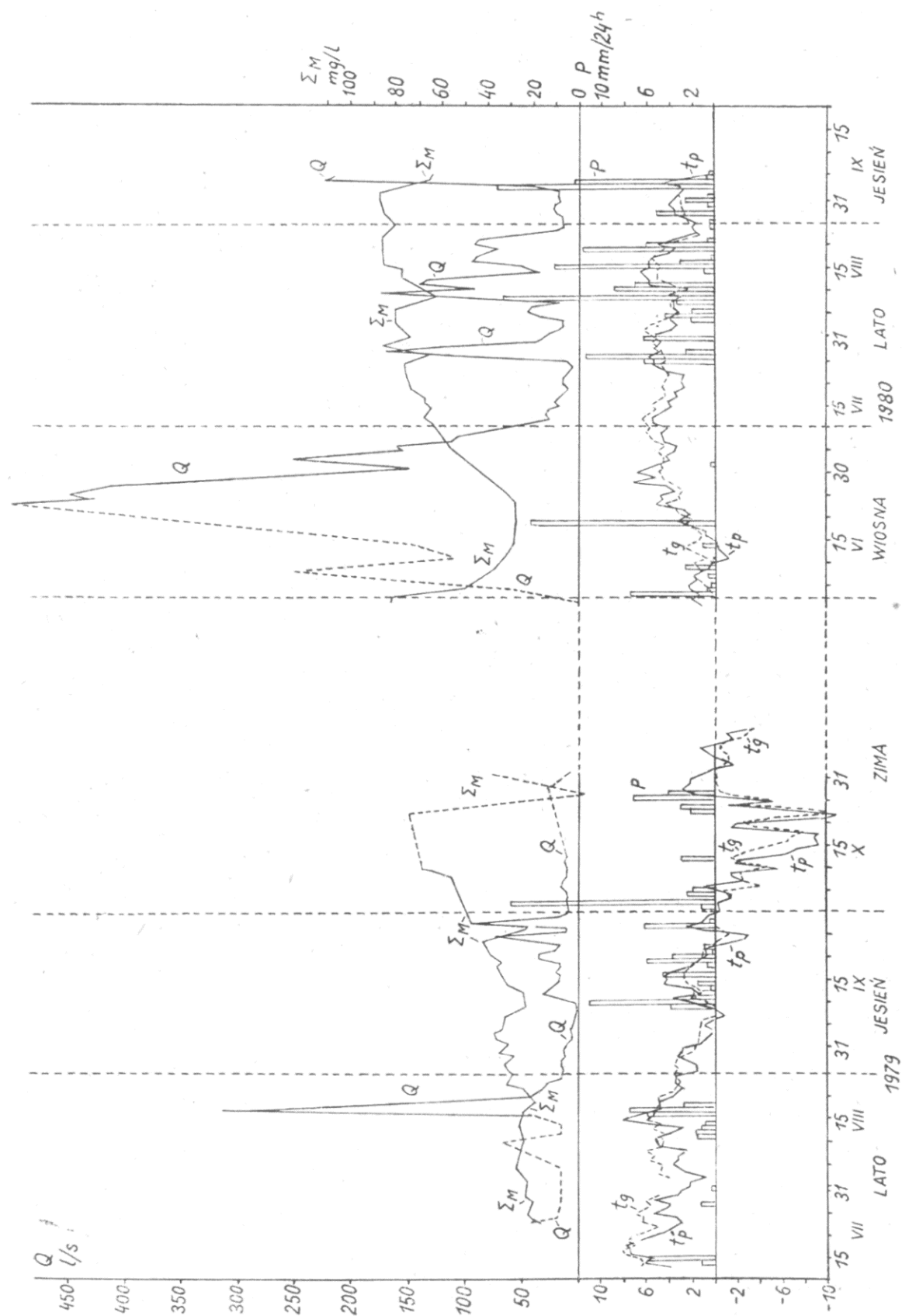
hydrologicznym 1979/1980 trwającym zaledwie 151 dni, występowały typowe – aczkolwiek krótkie – cztery sezony hydrologiczne (ryc. 60). Długość ich trwania wynosiła od miesiąca (zima) do półtora (lato). Cyrkulacja wód rozpoczynała się w czerwcu (25.06. 1979r. i 02.06. 1980 r.), a ustawała w końcu października (31.10. 1979r.).



Ryc. 59 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. 60).



Ryc. 60 Krzywa odpływu (Q) na tle elementów fizykochemicznych (t_g – temperatura gruntu na głębokości 5 cm; Σ_M – ogólna mineralizacja wody) i meteorologicznych (P – opad; t_p – temperatura powietrza) w zlewni Fuglebekken w roku hydrologicznym 1979-1980 (Pulina 1986)

• ***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 składu 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 wieloletnią 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 topnienia lodu lodowcowego. Udział tych wód jest tak znaczny (1/3 całości odpływu), że nie pozostaje gołosłownym twierdzenie, iż zlewnie zlodowacone Spitsbergenu żyją kosztem topniejących lodowców. Skutkiem tego w zlewniach tych krążą ogromne ilości wód oceniane na 1900 mm w ciągu roku. 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.

• ***Badania przyrodnicze w zlewniach otoczenia Hornsund***

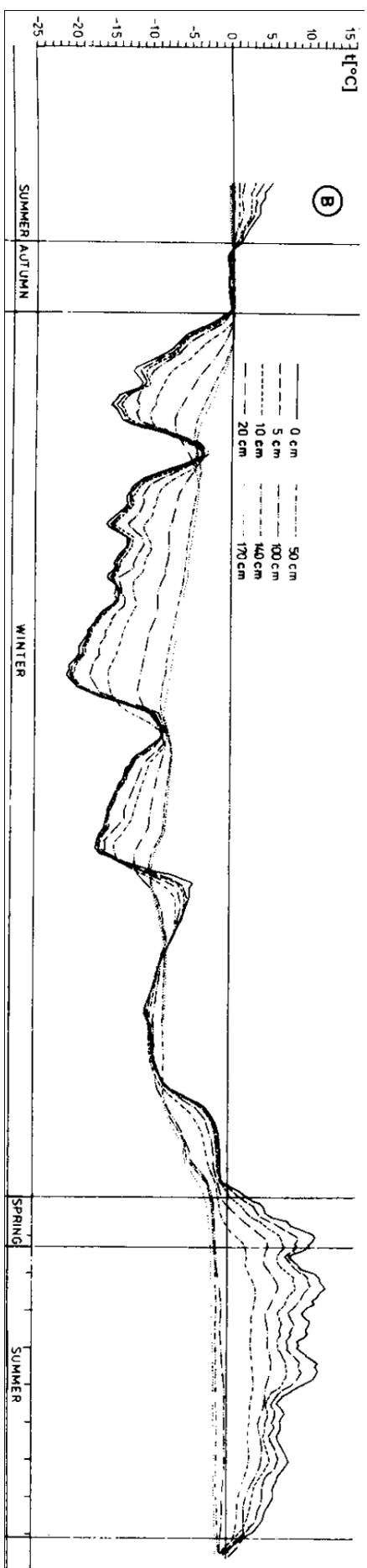
W kilku zlewniach położonych w rejonie Fiordu Hornsund (zlewnia lodowca Werenskiolda, lodowca Nordfall, zlewnie Fuglebekken i Brattegg oraz zlewnie krasowe Sofiekammen i Tsjebysjovfjellet) zostały przeprowadzone badania hydrologiczne i hydrochemiczne wraz z rejestracją odpływu wód, które były zsynchronizowane z pomiarami meteorologicznymi prowadzonymi w stacjach 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 glaciologiczne, a nawet sportowa penetracja 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). Szczególną uwagę 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 w druku).

Stanowisko rejestracji i pomiarów czynnej warstwy zmarzliny (ryc. 61) oraz formy segregacji mrozowej.

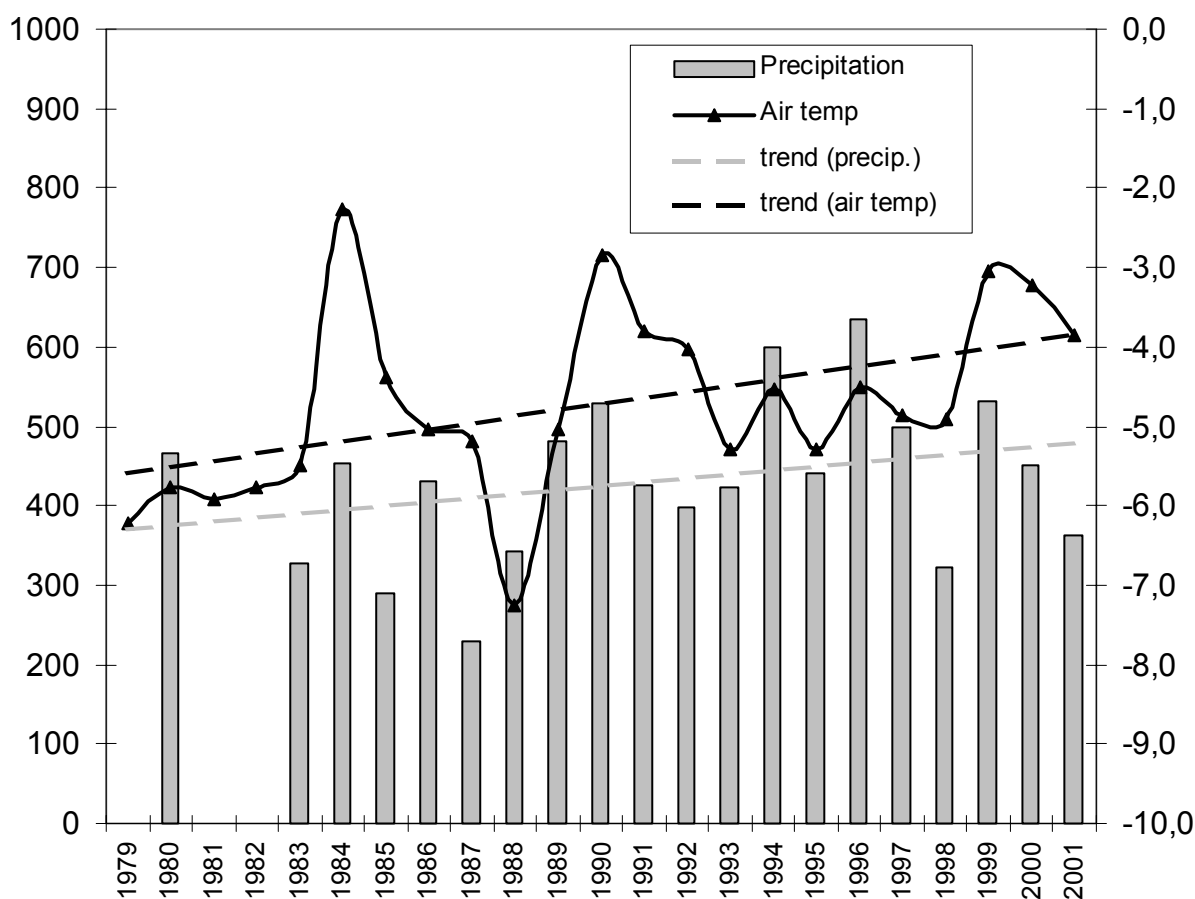
Elementy meteorologiczne – stacja przy laboratorium terenowym – dane porównywane ze stacją polarną.

Dane meteorologiczne ze stacji polarnej – regularne, nieprzerwane obserwacje od 1978 r. (ryc. 62) wykorzystywane są do interpretacji wyników różnych badań (ryc. 63).

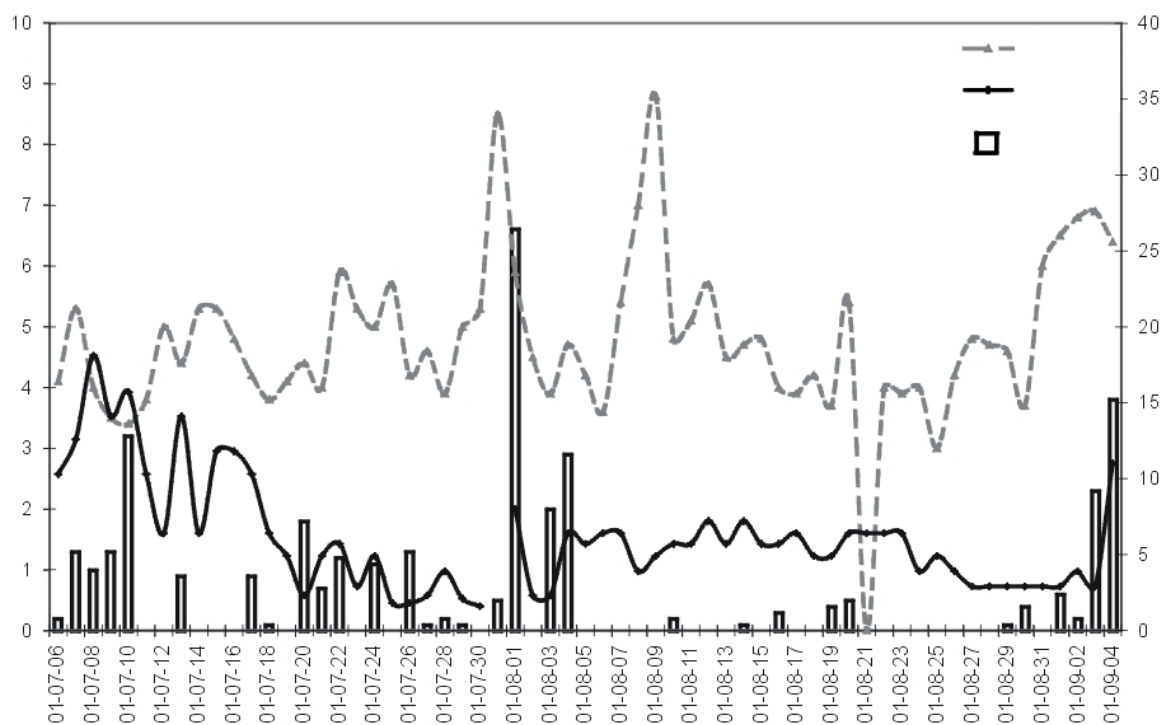
Bilans denudacji chemicznej i pomiary biogenicznego CO₂ (ryc. 64 i 65).



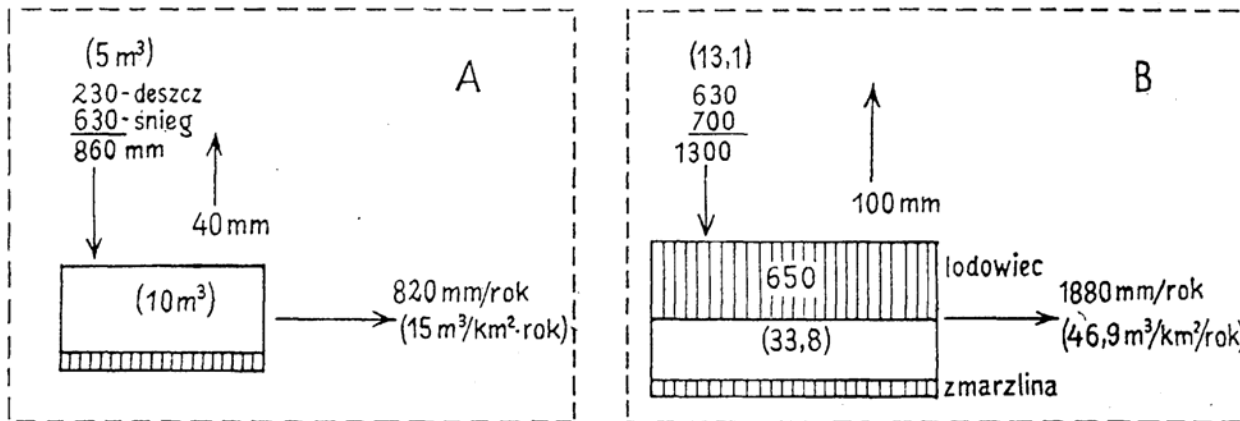
Ryc. 61 Przebieg roczny (1985/1986) temperatury gruntu na różnych głębokościach w profilu w pobliżu stacji terenowej w zlewni Fuglebekken (Głowacki, Pułina, Wach 1990)



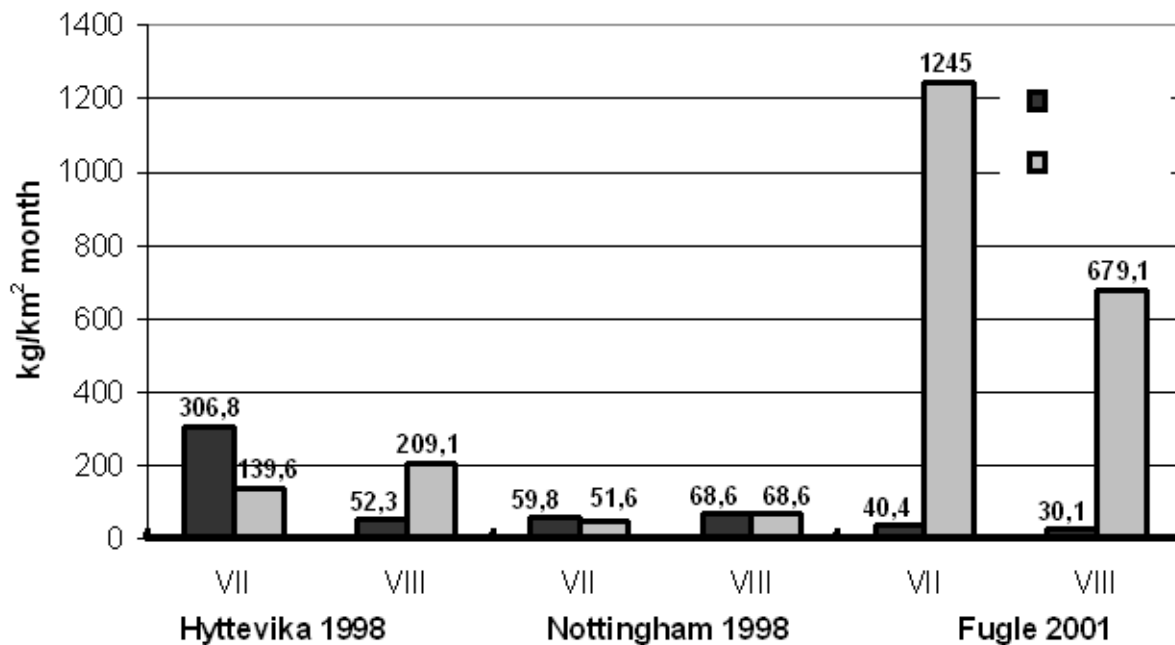
Ryc. 62 Temperatura powietrza (średnie roczne) i opady (średnie roczne) zanotowane w Polskiej Stacji Polarnej na północnym wybrzeżu Fiordu Hornsund w latach 1979-2001 (Roczniki Meteorologiczne Hornsund 1979-2001)



Ryc. 63 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. 64 Elementy rocznego bilansu wodnego w mm (wartości bez nawiasów) i denudacyjnego w $\text{m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ rok}^{-1}$ (w nawiasach) w niezlodowaconej zlewni Fuglebekken (A) i zlodowaconej zlewni lodowca Werenskiold (B) w roku hydrologicznym 1979/1980 (Pulina 1986)



Ryc. 65 Wielkość "wolnego" CO₂ i CaCO₃ transportowana w wodach odwadniających zlewnię Fuglebekken (w sezonach letnich 1998 i 2001 roku) (Pulina, Burzyk, Burzyk – w druku)

b. Stok grzbietu gór nadmorskich Arikammen–Fugleberget

- **Arikammen (511 m n.p.m.) – Fugleberget (569 m n.p.m.)**
- **Podniesione terasy morskie – formy segregacji mrozowej i spękań**
- **Kontakt stoku z terasami morskimi – formy soliflukcyjne**
- **Tundra – kolonie ptasie**
- **Metody badań lodu gruntowego, spłukiwania, soliflukcji**

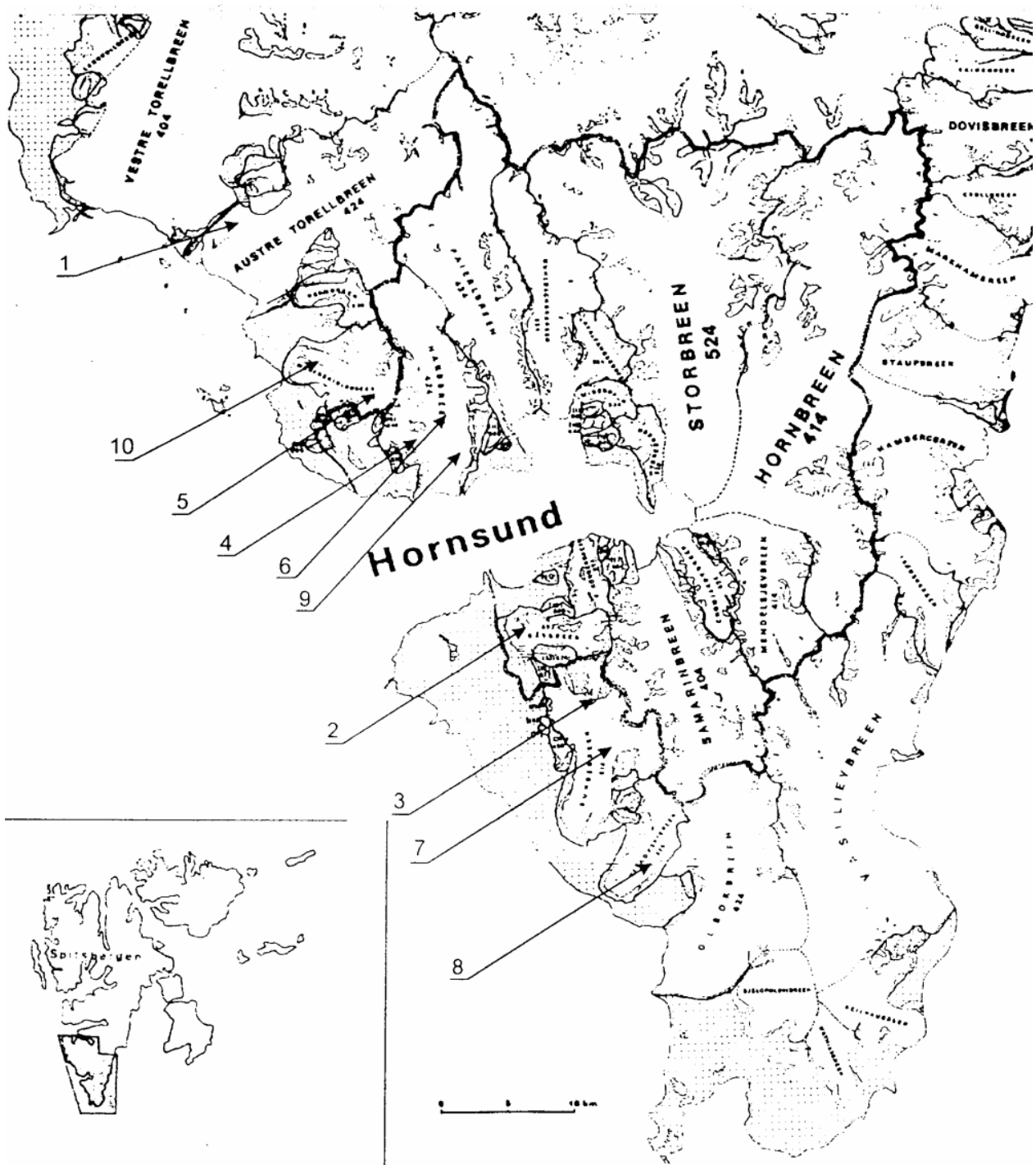
c. Morena lodowca Hansa

• *Zjawiska krasowe południowego Spitsbergenu*

Zjawiska krasowe rozwijają się na południowym Spitsbergenie (ryc. 66) w marmurach, wapieniach i dolomitach wieku proterozoicznego i staropaleozoicznego, zaliczanych do serii Hecla - Hoeck. Ponadto występują tu niewielkie obszary zajęte przez wapień jurajski oraz gipsy i wapień karbonu i permu. Północno i południowo - wschodnie wybrzeża Fiordu Hornsund, pod masami wapiennymi Sofiekammen i Tsjejbysjovfjallet są zbudowane najczęściej z białych i szarych marmurów staropaleozoicznych. Są one podłożem oryginalnego reliefu litoralnego. Pod wysokimi ścianami masuwów 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. 67, 68), często wypełnionych korkami lodowymi. Na brzegach najniższej terasy odsłania się bądź wąski pas piaszczystej plaży, bądź wysepki i guzy wapienne tworzące typowy obszar skierowy. Niejednokrotnie wybrzeże fiordu jest tu wykształcone w postaci małych zatoczek i palczastych półwyspów skalnych, którym towarzyszy szeroki pas skierów. 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.

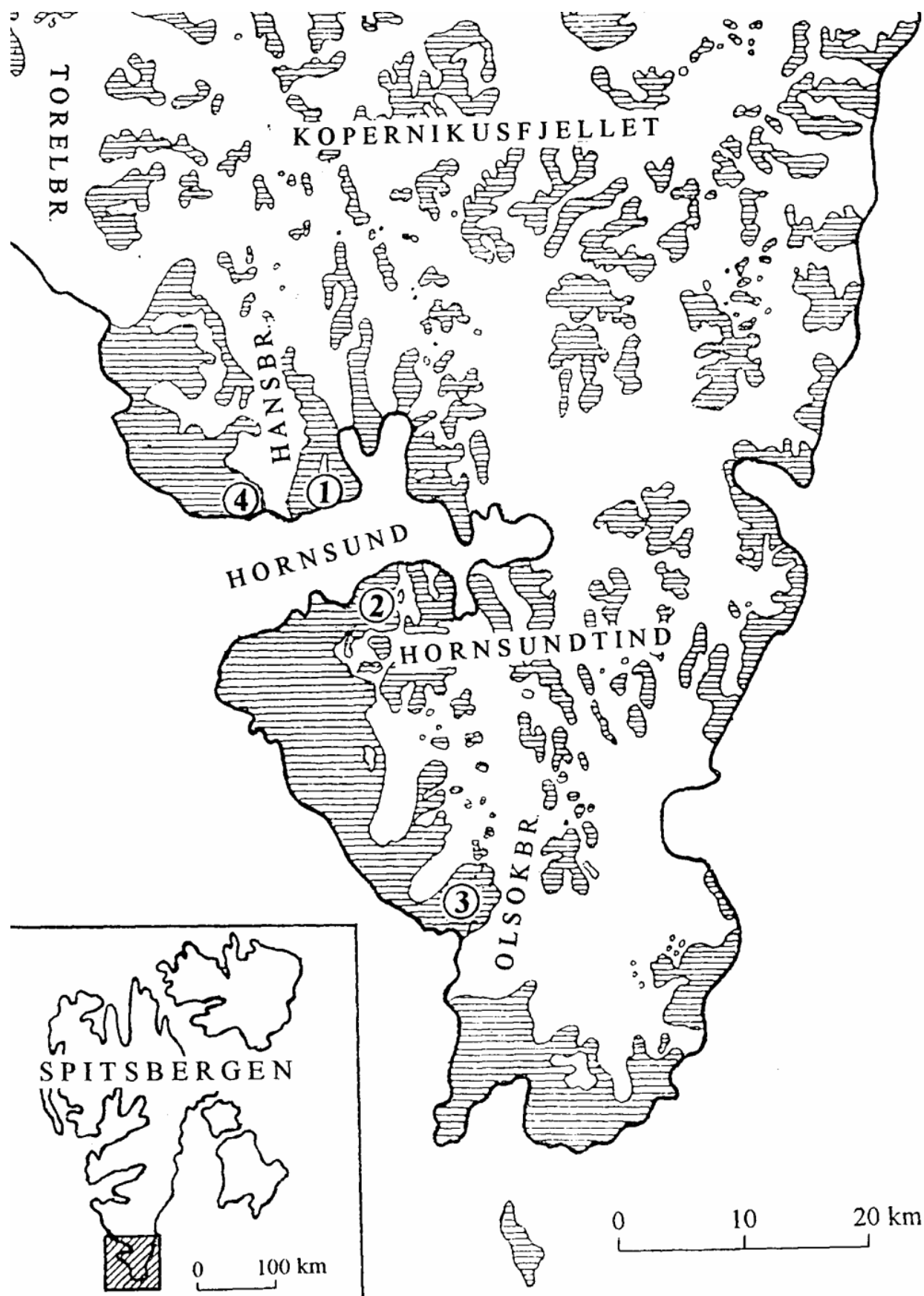
Omawiany tu typ wybrzeża wapiennego z zespołem form skalnych, występuje w wielu innych miejscach na Spitsbergenie. Podobne formy obserwujemy nie tylko na wybrzeżach Fiordu Hornsund ale na innych wybrzeżach wapiennych fiordów min. w Belsundzie czy też na południowych wybrzeżach Sörkapplandu. Podobny typ 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 wnętrza środkowego i południowego Spitsbergenu. Źródła takie zostały odkryte w południowo-zachodniej części Ziemi Nordenskiölda w obrębie lodowców Torella. Wypływają one pod nunatakem 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. 66). 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 wodą wypływającą ze szczytu takiej kopuły.



Ryc. 66 Lokalizacja form kriokrasowych na SW Spitsbergenie (Pulina 1997).

1-Torell, 2 – Gas, 3 - Polje kriokrasowe Flakdalen. Depresje kriokrasowe na lodowcach: 4- Hans (pod nunatakami Tuva), 5 - Werenskiöld, 6 - Hans, 7 – Bunge, 8 – Vitkovski. Formy zapadliskowe w obrębie lodowcowych jaskiń marginalnych: 9 - Hans (pod Wienertinden), 10 - Werenskiöld (nad jaskinią Kvisla)



Ryc. 67 Lokalizacja szkiców hydro-morfologicznych: 1 – ryc. 68, 2 – ryc. 69, 3 – ryc. 70, 4 – Polska Stacja Polarna

• **Kras wybrzeża Fiordu Hornsund u podnóża Masywu Sofiekammen**

Północne wybrzeże centralnej części Fiordu Hornsund (ryc. 67, 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 skierowe. Wysoka ściana skalna zwana Gnälberget stanowi zakończenie wielkiego wapiennego masywu Sofiekammen, sięgającego na kilkanaście kilometrów w głąb Spitsbergenu (ryc. 68).

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 odśłania się wąski, liczący zaledwie kilkadziesiąt do stu metrów szerokości, pas terasy niższej. Na niej występują oryginalne 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. U podnóża terasy wyższej pod Gnälberget bije duże źródło krasowe, czynne w ciągu całego roku, o wydajności kilkadziesiąt l/s (źródło Orvina). Jest to źródło termalne osiągające temperaturę 13⁰ 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.

• **Kras na podniesionych terasach morskich masywu Tsjebysjovfjellet**

Południowe obrzeżenie centralnej części Fiordu Hornsund (ryc. 67, 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. 69).

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 ziemią.

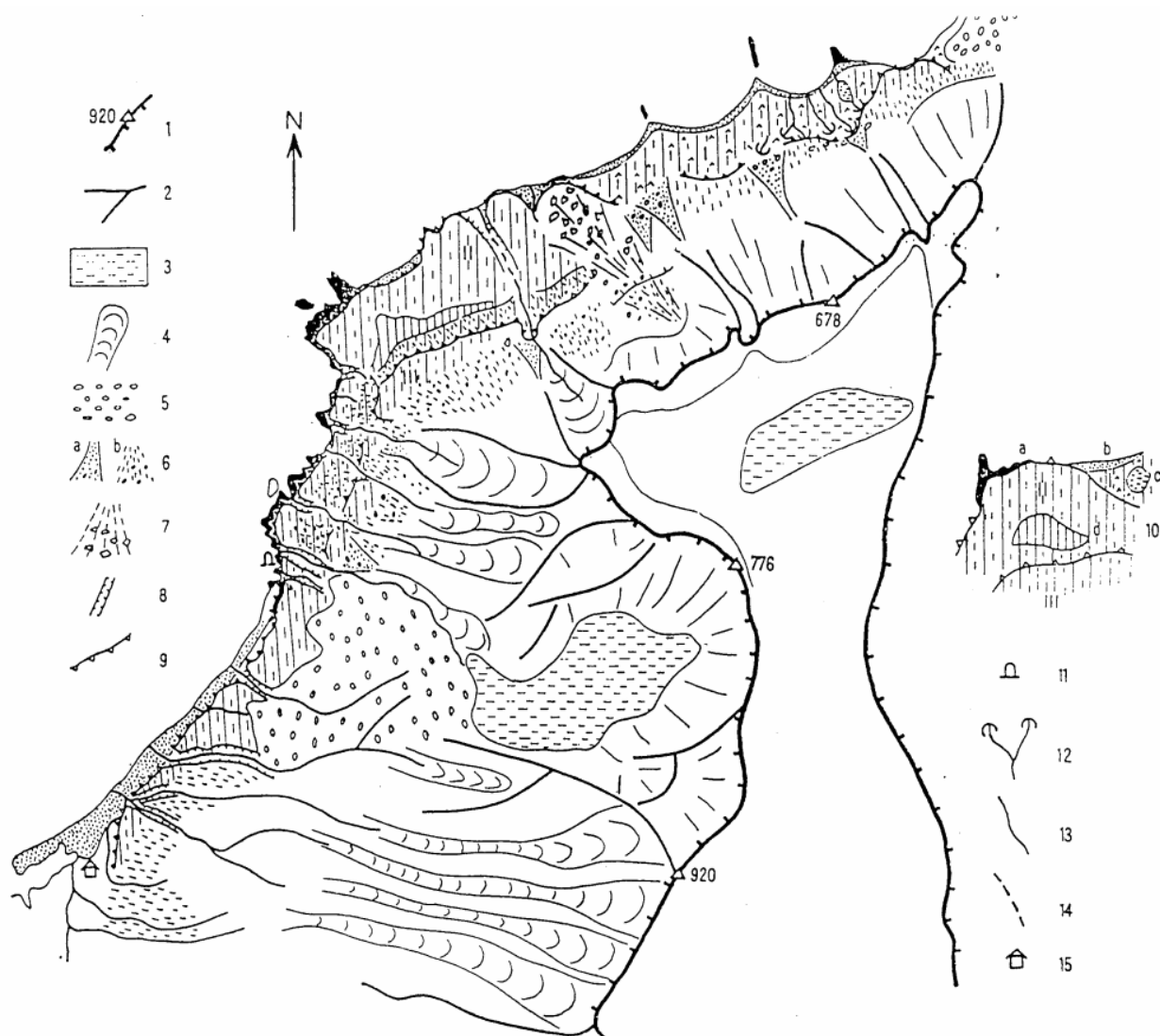
Wąski pas wybrzeża przypomina poprzednio opisany obszar położony u podnóża Sofiekammen. Leży on w obrębie dwóch teras morskich, z których wyższa ograniczona jest klifem skalnym osiagającym najwyższą wysokość między Gashamną a Kamiennym Miastem (Stonehengesteinane).

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 ciekły 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.



Ryc. 68 Szkic hydro-morfologiczny Masywu Sofiekammen (Pulina 1977)

Objaśnienia na poprzedniej stronie



Ryc. 69 Szkic hydro-morfologiczny Masywu Tsjebyjovfjellet (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 – jezioro 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”.

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 skierowy 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 $0,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. 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.

• *Kras hydrotermalny, masyw Hilmarfjellet, południowy Sörkappland*

Na południowym wybrzeżu Sörkapplandu (południowy kraniec Spitsbergenu, ryc. 67, pkt 3), u podnóża masywu Hilmarfjellet rozciąga się największy na Spitsbergenie pas wybrzeża wapiennego (ryc. 70). 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 skierowy, 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, uwała, ślepe dolinki związane z ponorami i wywierzyskami, zagłębienia krasowe wypełnione okresowo wodą i in. 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 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ (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 Trollosen, 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 przez 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.

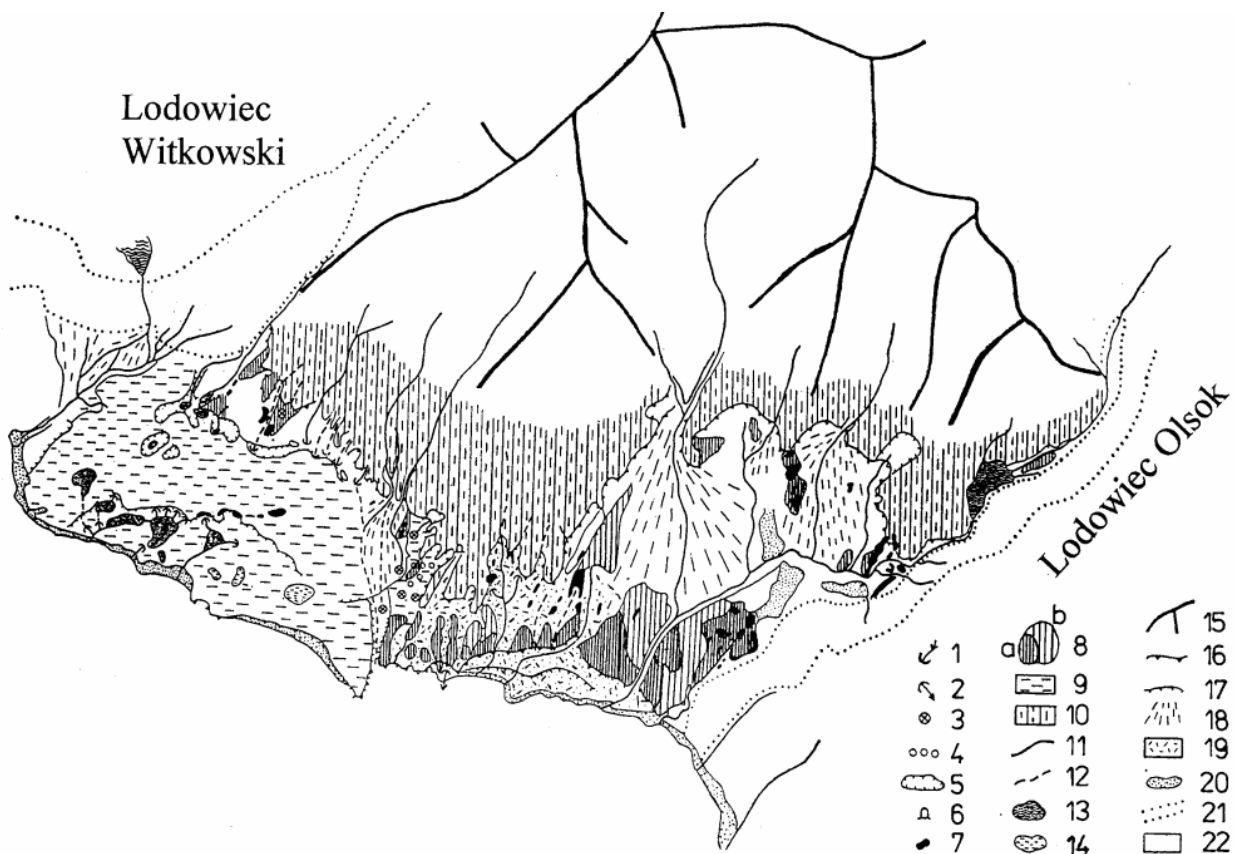
Wody tego wywierzyska stanowią mieszaninę wód lodowcowych, wody morskiej oraz wód termomineralnych krążących w kanałach krasowych tego masywu. Stąd też w zależności od udziału poszczególnych typów wód kształtują się własności fizyko-chemiczne tych wód. Latem temperatura tych wód wynosi około 4°C a mineralizacja 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 $50 \text{ dm}^3 \text{s}^{-1}$. Temperatura tych wód latem wynosi nawet kilkanaście $^{\circ} \text{C}$ (!) przy wysokiej mineralizacji dochodzącej nawet do $8 - 9 \text{ g dm}^{-3}$. Jedno z tych największych źródeł położone w wschodniej części wybrzeża pod lodowcem Olsok deponuje osad barwy biało-żółtej

• *Kras gipsowy w centralnej części Spitsbergenu*

W obszarach zbudowanych ze skał gipsowych na Spitsbergenie rozwijają się intensywnie zjawiska krasowe (ryciny: patrz pkt 10. Grönfjorden), 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 glacialnych 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 nakładem 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.



Ryc. 70 Szkic hydro-morfologiczny 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 uwała, 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.

Podłożem krasu gipsowego na Spitsbergenie są skały karbonu i permu, które przylegają do staropaleozoicznej i prekambryjskiej serii Hecla Hoek (ryc. 66). Skały te ukazują się na powierzchni w głębi Isfjordu (Dolina Gipsdalen) oraz w jego zachodniej części w obrębie północno-zachodniego krańca Ziemi Nordenskiölda. 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 sąorskimi osadami zwirowymi 25-metrowej podniesionej terasy morskiej.

Zjawiska krasowe w tym obszarze Ziemi Nordenskiölda 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.

• *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 wewnętrzno-lodowcowe 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. Najslabiej w lodowcach jest rozpoznana strefa phreatic. Występuje ona w dużych lodowcach w obrębie głębokich cyrków glacialnych. Natomiast najlepiej poznana i najlepiej wykształcona jest strefa vados 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 jeziora 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 wypełnione wodą - jeziora marginalne) oraz różnorodne depresje kriokrasowe, szczególnie liczne w dolnej części jeziora lodowcowego na kontakcie z moreną boczną (m.in. keniony 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)

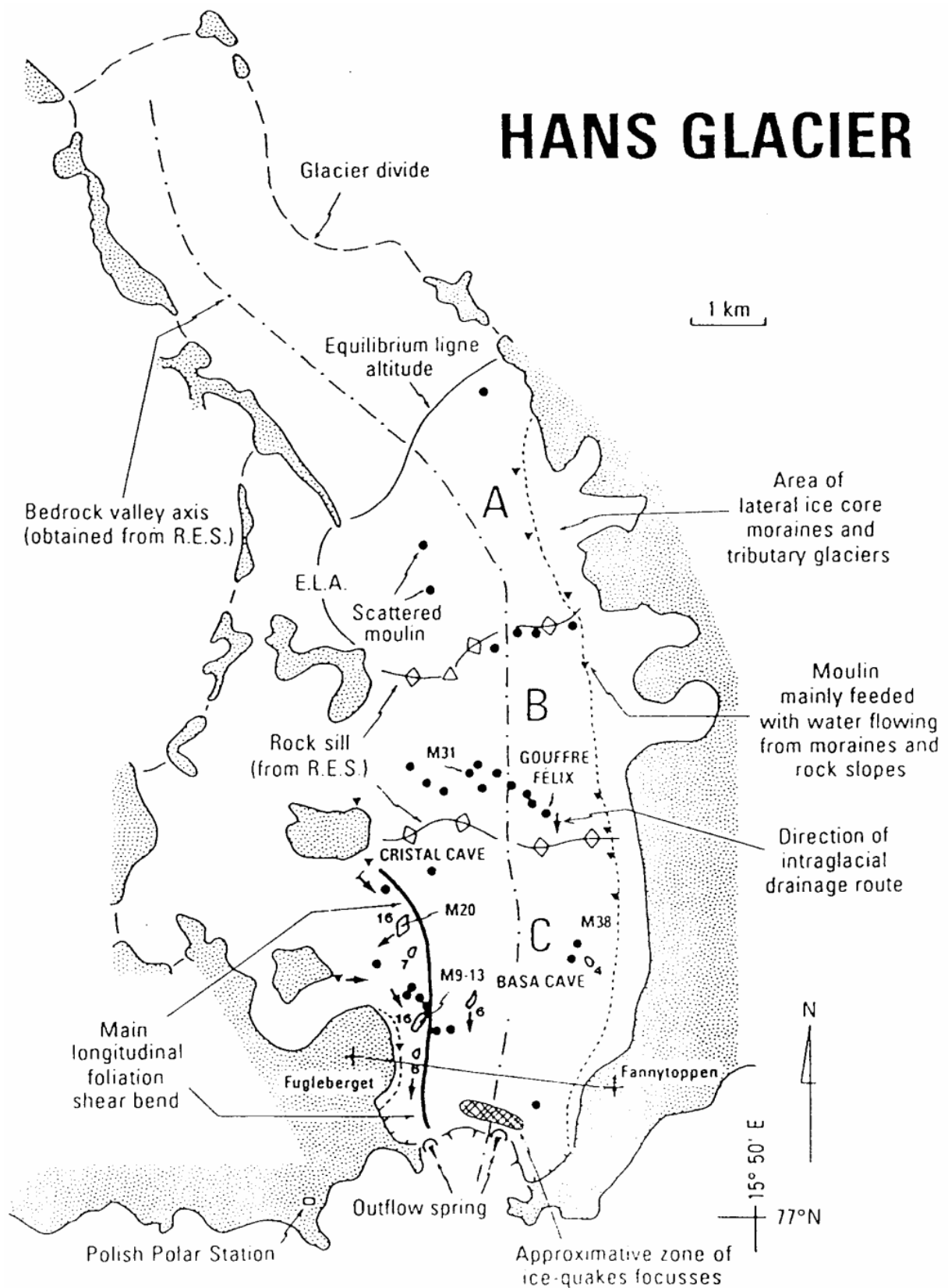
lub najczęściej z otwartych źródeł, bijących z kanałów założonych w martwym lodzie na przedpolu lodowca. Główna rzeka lodowcowa posiada najczęściej tutaj swój główny wypływ. System centralny składa się z co najmniej trzech odcinków: wylotowego, przejściowego i wewnętrznego. Część wylotową stanowi najczęściej jeden wielki kanał poziomy (tunel - centralny kolektor), przeważnie założony na martwym lodzie. Jest on położony w jezorze 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. Część 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 często jest on wypełniony osadami. Natomiast część wewnętrzna 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 phreatycznych.

Zasilanie wód centralnego systemu drenażu następuje przez wody ablacyjne bezpośrednio ze studni lodowcowych jak i przez wody ze strefy phreatycznej, występujące w górnej części jezora lodowcowego i w cyрку glacialnym. 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 jezora lodowcowego, powodujące powstawanie 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. 66 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 jezora lodowcowego. Formy te przybierają niekiedy kształt "lodowcowego polja" (np. nad lodowcem Bunge – ryc. 66 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 nunatakami Raudfjellet - ryc. 66 pkt 1).

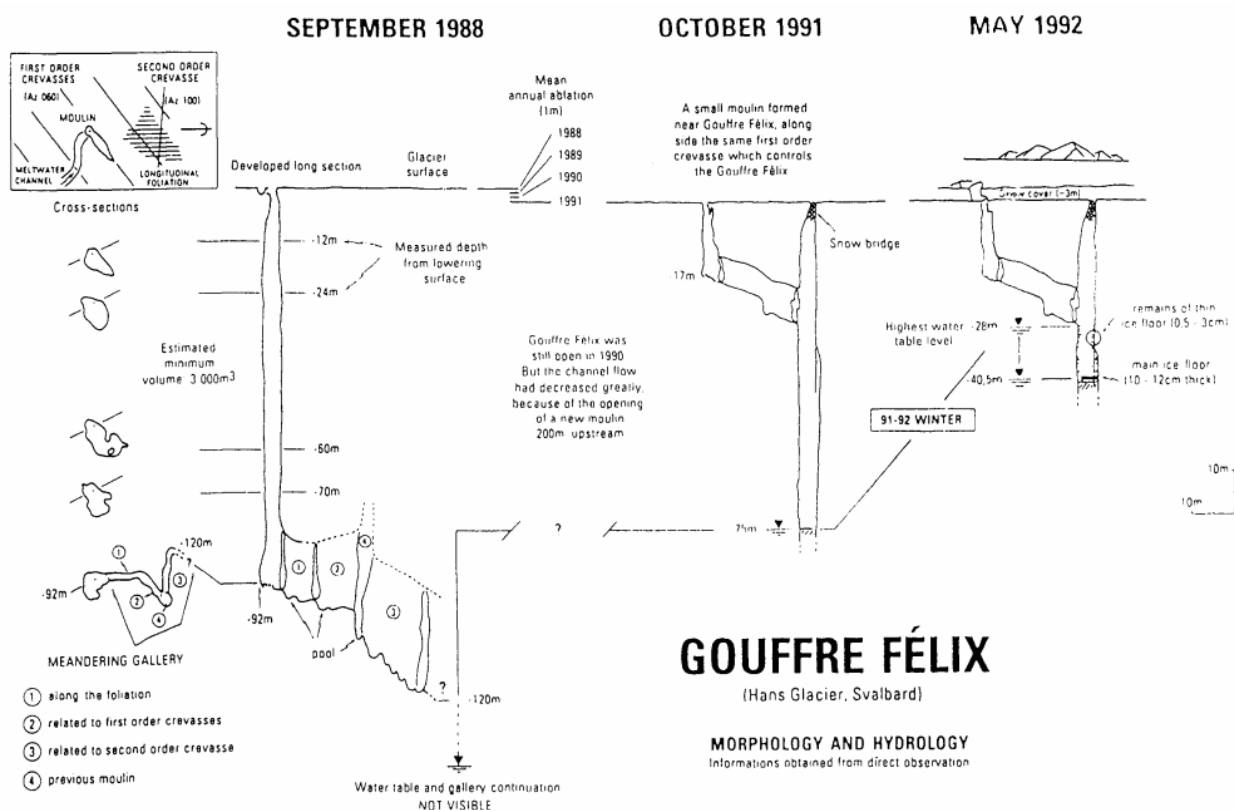
W specyficznych miejscach ablacyjnej części lodowca może powstać lokalny system korytarzy. Stanowi go najczęściej studnia lodowcowa z horyzontalnym meandrycznym korytarzem, wychodzącym na powierzchnię jeszcze na lodowcu lub na jego przedpolu. Niejednokrotnie lokalny system wykształcony jest z odcinka 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 cyркуluje wyłącznie w sezonach letnich. Wyjątkiem są te korytarze marginalne, które posiadają kontakt z systemem centralnym. Natomiast w sieci korytarzy systemu centralnego woda cyркуluje 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.



HORNSUND FIORD, SVALBARD

Ryc. 71 Szkic lodowca Hansa wraz z lokalizacją jaskiń lodowcowych (J. Schroeder 1995)



Ryc. 72 Gouffre Felix w lodowcu Hans (J. Schroeder 1995)

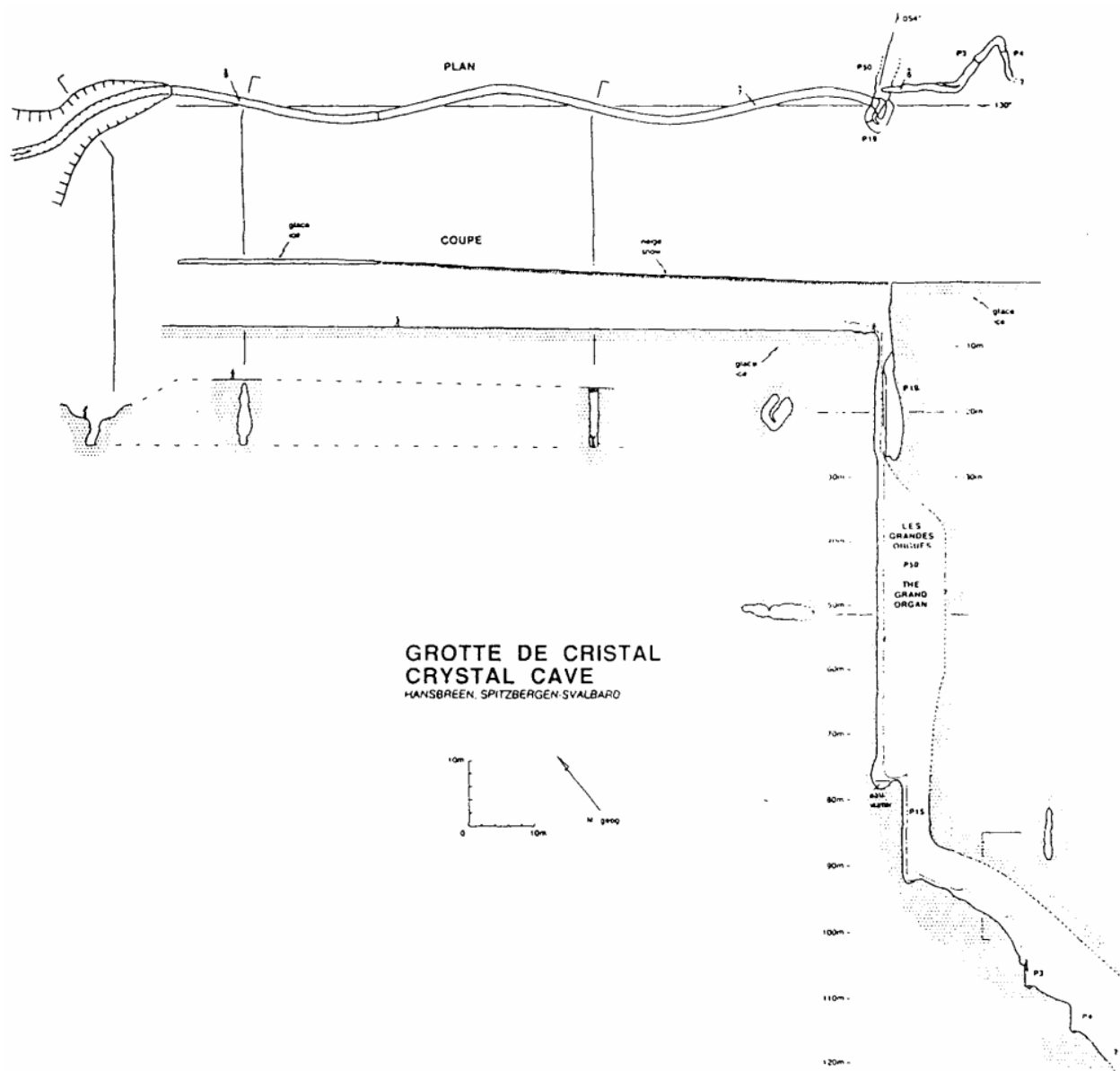
• *Charakterystyka wybranych jaskiń lodowcowych*

Występowanie jaskiń w lodzie lodowcowym jest ściśle związane z poszczególnymi strefami odwodnienia lodowca w obrębie vadycznej i przejściowej (v/ph) strefy hydrogeologicznej. Lokalizacja studni lodowcowych, szczególnie systemu centralnego odwodnienia lodowca, oraz przebieg korytarzy i lokalizacja sal są podporządkowane głównym liniom tektonicznym i spękaniami 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 przełamania 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 Erikfjellet. Jesienią 1983 r. został sporządzony plan tej jaskini (Miształ, Pulina 1983) a w latach późniejszych (1983, 1986, 1988, 1993, 1998), w miarę odsłaniania się jaskini spod ustępującego lodowca wykonywano dokumentację kartograficzną i śledzono ewolucję jaskini 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 obrębie której występują typowe formy dna (terasy akumulacyjne i okazałe żwirowisko koryta rzeczno, kaskady na litym dnie i na lodzie, marmity etc). 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 phreatycznych. 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 część korytarzy. W jaskini tworzą się wówczas nacieki lodowe.



Ryc. 73 Grotte de Cristal w lodowcu Hans (J. Schroeder 1995)

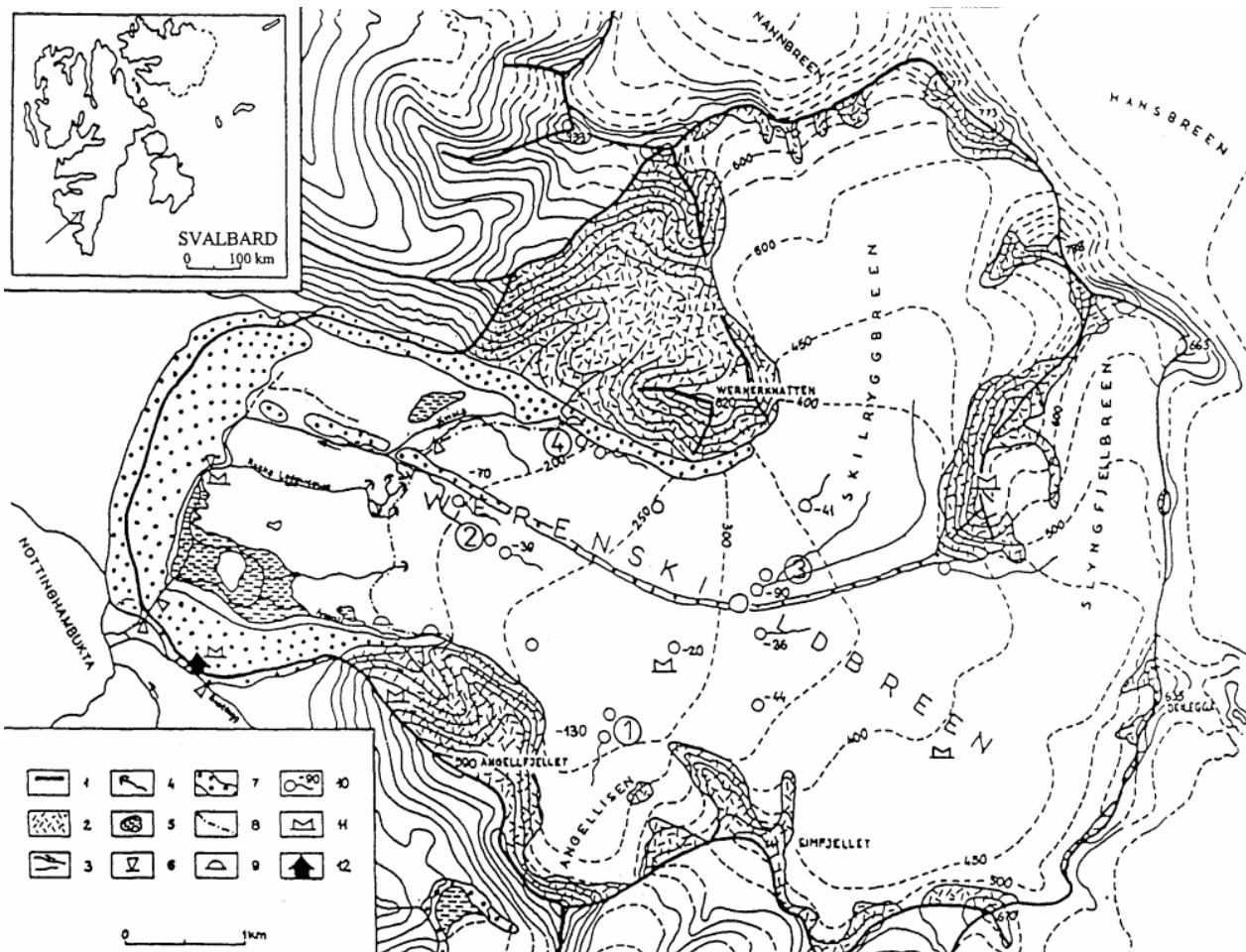
Korytarze jaskini Kvisla związane są z systemem spękań przeważających w brzeżnej części lodowca Werenskiolda. Na skrzyżowaniu spękań (szczególnie w miejscach występowania grzęd skalnych w podłożu lodowca) tworzą się sale. Strop tych sal ulega zawaleniu na skutek intensywnej ablacji powierzchni lodowca.

W roku 1998 znaczna część jaskini przedstawiona na ryc. 76 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).

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.

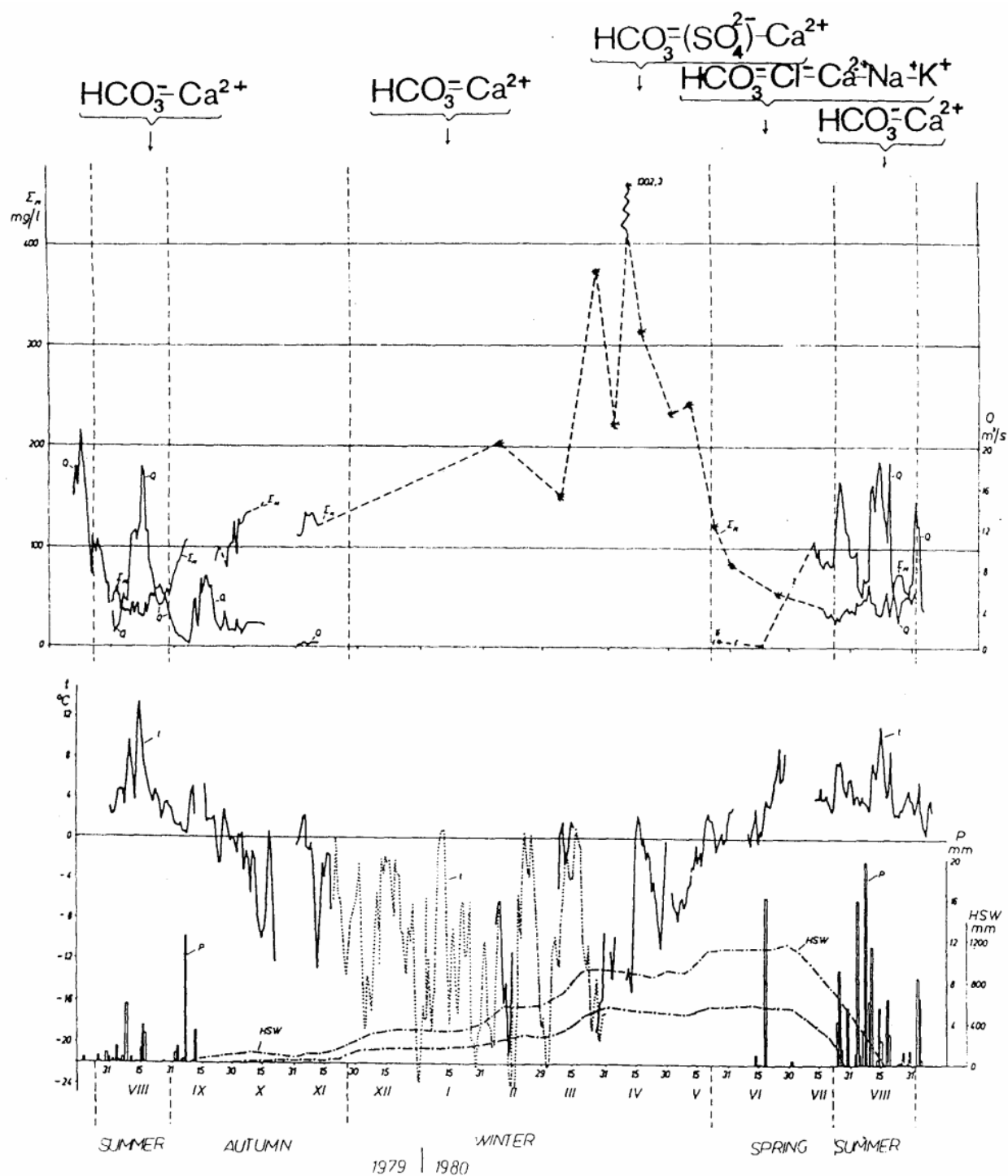


Ryc. 74 Szkic basenu lodowca Werenskiöld (Pulina, Rehak 1991)

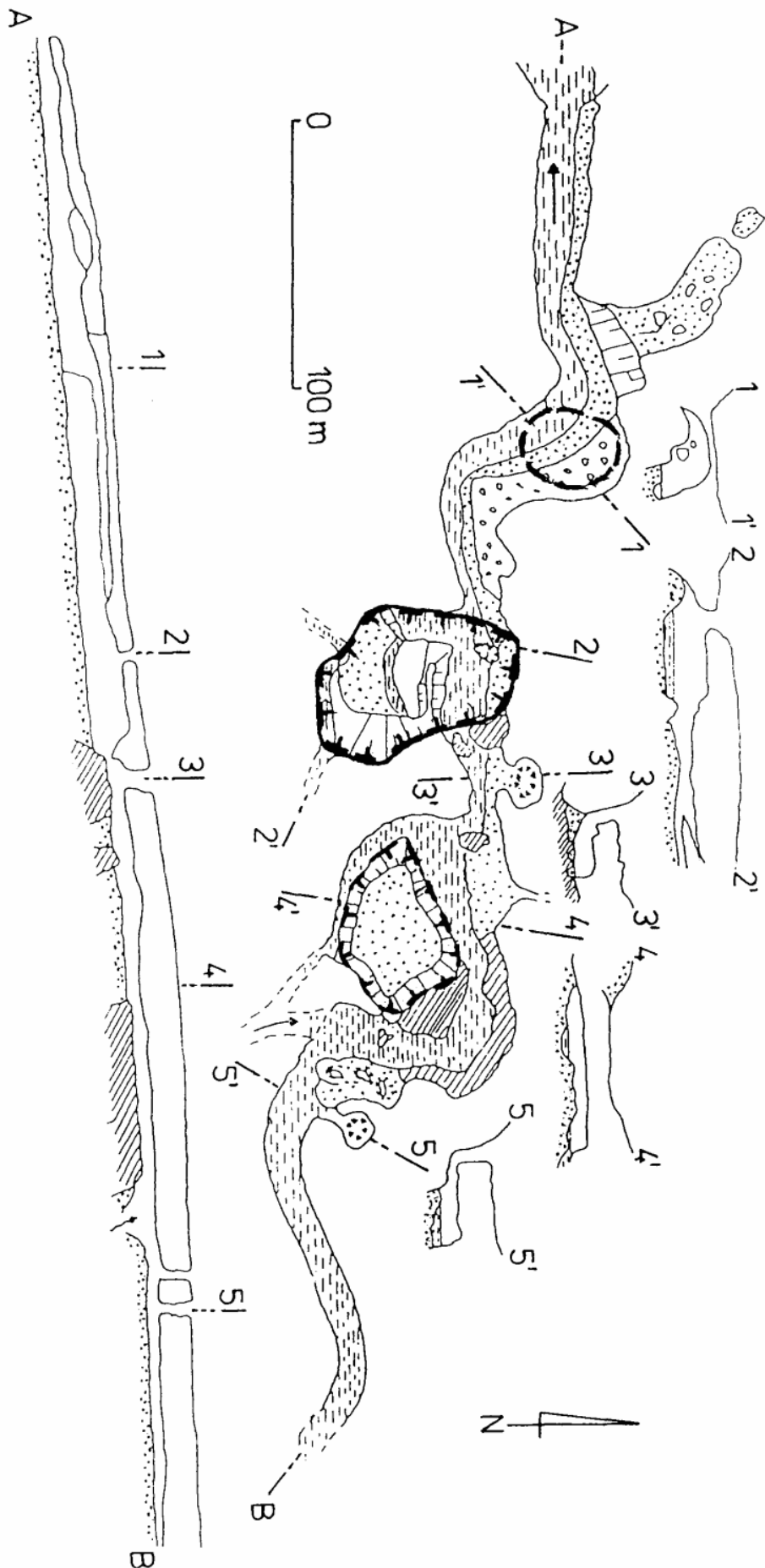
1 – czoło lodowca Werenskiolda w latach 1930 – tych, 2 – zbocza dolin niezlodowaconych, 3 – cieki wodne, 4 – wypływy wód glacialnych, 5 – zbiorniki wodne, 6 – profile hydrometryczne, 7 – moreny, 8 – czoło lodowca Werenskiolda w 1983r, 9 – jaskinie poziome, 10 – studnie lodowcowe (głębokość w m), 11 –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

Na Spitsbergenie znanych jest ponad 20 jaskiń położonych w alimentacyjnej - vadycznej strefie lodowca. Występują one powszechnie we wszystkich większych lodowcach Spitsbergenu. Kilkadziesiąt jaskiń tego typu było eksplorowanych na lodowcach Werenskiöld i Hans na Ziemi Wadel Jarlsberga. W roku 1983 eksplorowano system głębokich studni Skilryggaven na lodowcu We-

renskiold, 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 zasila-
jących kanały wewnętrzne centralnego systemu dowodnienia lodowca Werenskiolda.



Ryc. 75 Przepływy i mineralizacja wód Rzeki Lodowcowej Werenskiolda w roku hydrologicznym 1979/1980 (Pulina, Pereyma i in. 1984)



Ryc. 76 Jaskinia Kvisla w lodowcu Werenskiölda (Pulina, Rehak 1991)

W roku 1988 odkryto najgłębsze studnie: Eimfjelletaven na lodowcu Angell (ryc.74 pkt.1 - lodowiec boczny Werenskioldbreen), osiągającą 135 m głębokości (Pulina, Rehak 1991) i Gouffre Felix na lodowcu Hans przekraczającą 120 m (140-150 m) głębokości (Schroeder 1988). Natomiast w latach następnych odkryto liczne głębokie aveny zarówno na lodowcu Werenskiolda (ryc. 74), na lodowcu Hansa (ryc. 71) 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 osiągnano 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.

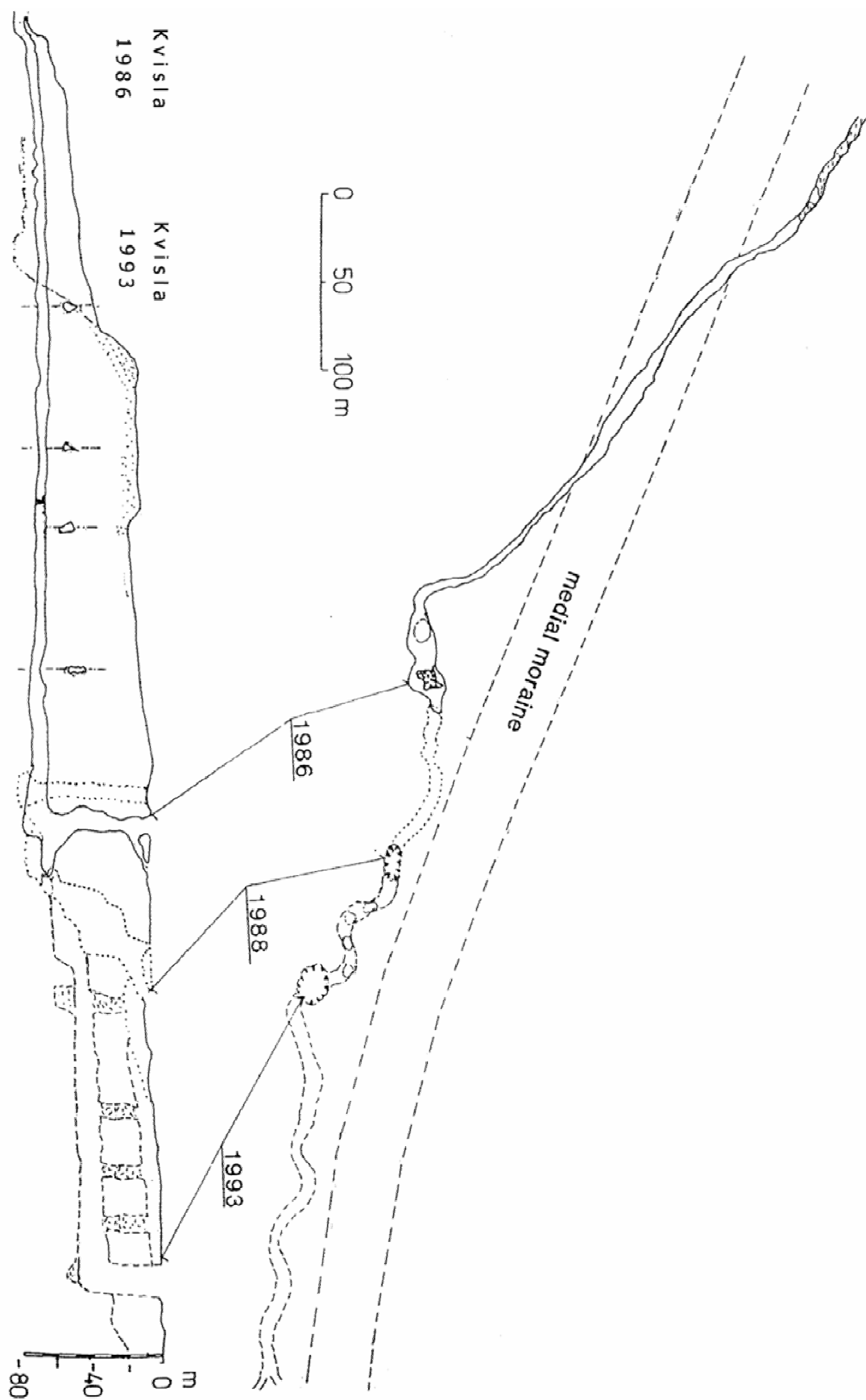
A oto opis dwóch typów jaskiń położonych w alimentacyjnej - vadycznej strefie, zasilających centralny system odwodnienia lodowca. Gouffre Felix (ryc. 72) jest typową, dobrze rozwiniętą jaskinią pionową (studnią lodowcową) odwadniającą lokalną powierzchniową depresję kriokrasową. Znajduje się ona w środkowo-wschodniej części lodowca Hansa (ryc. 71) 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. 72).

Drugim typem jaskini pionowej odwadniającej depresję kriokrasową położoną przy nunataku jest Grotte de Cristal (ryc. 73). 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. 71). Na wiosnę depresja ta wypełniona jest wodą okresowego jeziora, którego wody spływają latem przez system korytarzy tej jaskini. Jaskinię tworzą dwa systemy korytarzy. Pierwszym jest prostoliniowy 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.

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 nunatakem 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 jeziorach lodowcowych jak i w obrębie jąder lodowych moren i w martwym lodzie sandrów. Najbardziej okazałe jaskinie tego typu związane są najczęściej z morenami środkowymi położonymi w obrębie dolnej części jeziora lodowcowego.



Ryc. 77 Jaskinia Lipertaven w lodowcu Werenskiölda (Pulina, Rehak 1991)

Do takich jaskiń należy Lipertaven odkryta na lodowcu Werenskiolda. Jest on położony w dolnej części jezora lodowcowego Werenskiolda i Kvisla w obrębie moreny środkowej (ryc.12). 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 następnie 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 awenu. 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.

d. 4. Grzbiet stoku Arie kammen – Fugleberget

- ***Typy krajobrazu Spitsbergenu***
- ***Charakterystyka panoramy***

8. HORNSUND – TRESKELEN

Materiały przygotowane przez dr E.Chwieduka, objaśniające paleontologiczną problematykę badawczą okolic półwyspu Treskelen zostaną dostarczone na miejscu.

9. CALYPSOBYEN

Prowadzący:

dr Piotr Głowacki i prof. dr hab. Marek Grześ

a. Środowisko przyrodnicze Bellsundu

*Stefan Bartoszewski, Andrzej Gluza, Kazimierz Pękała,
Janina Repelewska-Pękałowa, Krzysztof Siwek, Piotr Zagórski*

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. 78). Badania środowiska przyrodniczego obejmowały problematykę dotyczącą zjawisk meteorologicznych i klimatycznych, rzeźby, stratygrafii i paleogeografii czwartorzędu, stosunków wodnych, dynamiki procesów morfogenetycznych w warunkach peryglacjalnych, zespołów roślinno-glebowych oraz działalności człowieka w czasach historycznych i współcześnie.



Ryc. 78 Lokalizacja Calypsobyen i Bellsundu

Obecnie realizowane są dwa granty KBN:

- Funkcjonowanie geosystemów peryglacjalnych w warunkach zmian klimatu i wpływu antropopresji;

- Obieg wody w zlewniach zlodowaconych i niezlodowaconych w warunkach zmieniającego się klimatu.

• **Geologia**

Na obszarze położonym między fiordami Bellsund i Hornsund wyróżniane są dwie zasadnicze formacje skalne: kaledońska i postkaledońska. Są one oddzielone od siebie strefami nieciągłości i uskoków, których powstanie związane jest z okresem wczesnego trzeciorzędu. Skały kaledońskie (młodoprekambryjsko-staropaleozoicznych) stanowią formację *Hecla Hoek*, natomiast skały postkaledońskie należą do dwóch głównych formacji: późno paleozoiczno-mezozoicznej (perm-kreda) i trzeciorzędowej (paleogen) (Dallmann i in. 1990).

Na przeważającej części NW Ziemi Wedela Jarlsberga dominują skały formacji *Hecla Hoek* o dużym zróżnicowaniu facjalnym. Ich fałdowanie datowane jest na okres orogenezy kaledońskiej, z którą wiąże się również powstanie dyslokacji wzdłuż osi Lodowca Recherche oraz uskoków Dunderbukty i lodowca Scotta (ryc. 79). Fałdowanie kaledońskie spowodowało wytworzenie rozległej synkliny Lodowca Renarda o kierunku osi NNW-SSE (ryc. 79A). Wnętrze synkliny oraz jej ramiona tworzą głównie skały sekwencji Kapp Lyell (tylity), wykształcone w postaci diamiktytów z klastami dolomitów i kwarcytów oraz z klastami wapiennymi.

Fragment obszaru położony na wschód od Lodowca Recherche kształtowany był w okresie późnego paleozoiku oraz w erze mezozoicznej. Formacje skalne porożcinane są licznymi dyslokacjami tektonicznymi (W-E), poprzecznymi do głównych linii nasunięć i uskoków - w tej części Spitsbergenu o kierunku NNW-SSE (Dallmann i in. 1990). Główne typy skał podłoża, wykształcone są w postaci zmetamorfizowanych dolomitów i wapieni, gnejsów i kwarcytów z wkładkami skał intruzyjnych (gabro, nefryty, serpentynity).

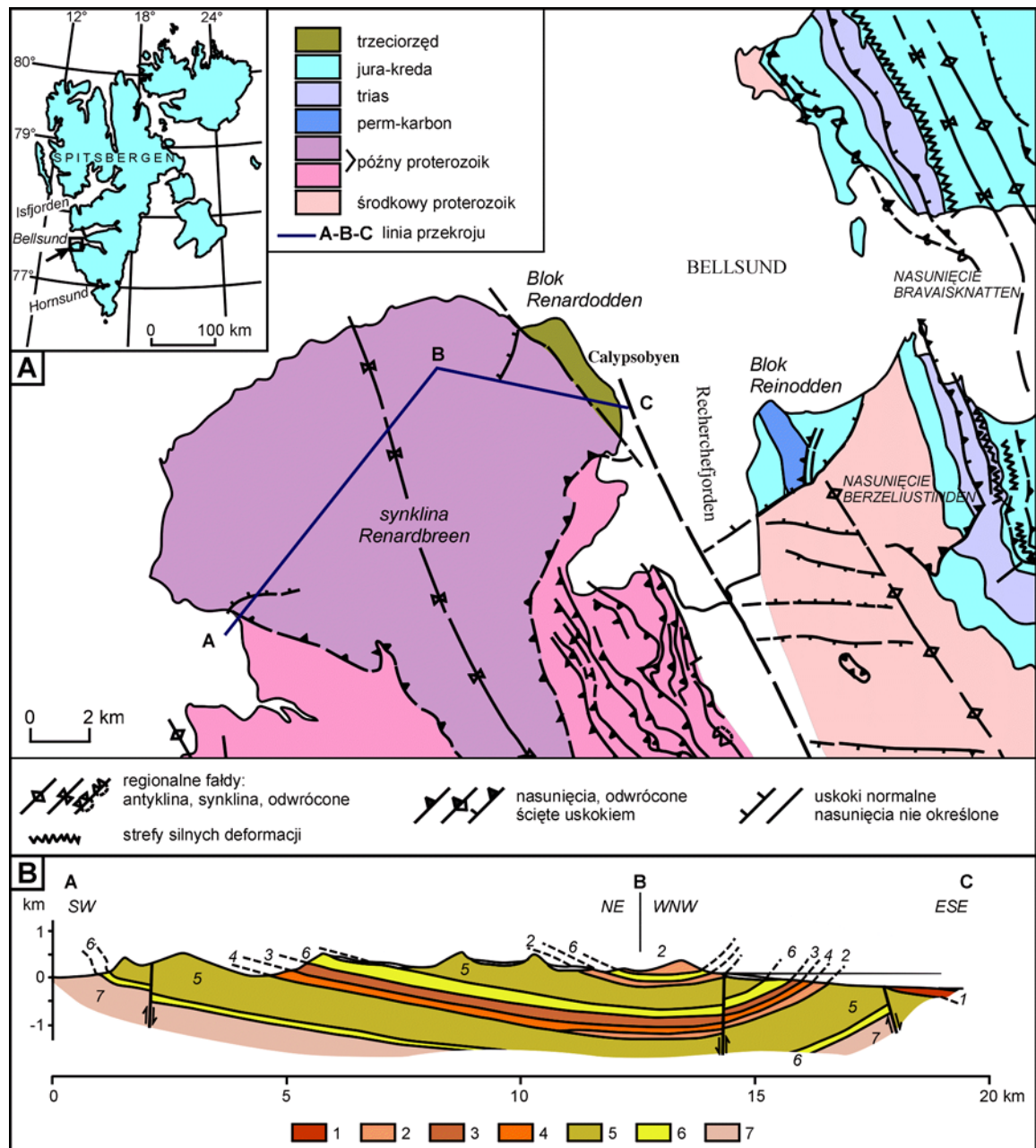
U ujścia fiordu Van Keulen oraz w wąskiej strefie przylądka Reinodden odsłaniają się niezmetamorfizowane serie skalne paleozoiczno-mezozoiczne wykształcone w postaci gipsów, dolomitów, zielonych łupków, piaskowców i zlepieńców.

Na obszarze Calypsostrandy położonej na zachodnim wybrzeżu fiordu Recherche występują skały wieku trzeciorzędowego, dobrze widoczne w klifie zatoki Skilvika. Wypełniają one rów tektoniczny ograniczony uskokiem od południowego-zachodu, zalegając niezgodnie na skałach metamorficznych sekwencji Kapp Lyell (*Hecla Hoek*) (ryc. 79). Serię osadów trzeciorzędowych tworzą piaskowce i mułowce z wkładkami łupków i węgla (Dallmann i in. 1990). Na obszarze Calypsostrandy są one przykryte serią czwartorzędowych osadów glacialno-morskich o zróżnicowanej miąższości i wieku (ryc. 80).

• **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 npm 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 npm, które łącznie zajmują 30% powierzchni. Średnia wysokość NW części Ziemi Wedela Jarlsberga wynosi 240 m npm.

Różna odporność skał i skomplikowany układ struktur podłoża (ryc. 79) - wpłynęły na rozwój rzeźby o cechach strukturalnych: wypreparowanie grzbietów, grzęd i progów, powstanie obniżień nawiązujących do przebiegu skał miękkich oraz rozwoju rozcięć erozyjnych (kanionów) w strefach zluźnień tektonicznych (Pękala 1987, Pękala, Repelewska-Pękalowa 1988, Pękala, Reder 1989).



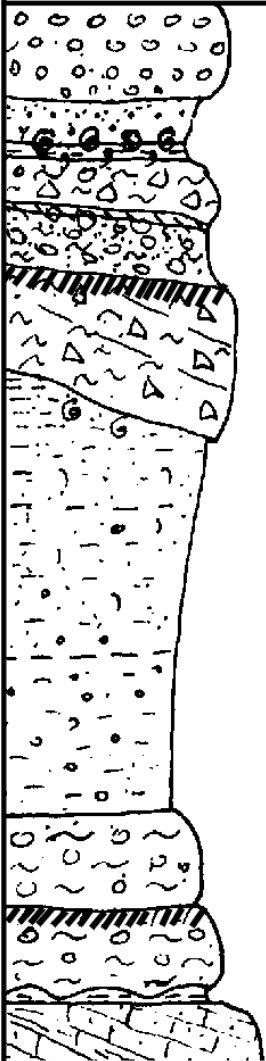
Ryc. 79 Obszar NW części Ziemi Wedela Jarlsberga na tle głównych elementów budowy geologicznej Spitsbergenu (Dallmann i in. 1990)

A - Ogólna mapa geologiczna NW części Ziemi Wedela Jarlsberga

B - Przekrój geologiczny przez synklinę Renardbreen: 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

W obrębie dolin i grzbietów zachowały się trzy poziomy strukturalno-denudacyjne o wysokościach 400-500 m npm, 200-300 m npm, 100-150 m npm. 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 npm) wchodzi w obręb dolnych odcinków dolin i nosi ślady przemodelowania przez lodowce plejstoceny i procesy peryglacjalne.

Osady		Wiek TL (nr laboratorium)	Okres
	otoczaki, żwiry	8.3 ± 1.2 ka (Lub - 1819)	HOLOCENE
	piasek, iły (muszelki)	10 ± 1.4 ka (Lub - 1818)	
	gлина zwałowa	26 ka (Tnl - TI - 31)	WÜRM
	piasek, żwiry	43 ± 6 ka (Lub - 1842)	
		45 ± 7 ka (Lub - 1823)	
	gлина zwałowa	55 ± 8 ka (Lub - 1817)	
		76 ± 11 ka (Lub - 1816)	EEM
	mułki (osady morskie, muszelki)	80 ± 12 ka (Lub - 1815)	
	osady glacialno- morskie	102 ± 15 ka (Lub - 1850)	
	mułki, żwiry		
	gлина zwałowa	130 ± 20 ka (Lub - 1849)	RISS
	gлина zwałowa	156 ± 23 ka (Lub - 1848)	
	iły	181 ± 27 ka (Lub - 1847)	
	podłoże skalne		TRZECIORZ.

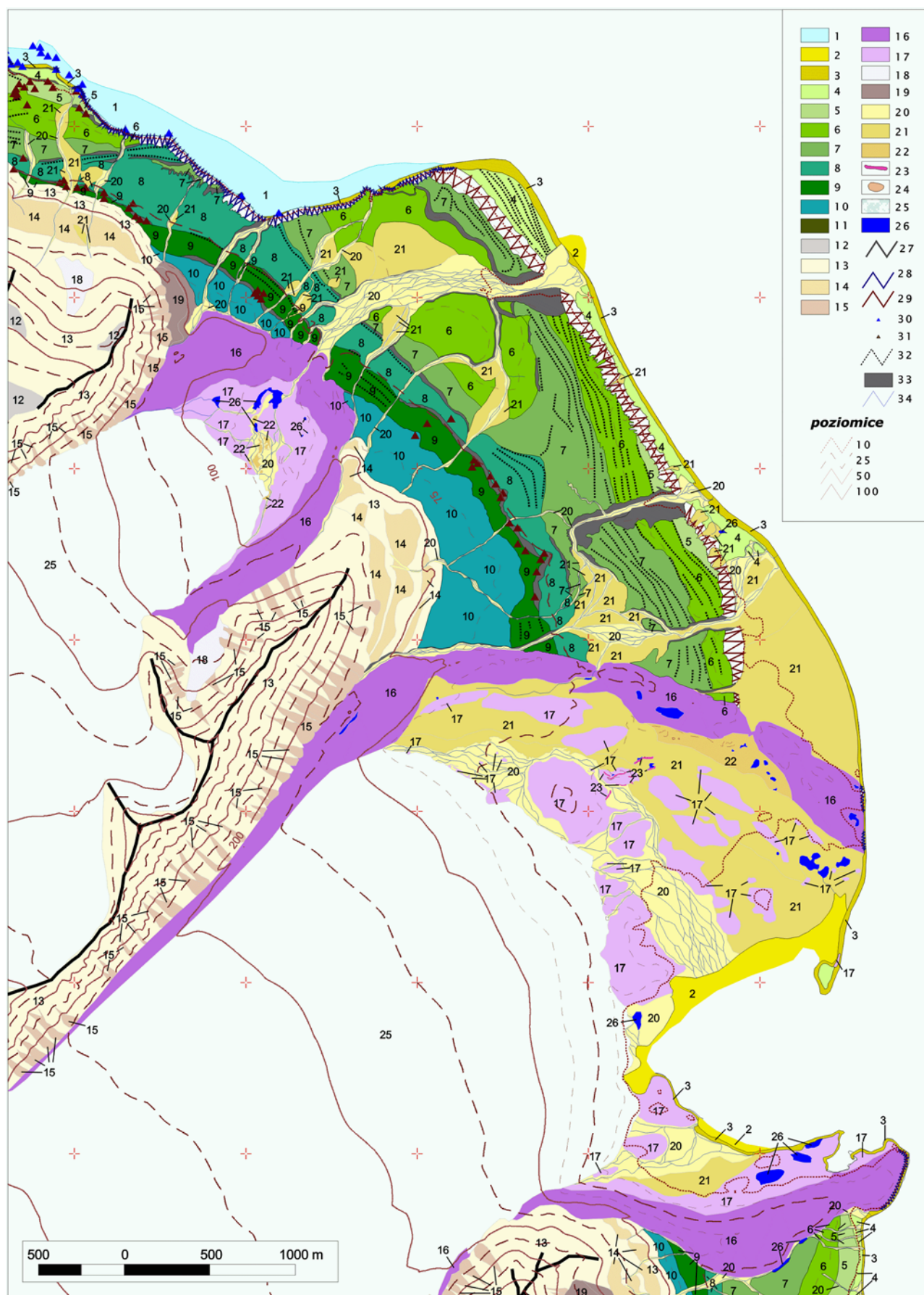
Ryc. 80 Syntetyczny profil i stratygrafia osadów czwartorzędowych regionu fiordu Recherche i południowego Bellsundu (Pękała, Repelewska-Pękałowa 1990)

Oprócz elementów rzeźby strukturalno-denudacyjnej występują formy rzeźby ukształtowane przez lodowce, działalność fal morskich i procesy fluwialne. Są to doliny lodowcowe, baseny współczesnych lodowców, podniesione terasy morskie i rozcięcia erozyjne (ryc. 81).

Główne doliny lodowcowe posiadają odcinki górne zlodowacone, z elementami rzeźby glacialnej i niwalnej (cyrki i nisze niwalne). Odcinki środkowe i dolne wykazują ślady plejstocenijskiej

Objaśnienia do ryc. 81 na następnej stronie:

- 1- współczesna platforma abrazyjna, 2- równia pływowa, stożki delty, 3- współczesny wał burzowy, 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 wierzchołkowe, 13- stoki, 14- poziomy denudacyjno-strukturalne, 15- stożki usypiskowe, 16- wały lodowo-morenowe, moreny spiętrzone i boczne, 17- moreny denne i ablacyjne, 18- lodowce kamieniste, 19- lodowce gruzowe (moreny niwalne), 20- współczesne równiny i stożki sandrowe, stożki napływowe i dna dolin proniwalnych, 21- stare równiny i stożki sandrowe, stare stożki napływowe, 22- kemy, 23- ozy, 24- pingo, 25- lodowce, 26- jeziora, 27- grzbiety, 28- klify morskie aktywne, 29- klify morskie martwe, 30- szkiery, 31- paleoszkiery, 32- wały burzowe, 33- krawędzie, 34- rzeki



Ryc. 81 Mapa geomorfologiczna rejonu Calypsostrandy i przedpola Lodowca Renarda (Zagórski 2002) – objaśnienia na poprzedniej stronie

morfogenezy glacialnej, w postaci zmutonowanych poziomów i stopni strukturalnych oraz przegłębień powstałych u podstawy progów. Formy te zostały przemodelowane przez procesy peryglacialne (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 glacioizostatycznymi w młodszym plejstocenie i holocenie (Landvik i in. 1998). Terasy mają charakter platform abrazyjnych, na których zalegają osady czwartorzędowe różnej genezy i wieku (ryc. 80) (Pękala, Repelewska-Pękalowa 1990, Salvigsen i in. 1991,).

• **Warunki klimatyczne obrzeża Bellsundu w sezonach letnich 1986-2002**

W czasie pierwszej Wyprawy UMCS w 1986 r. 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 $\varphi=77^{\circ}33'29,5''N$ i $\lambda=14^{\circ}30'46,6''E$. 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 (Świąs 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 r. 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 r. wynosił 92 dni. Najwcześniej pomiary rozpoczęto 14 czerwca 1987 r. a najpóźniej zakończono prowadzenie obserwacji 30 września 1988 r.

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 $5,3^{\circ}C$. Najcieplejszym był sezon 1990, kiedy to zanotowano $6,3^{\circ}C$ a najchłodniejszy 1987 ze średnią $4,5^{\circ}C$. Najniższa średnia dobowa temperatura wynosząca $0,2^{\circ}C$ wystąpiła 11 sierpnia 1994 roku, a najwyższa ($10,2^{\circ}C$) 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 r. - 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.

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 r., najniższą, tylko 3,3 mm w 1990, można wyrazić stosunkiem 1 do 20. Najwyższa wartość sumy dobowej w wieloleciu wystąpiła w 1993 i wynosiła 36,3 mm. Średnia, dla wielolecia, suma opadu atmosferycznego wyniosła 27,4 mm.

W prawdzie 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 głównie lokalizacją stacji Calypsobyen, która jest osłonięta od bezpośredniego oddziaływania Oceanu Atlantyckiego. Przebieg pozostałych elementów meteorologicznych pomiędzy obu stacjami są zazwyczaj podobne do siebie. Istnieją jednak dni, w których różnice pomiędzy obydwojema stacjami są znaczne, ma to głównie związek z cyrkulacją atmosferyczną oraz czynnikami orograficznymi.

• **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: złodowacone i niezłodowacone. Typ pierwszy związany jest z obszarami częściowo złodowaconymi, gdzie dominującą składową odpływu stanowi odpływ proglacjalny natomiast w zlewni niezłodowaconej zasilanie ma charakter śnieżno-deszczowo-zmarzlinowy.

Wraz ze wzrostem temperatury powietrza rośnie miąższość czynnej warstwy zmarzliny. Woda wypełnia liczne zagłębienia i jeziora. 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. Współczynniki infiltracji w utworach żwirowych sięga do $0,01 \text{ ms}^{-1}$.

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.

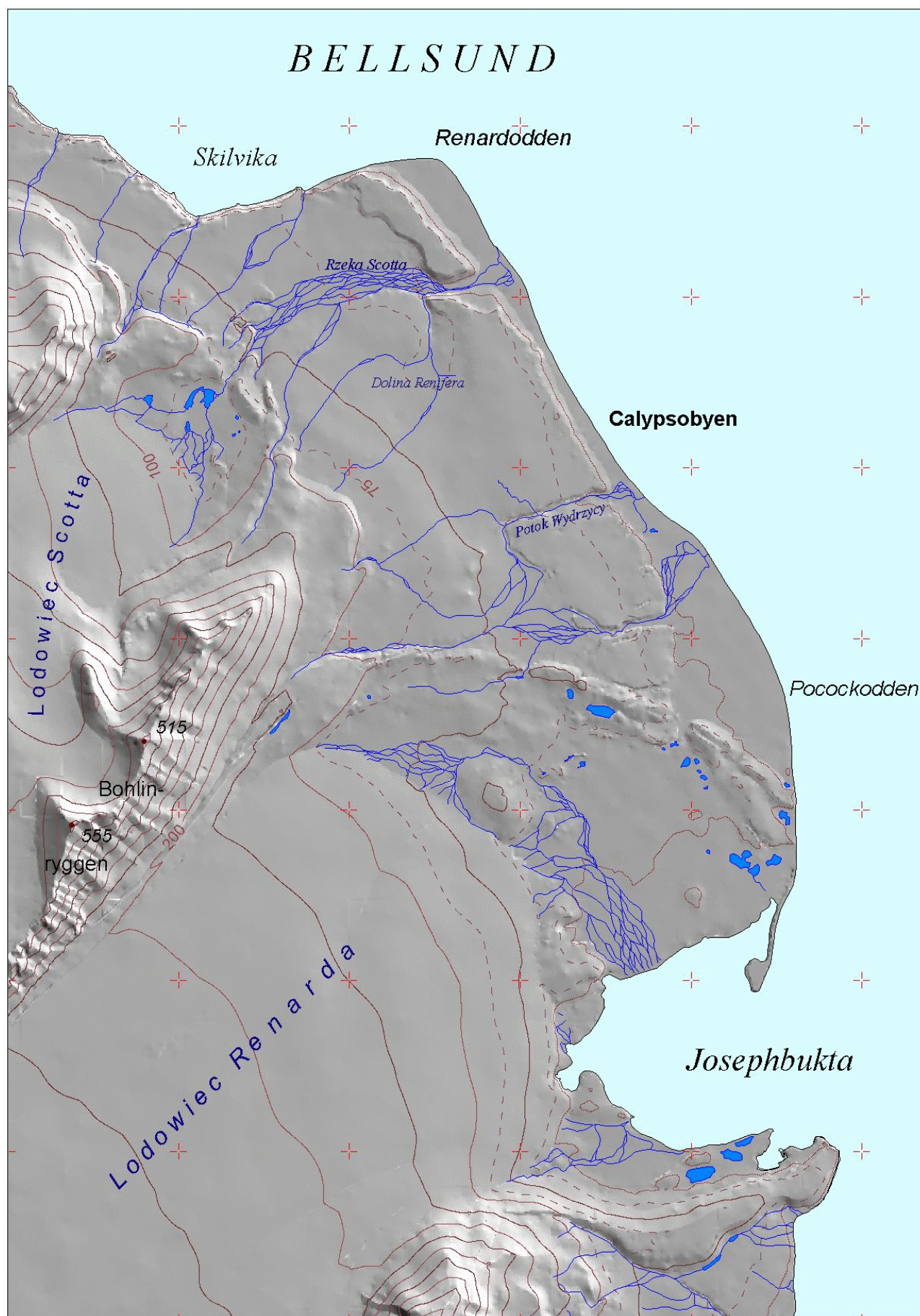
Krzywa obrazująca stany wody podziemnej w poszczególnych latach ma zazwyczaj kształt krzywej wysychania. Wielkość strat wody wskutek drenażu i ewpotranspiracji przewyższa zwykle zasilanie atmosferyczne i dopływ wody z tajania zmarzliny.

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 złodowaconych stanowią wody proglacjalne. Ich udział sięga 90% odpływu całkowitego. W zlewniach niezłodowaconych 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).

Lodowiec Renarda

Zlewnia Renarda ma powierzchnię 39 km^2 . Najwyższy jej punkt, Storguben wznosi się do 831 m n.p.m. Lodowiec Renarda ma dobrze rozwinięty system odwodnienia. Cieki powierzchniowe są liczne i prowadzą znaczne ilości wody. Ich wcięcie w strefie czoła sięga 5-8 m. Duże ilości wody prowadzą też cieki brzeżne. Główny wypływ subglacjalny położony jest w centralnej części czoła. Współcześnie odpływ z przedpola kieruje się w stronę Josephbukty (ryc. 82). W środku sezonu letniego łączny odpływ z Lodowca Renarda osiąga ok. $5 \text{ m}^3/\text{s}$.



Ryc. 82 Sieć hydrograficzna rejonu Calypsostrandy

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

Na przedpolu lodowca występują rozległe pokrywy naledzi. 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.

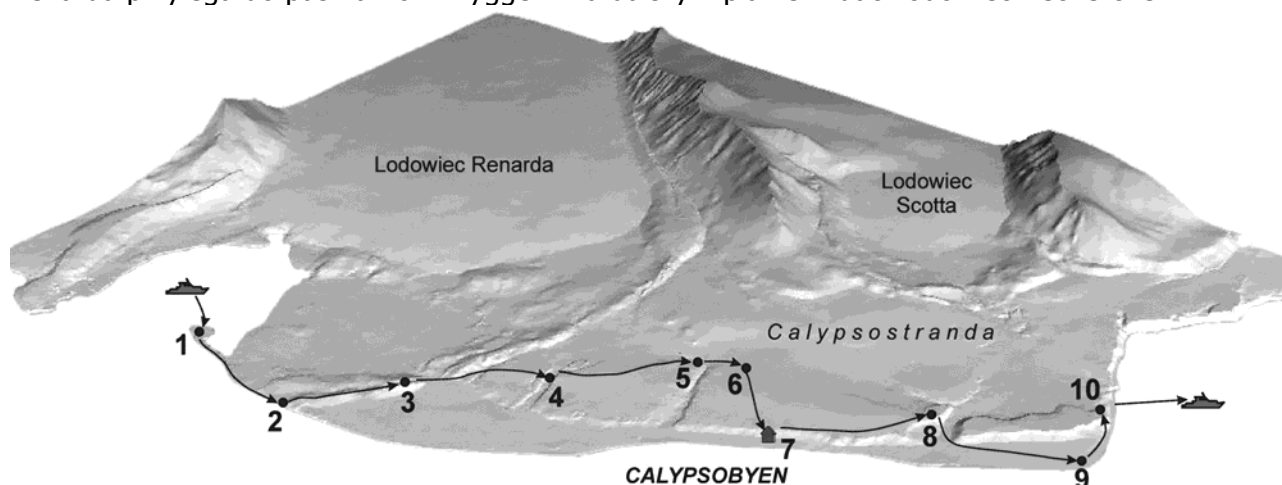
Lodowiec Scotta

Zlewnia rzeki Scotta zajmuje powierzchnię 10,125 km², w tym lodowiec 5,2 km², co stanowi 51%. Najwyższe partie lodowca sięgają prawie 600 m npm, a wysokość czoła w roku 2002 wynosiła 80 m npm. Długość lodowca wynosi 4 km, szerokość 1,1 - 1,8 km, średni spadek 8°. Lodowiec wypełnia dolinę górską ograniczoną masywami Bohlinryggen i Wijkanderberget. System drenażu lodowcowego jest dobrze rozwinięty. Powierzchniową składową odpływu tworzą cieki supraglacialne, 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 proglacialne 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 npm) 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.

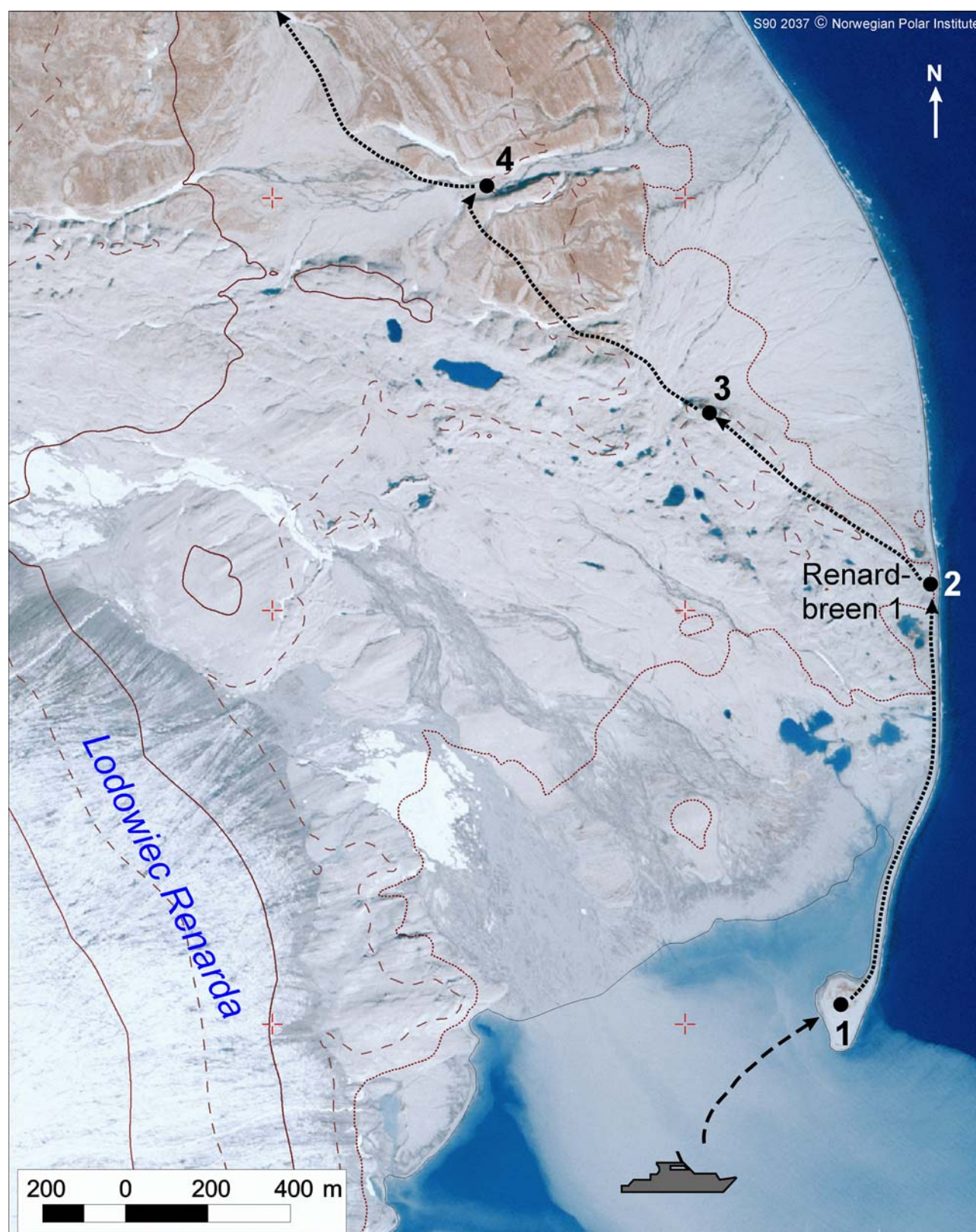
b. Przewodnik terenowy

Kazimierz Pękała, Janina Repelewska-Pękałowa, Piotr Zagórski

Trasa wycieczki biegnie przez obszar zachodniego obrzeżenia fiordu Recherche od mierzei w zatoce Josephbukta (1), do zatoki Skilvika (ryc. 83). Zatoka Josephbukta dochodzi do czoła Lodowca Renarda. Jest ona odsłonięta 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 Aktivekammen. Od strony północnej lodowiec Renarda przylega do pasma Bohlinryggen. Na dalszym planie widać Lodowiec Recherche.



Ryc. 83 Model przestrzenny rejonu Calypsostrandy i przedpola Lodowca Renarda (Zagórski 2002)
Miejsce lądowania, trasa przejścia i lokalizacja stanowisk



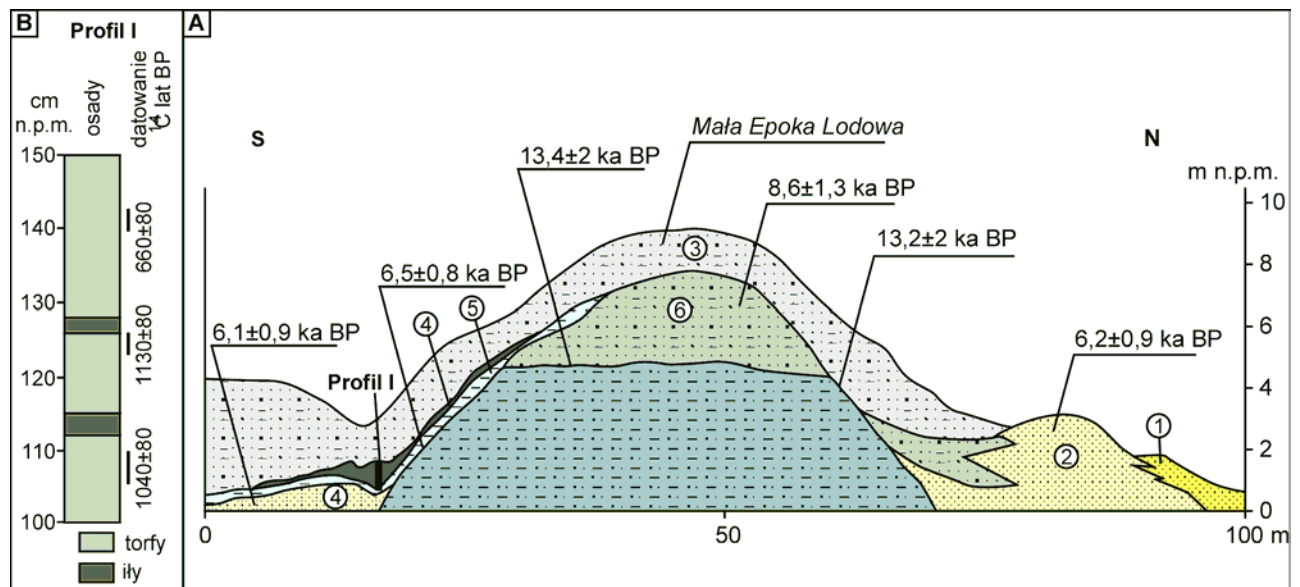
Ryc. 84 Trasa przejścia oraz lokalizacja stanowisk na przedpolu lodowca Renarda i w południowej części Calypsostrandy

• **Punkt 1: Mierzeja w Zatoce Josephbukta**

Mierzeja zamyka zatokę położoną na przedpolu Lodowca Renarda (ryc. 84). Jej powstanie jest skutkiem akumulacji materiału transportowanego przez prądy przybrzeżne zachodniego brzegu fiordu Recherche, w bezpośrednim kontakcie z czołem lodowca, o czym świadczy 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, drewno dryftowe oraz obecność otoczków z węgla eks-ploatowanego w kopalni w Calypso.

• **Punkt 2: Stanowisko archeologiczne w morenie Lodowca Renarda**

W pobliżu nasady wyciągniętej mierzei (Josephbukta) wysokie fale sztormowe podcinające brzeg, który stanowi w tym miejscu spiętrzona morena czołowa Lodowca Renarda, odsłoniły stanowisko archeologiczne zawierające drewno, okruchy cegieł, węgiel, skrawki skóry, kości ptaków i fiszby wielorybów (ryc. 84, 85). Znalezione również fragment fajki fajansowej, datowany na XVI w. Znaleździ 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.

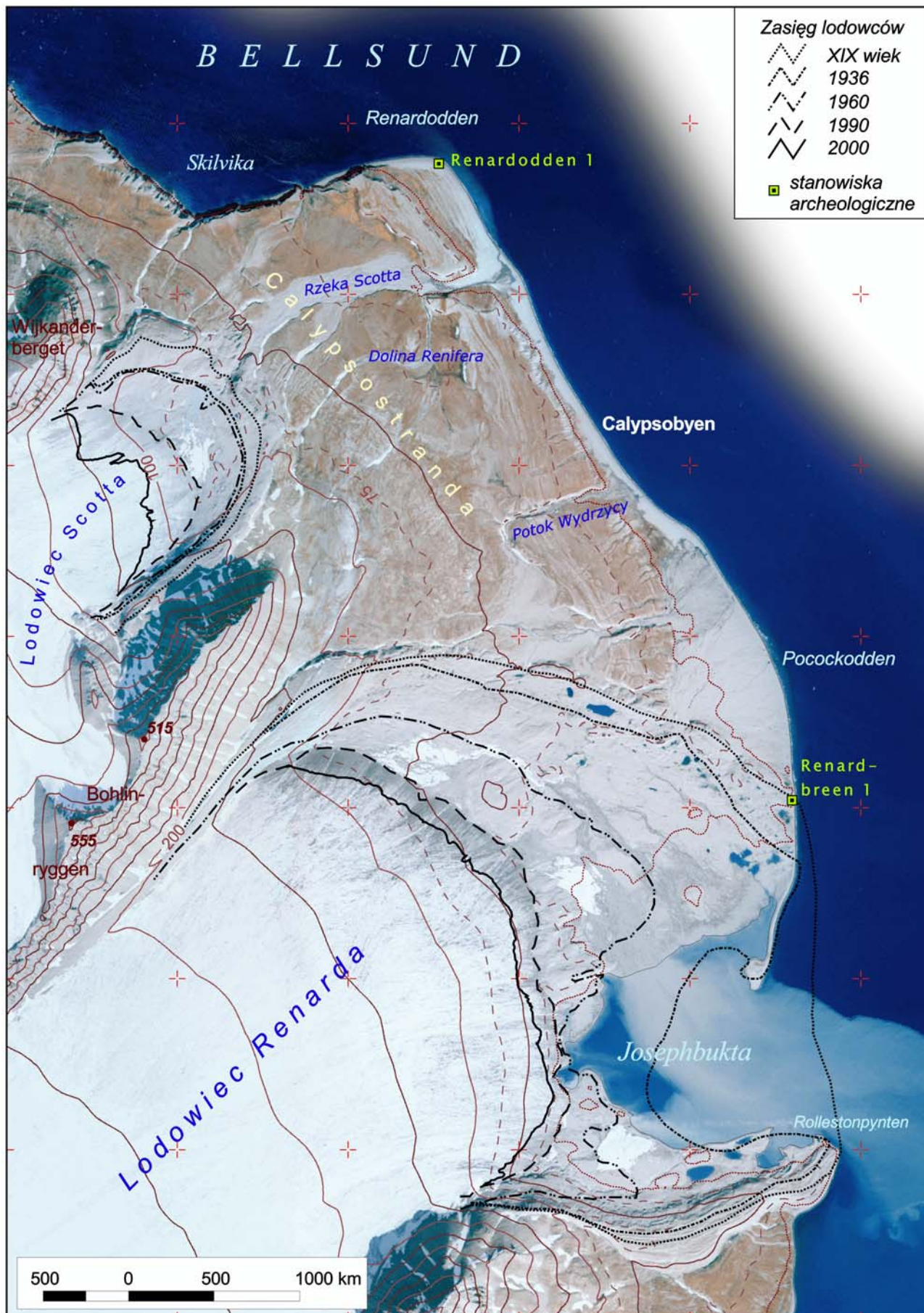


Ryc. 85 Osady czwartorzędowe w profilu moreny czołowej Lodowca Renarda w strefie stanowiska archeologicznego (Pękała, Repelewska-Pękałowa 1990)

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 glacialno-morskie

B- Profil osadów organicznych stanowiska Renardbreen (Dzierżek i in., 1990a)

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



Ryc. 86 Etapy recesji lodowców Renarda i Scotta w XIX i XX wieku

• ***Punkt 3: Punkt widokowy***

Punkt widokowy położony na wysokości 37 m npm 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. 81, 86)

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. Tempo recesji w okresie 1960-1990 wyniosło 50 m/rok. Cały system odprowadzania wód skierowany jest do Josephbukty. Lodowiec Renarda jest lodowcem politermalnym z rozległymi pokrywami naledzi. 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. Pomiedzy morenami frontalnymi a czołem lodowca powstał cały system sandrów, kemów, ozy oraz morena denna głównie typu „fluted” (Merta 1989).

Wody lodowcowe w strefie zewnętrznej rozcięły terasy morskie oraz utworzyły rozległe 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. 81). Calypsostranda jest formą złożoną, stopniowo opadającą w kierunku fiordu Recherche, utworzoną podczas szybkiego podnoszenia izostatycznego u schyłku plejstocenu. Jest ona rozcięta przez wody lodowcowe i proniwalne, nadbudowana przez stożki napływowe i sandry oraz przekształcona przez procesy peryglacjalne.

Po zachodniej stronie Calypsostrandy przebiega uskoku tektoniczny zachodniego skrzydła rowu tektonicznego Renarodden wypełnionego osadami trzeciorzędowymi. Strefa kontaktu odsłania się w rozcięciach erozyjnych (punkty: 4 i 5) oraz w klifie zatoki Skilvika (punkt 10).

• ***Punkt 4: Wodospad na uskoku tektonicznym***

Rozcięcie erozyjne utworzone w osadach czwartorzędowych przez wody lodowcowe (ryc. 84). 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 tillitów serii metamorficznej Hecla Hoek.

• ***Punkt 5: Wydrzyca - kontakt skał metamorficznych i osadowych***

Trasa od punktu 4 biegnie brzeżną częścią stożka sandrowego, który stopniowo przechodzi w górny, równoległy do uskoku odcinek doliny Wydrzycy (ryc. 87). W górnym odcinku kanionu Wdrzycy widoczna jest strefa kontaktu skał metamorficznych i osadowych. 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 Calypso). Podobną serię skał trzeciorzędowych można obserwować w dolinie potoku Renifera oraz w klifie zatoki Skilvika (ryc. 79).

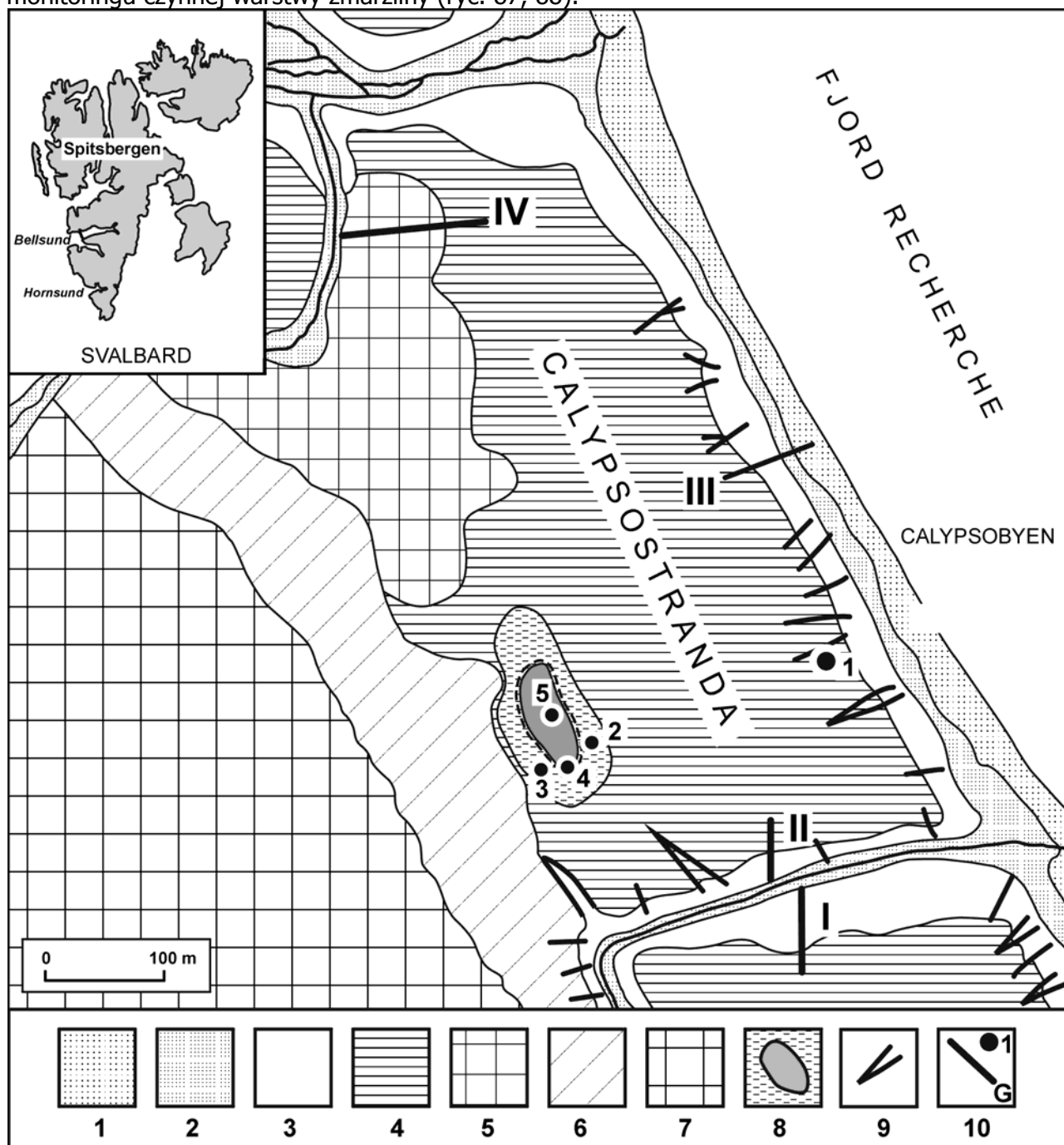
Na skałach trzeciorzędowych zalegają osady morskie, gliny, żwiry i piaski fluwioglacjalne. Na powierzchni są przekształcone przez procesy peryglacjalne - soliflukcję i segregację mrozową.



Ryc. 87 Trasa przejścia oraz lokalizacja stanowisk na Calypsostrandzie w rejonie Calypsobyen i Skilviki

• **Punkt 6: 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 (ryc. 87, 88).



Ryc. 88 Główne zespoły form i lokalizacja punktów pomiarowych czynnej warstwy zmarzliny (Repelewska-Pękalowa, Pękała, 2003)

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

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. 81).

Miąższość czynnej warstwy zmarzliny określano stosując metodę sondowania metalowym prętem oraz używano zmarzlinomierza 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 npm a także na stokach dolin rozcinających tę terasę i na nachylonych powierzchniach martwego klifu przeobrażonego przez procesy peryglacjalne (ryc. 88). Maksymalne wielkości letniego rozmarzania gruntu były zróżnicowane (tab. 7).

Tab. 7 Maksymalna miąższość czynnej warstwy zmarzliny na Calypsostrandzie w wybranych punktach (w cm)

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

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 - ekspozycja N, II - ekspozycja S, III - ekspozycja E, IV- ekspozycja W

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 o letniego rozmarzania gruntu duży wpływ mają czynniki lokalne

Od kilku lat wybrane dane z Calypsostrandy są włączone w system międzynarodowego monitoringu 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). 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 r. rozpoczęto pomiary w Longyearbyen i Ny Alesundzie. Program CALM ma służyć obserwacji reakcji czynnej warstwy zmarzliny na zmiany klimatu.

• **Punkt 7: Calypsobyen**

Osada górnicza Calypsobyen leży naprzeciwko wylotu fiordu Van Keulen do fiordu Recherche (ryc. 89A). 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. 89B). 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 brzoową 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” planującą 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 w Calypsobyen 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.

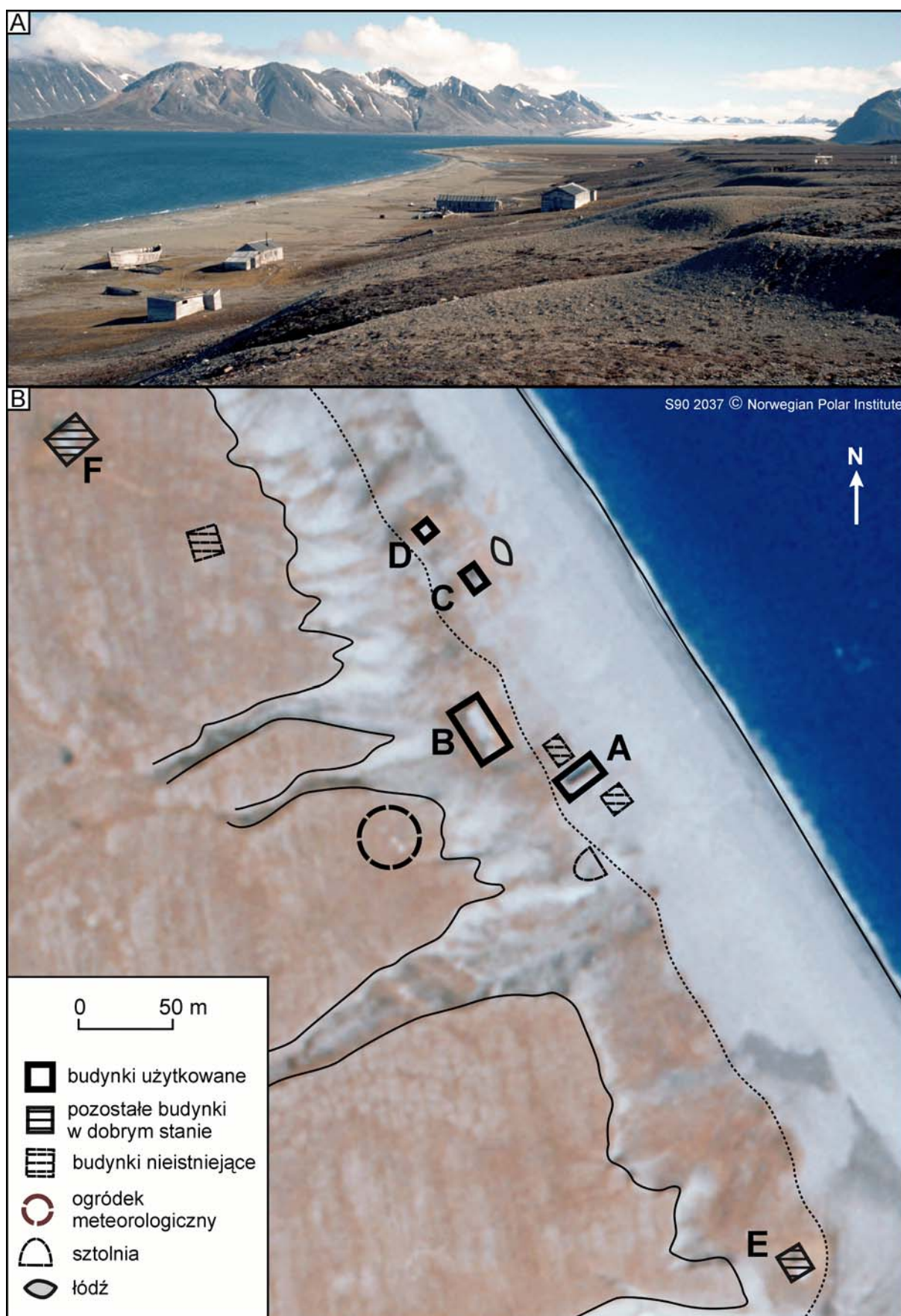
Do czasów obecnych przetrwał tylko budynek na plaży, o dłuższej osi prostopadłej do brzegu, aktualnie nadający się do mieszkania (A) oraz dwuczęściowy budynek - stojący nieco wyżej na stoku (B), pełniący rolę magazynu. W bliskim otoczeniu zabudowań są jeszcze widoczne ślady wejścia do szybu, tor kolejki 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.

Zabudowania Calypso, pozostają od lat w stanie niezmienionym gdyż zgodnie z prawem, wszystkie ślady działalności ludzkiej sprzed 1946 r., 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 r. 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.

• **Punkt 8: Rzeźba litoralna Calypsostrandy**

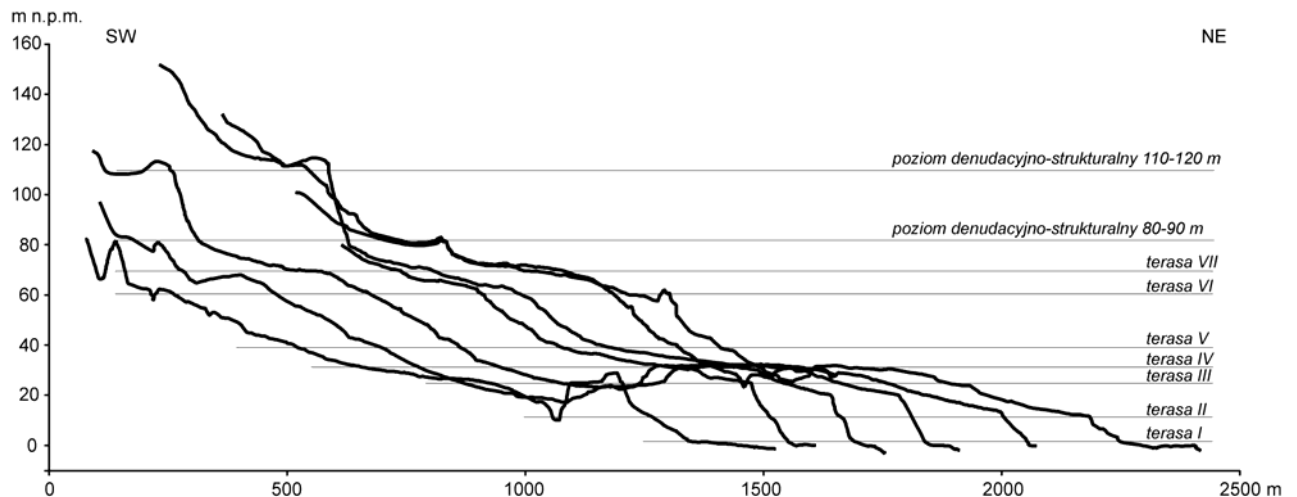
Bezpośrednim efektem zmian poziomu morza związanych z cyklami glacialno-interglacialnymi i glacioizostazją są terasy morskie (ryc. 90). Bardzo często tworzą one systemy stopni w obrębie, których występują charakterystyczne wały burzowe wyznaczające dawną linię brzegową oraz martwe klify i paleoskizy związane z abrazją morską. Na obszarze Calypsostrandy wyróżnia się siedem teras, których wysokości układają się w przedziale od 2 do 85 m n.p.m. (ryc. 81) (Zagórski 2002).



Ryc. 89 Baza ekspedycji UMCS w Calypsobyen

A- ogólna panorama (Fot. P. Zagórski), B- lokalizacja budynków dawnej kopalni węgla

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 glacialnego (ryc. 81), natomiast na przedpolu lodowca Scotta została częściowo nadbudowana wałami lodowo-morenowymi. Charakter abrazyjny ma również terasa VI, wysokości 50-65 m. Wiek tych teras jest trudny do określenia ze względu na brak, lub szczątkowe występowanie, osadów akumulacyjnych. Ich powierzchnie wykazują również ślady wyraźnego przemodelowania glacialnego stąd przypuszczenie, że są one wieku przedvistuliańskiego.

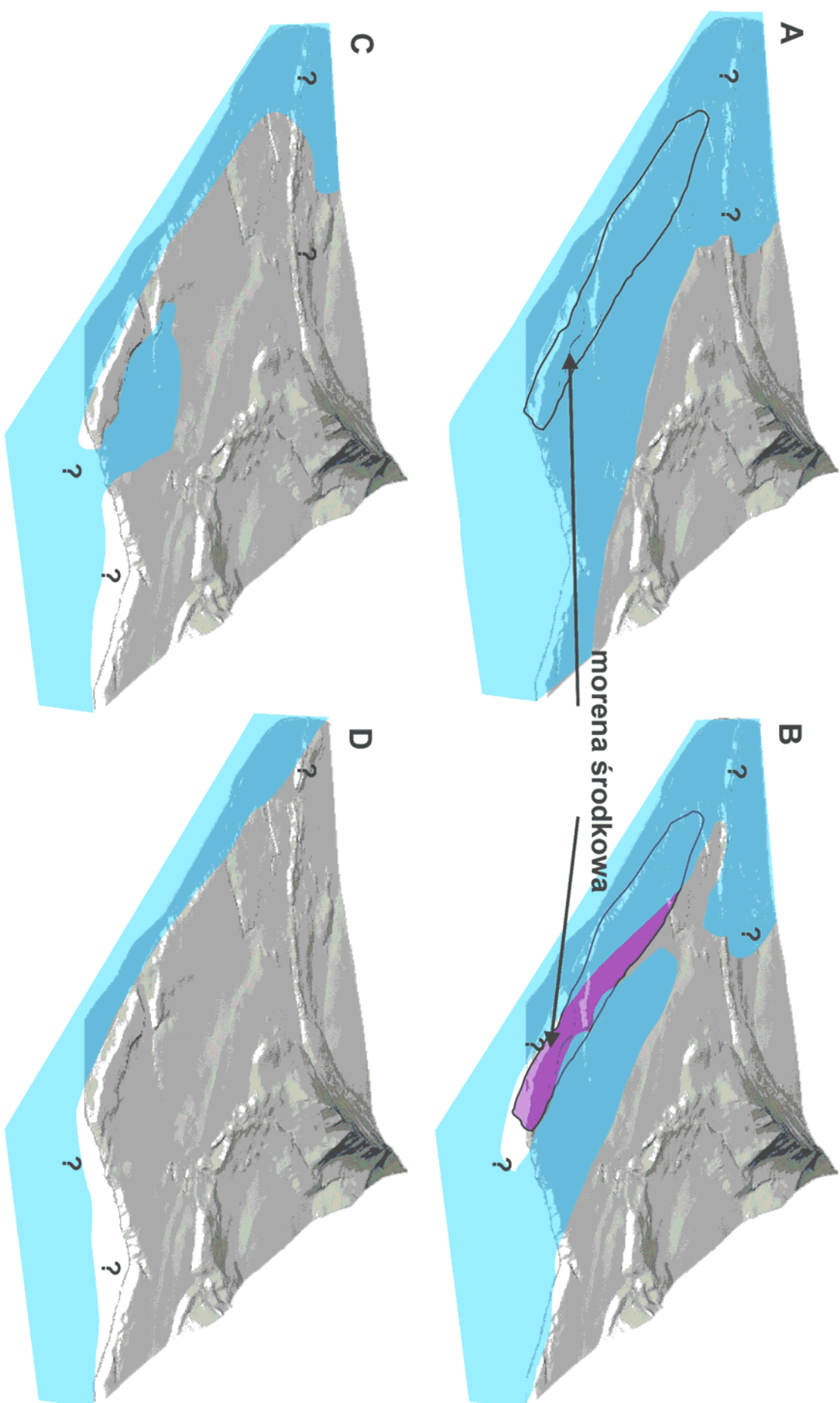


Ryc. 90 Profile topograficzne podniesionych teras morskich Calypsostrandy wykonane w 2000 roku odbiornikiem GPS

Terasy morskie 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 (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 glacialnego Vistulianu (ryc. 91A). 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 glacialnymi, fluwioglacialnymi i morskimi, które zalegają na podłożu skał paleogeńskich oraz prekambryjskich. Osady glacialne (morena środkowa) związane są z połączeniem jezior lodowców z rejonu fiordu Recherche i Van Keulen (ryc. 91AB). 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 kuliście 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. 81). Na odcinku między Calypsobyen a sandrem ekstralimitalnym 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 morski (ryc. 81, 91).



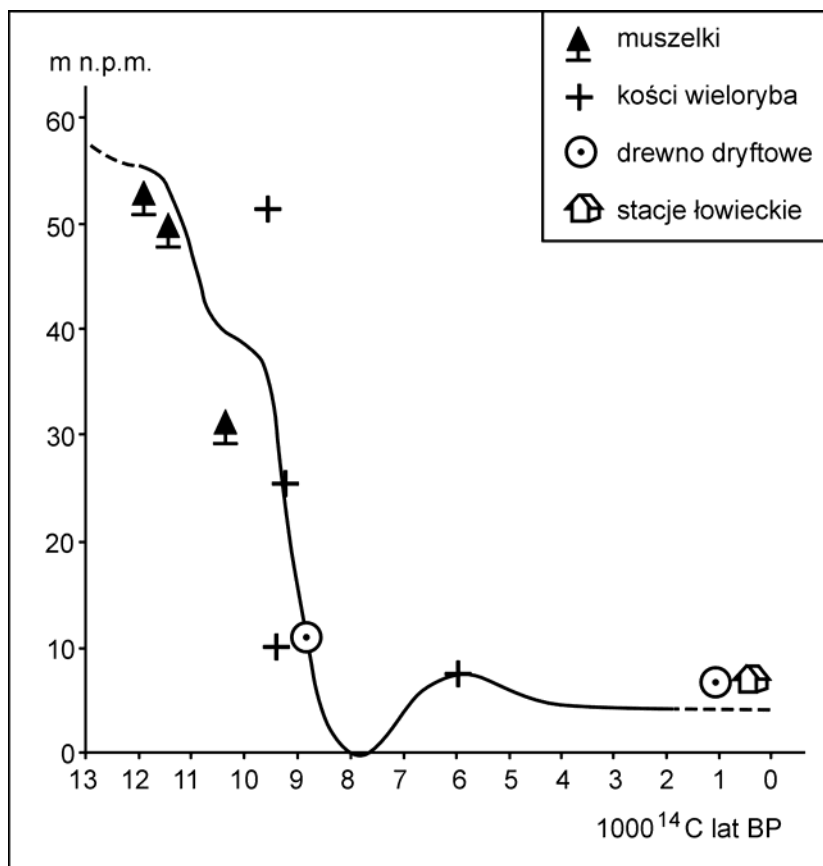
Ryc.91 Zmiany linii brzegowej na obszarze Calypsostrady u schyłku Vistulianu i w holocenie

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)

Terasa najniższa (I), o wysokości 2-8 m jest plażą ciągnącą się wzdłuż całego wybrzeża między Josephbukta a przylądkiem Renarda (ryc. 81). Na odcinku od rozległych sandrów zewnętrznych lodowca Renarda w rejonie Pocockodden do ujścia rzeki Scotta, terasę I tworzą zasadniczo dwa stare wały burzowe poroździelane strefami obniżeń w formie lagun.

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.

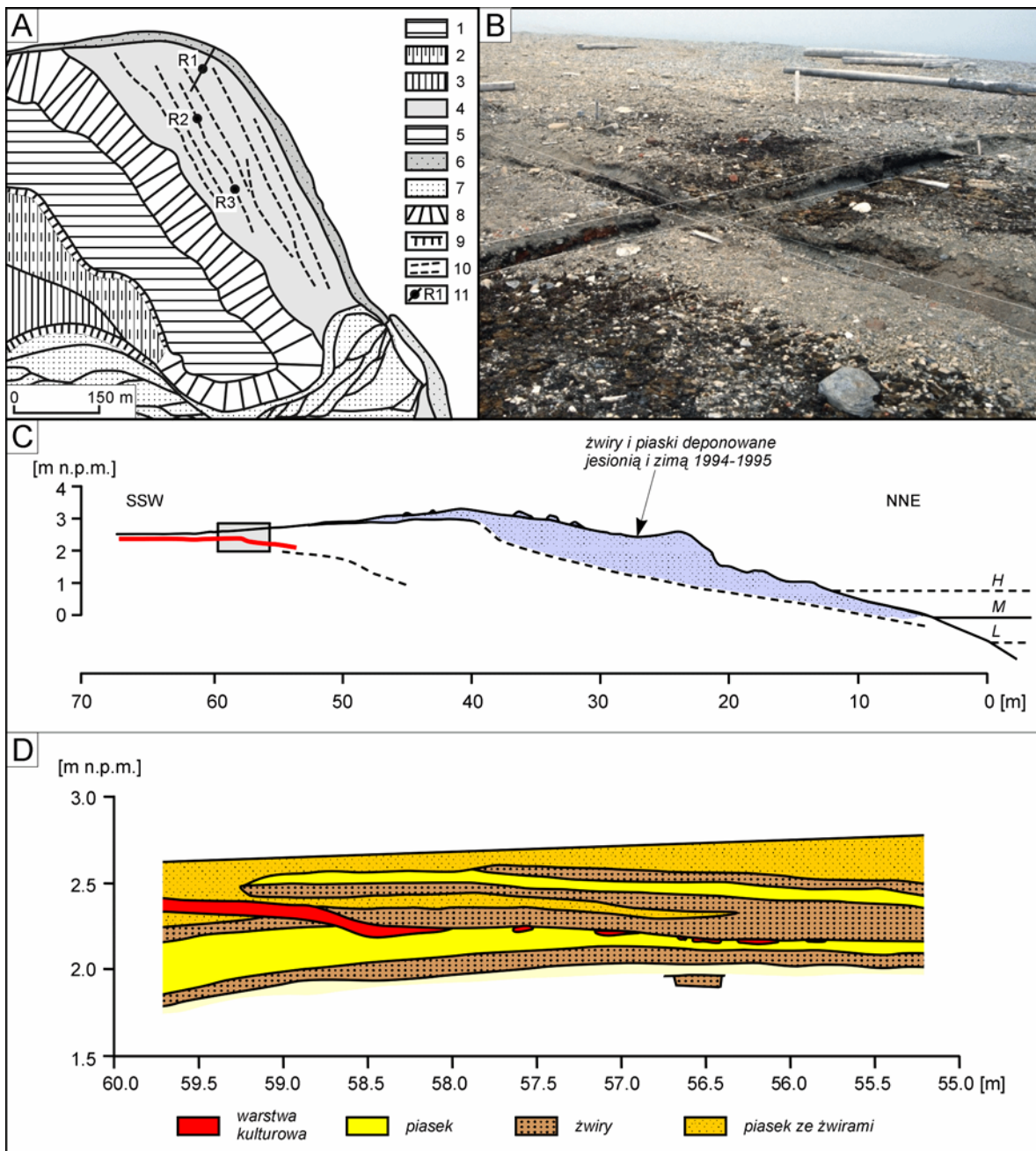
Główne elementy rzeźby obszaru Calypsostrandy są efektem postglacjalnego eustatycznego podnoszenia poziomu morza, na które nałożyły się nieco opóźnione w czasie ruchy izostatyczne lądu. Szybkość podnoszenia poziomu morza na przełomie plejstocenu i holocenu (między 15 ka i 6 ka BP) oceniana jest na 12 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 m/100 lat (Landvik i in. 1987) (ryc. 92).



Ryc. 92 Krzywa zmian poziomu morza dla rejonu Bellsundu (Landvik et al. 1987)

• **Punkt 9: Renardodden**

Rejon Renardodden jest wyjątkowym przykładem wpływu czynników morskich na rozwój i przekształcanie strefy litoralnej o charakterze akumulacyjnym (ryc. 81, 87). Powstanie terasy 2-8 m (I) związane było ze wzrostem dostawy materiału przez rzekę proglacjalną lodowca Scotta w okresie Małej Epoki Lodowej (Harasimiuk, Król 1992). 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, Jezierski, 1992). Stare wały burzowe dobrze rozwinięte w tej części wybrzeża, od strony północnej są ścięte abrazyjnie i obecnie nadbudowywane współczesnym wałem burzowym (ryc. 81).



Ryc. 93 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 profili geologicznych C i D w rejonie stanowiska Renardodden 1

B Prace archeologiczne na stanowisku Renardodden (Fot. K. Pękala)

C- profil topograficzny przez wał burzowy, - profil geologiczny przez fragment wału burzowego z powierzchnią rozwleczenia warstwy kulturowej (Jasinski, Zagórski 1996)

Dla oceny roli procesów morskich w rejonie przylądka Renarda istotne okazało się rozpoznanie występujących tutaj licznie stanowisk archeologicznych, (Krawczyk, Reder 1989, Jasinski i in. 1993). Dane archeologiczne oraz prace geomorfologiczne, prowadzone w tym rejonie wskazują na intensywny rozwój przylądka Renarda począwszy od XVII wieku (Jasinski, Zagórski 1996). Najbliżej obecnej strefy brzegowej, prawie na samym cyplu (około 60 m od brzegu) zlokalizowane jest sta-

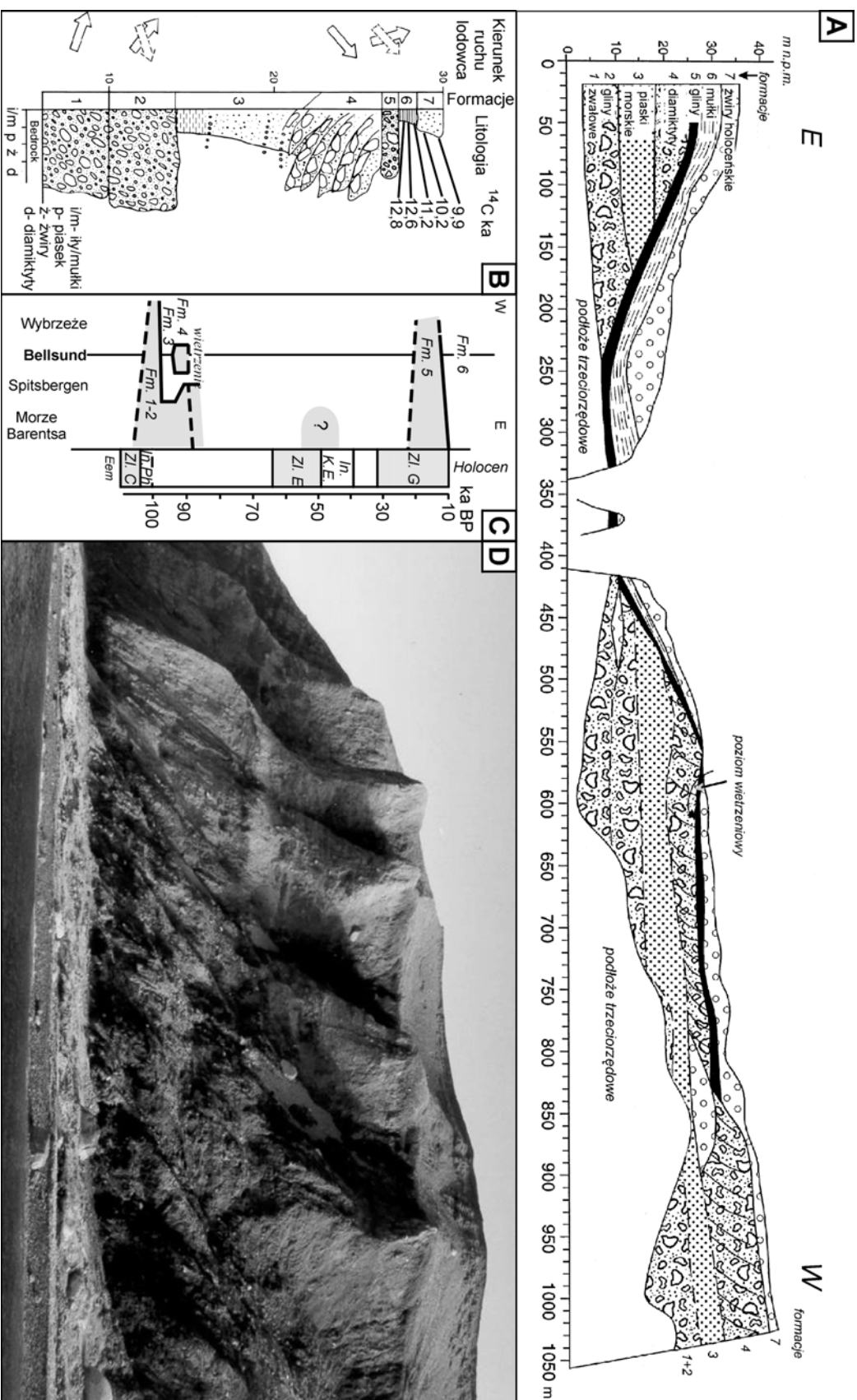
nowisko Renardodden 1, będące pozostałością rosyjskiej stacji łowców morsów datowane na pierwszą połowę XIX wieku (ryc. 93). Pierwotnie budynek stacji łowieckiej znajdował się zapewne poza zasięgiem falowania sztormowego, ale w wyniku późniejszego wzrostu aktywności procesów abrazyjnych wywołanych najprawdopodobniej 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. 16). Ślady rozwleczonej warstwy kulturowej przykrywają osady kolejnego wału burzowego, obecnie intensywnie przekształcanego.

• **Punkt 10: Skilvika**

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 miększą serią osadów czwartorzędowych. Rozwój klifu i jego geometria są predysponowane dyslokacją tektoniczną oddzielającą skały proterozoiku od formacji trzeciorzędowych (ryc. 79, 86).

Intensywny rozwój klifu Skilviki ułatwił wgląd w budowę geologiczną tej części wybrzeża Bellsundu. Bezpośrednio na podłożu skalnym zalegają dwa poziomy diamiaktytów (formacje 1,2), uważanych za bazalne gliny zwałowe (Landvik i in., 1992), prawdopodobnie deponowane podczas tego samego zlodowacenia (ryc. 94). Powyżej glin zwałowych zalega warstwa składająca się z czerwców mułkowych (formacja 3), stopniowo przechodzących ku górze w piaski z przewarstwieniami żwirowymi.

Wzdłuż całego przekroju, oprócz fragmentu gdzie nastąpiła późniejsza egzaracja lodowcowa, formacja 3 jest przykryta przez ostrokrawędzisty gruz ułożony w pakiety (ryc. 94A). Występująca fauna wskazuje na otwarte morze, ale bliskie warunki glacialne (Landvik i in. 1992). Północno-wschodnie 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 subaeralnej 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. 94). Powstanie tego zagłębienia związane jest z rozwojem lodowców w okresie ostatniego maksimum glacialnego późnego vistulianu, kiedy to Lodowiec Recherche swoją masą spychał Lodowiec Renarda ku NW wzdłuż grzbietu Bohlinryggen i dalej w kierunku Skilviki. Późno vistuliańską glinę zwałową przykrywają ily (formacja 6) zawierające morskie mięczaki datowane metodą radiowęglową 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 (ryc. 94).



Ryc. 94 Profil geologiczny i stratygrafia osadów czwartorzędowych budujących klif zatoki Skilvika

A-Przekrój poprzeczny wzdłuż wschodniego skrzydła kifu w Skilvice (Landvik et al. 1992, Mangerud et al. 1998)

B-Syntetyczny profil litologiczny osadów czwartorzędowych ze Skilviki

C- główne epizody glacialne na podstawie interpretacji osadów w klfie Skiliviki: ZI - złodowacenie, In. K.E.- Interstadiał Kapp Ekholm, In. Ph.- Interstadiał Phantomodden, Fm – formacje osadowe

D-Aktywny klif zatoki Skilivika (Fot. P. Żagórski)

10. GRØNFJORD – BARENTSBURG

Prowadzący:

prof. dr hab. Marian Pulina

a. Barentsburg i rejon Grønfjordu w NW części Ziemi Nordenskiölda

Marian Pulina

Grønfjord w odróżnieniu od równoleżnikowo położonych wielkich fiordów Spitsbergenu (Hornsund, Bellsund, Isfjorden) ma przebieg południkowy (ryc. 95, 96). Jego lokalizacja związana jest z granicą geologiczną serii dolnokarbońskiej skał krasowych a paleozoicznymi i prekambryjskimi skałami serii Hecla-Hoek. Część zachodnia otoczenia Grønfjordu zbudowana jest w dużej mierze ze skał tzw. Gipsdalen group, zaliczanej do środkowego i górnego karbonu i permu (Winesnes 1988). Skały te wraz z kulmem i dewonem przylegają do skał staropaleozoicznych i prekambryjskich. Natomiast część wschodnia w przewadze z górnego paleozoiku i młodszych zawiera m.in. pokłady węgla kamiennego eksploatowane przez kopalnię rosyjską w Barentsburgu.

• Uwagi o zjawiskach krasu gipsowego

Zjawiska te rozwinęły się w gipsach należących do Gipsdalen group. Są one wykształcone w postaci wąskiego południkowego pasa, potrzaskanego poprzecznymi uskokami. Budują one część wododziałowego grzbietu położonego między Grønfjordem, a doliną Linné. Południowa część tego pasma przecina górne części dolin zlodowaconych (m.in. lodowca Aldegonda) i dochodzi do przełęczy z jeziorem Kongess. Poniżej tej przełęczy jest zrzucona poprzecznym uskokiem do doliny Linné, budując podnóże jej prawego zbocza. Początkowo występuje na powierzchni na prawym brzegu jeziora, a dalej u wylotu doliny przykryta jest morskimi osadami żwirowo-piaszczystymi, tworzącymi podniesioną terasę morską (25 m). Skały tej serii na prawym brzegu jeziora Linné budują ciemne złupkowane wapienie, wyraźnie perforowane, przeławiczone gipsami. Szerokość odsłoniętego pasa tych skał wynosi około 50 m.

W środkową część wododziałowego grzbietu wciną się głęboka przełęczy, w obrębie której leży oryginalne jezioro Kongress. Jego woda wypełnia formę skalną o kształcie głębokiego leja, osiagającego w centralnej części głębokość 72 m. Jezioro znajduje się w niewielkiej depresji skalnej założonej w szerokiej przełęczy, stanowiącej wraz z szerokim kotłem niewielką zlewnię powierzchniową. Jezioro cechuje okresowe odwodnienie powierzchniowe, czynne tylko w okresie wysokich stanów wody, przypadających na wiosenne tawienie śniegów. Przepełniona wówczas misa jeziora przelewa się przez rygiel skalny założony we wschodniej części jeziora i spływa do skalnej gardzieli zakończonej niewielkim wodospadem, a stąd do rzeki Kongress. Jezioro jest stale odwadnianie drogą podziemną. Przepływ wody odbywa się kanałami krasowymi, których ponory znajdują się w dolnej części jeziora, a wywierzska – poniżej przełęczy z jeziorem w dnie doliny Kongress oraz w dolinie Linné.

Wody jeziora Kongress stanowią mieszaninę dwóch genetycznie różnych typów wód. Pierwsze to wody powierzchniowe spływające z niewielkiej zlewni, pochodzące przede wszystkim z topnienia śniegów i opadów. Są one bardzo słabo zmineralizowane. Wody drugiego typu pochodzą z krasowej cyrkulacji podziemnej. Są silnie zmineralizowane na skutek rozpuszczania gipsów i wapieni. Mają też podwyższoną temperaturę. Na wiosnę duża ilość wód powierzchniowych obniża mi-

neralizację wód jeziora. Wtedy właśnie notuje się najniższą mineralizację wody jeziornej. Mineralizacja ta wzrasta w miarę zmniejszania się dopływu wody powierzchniowej i osiąga maksimum wraz z nastaniem sezonu zimowego. Powierzchnia jeziora zamarza, a obniżenie poziomu wody powoduje pękanie lodu i jego zaleganie na stromych stokach misy. Ze względu na dużą głębokość jeziora występuje tu wyraźna stratyfikacja gęstościowa. Na dnie zalegają cięższe, zimne i silniej zmineralizowane masy wody. Mineralizację oraz spływ jonowy podano w tabeli 8.

Tab. 8 Wielkość denudacji chemicznej gipsów i wapieni w NW części Ziemi Nordenskiölda w latach 1983-1985 (Pulina, Postnov 1989)

Obszar	Mineralizacja $M [g\ dm^{-3}]$				Przepływ $Q [m^3\ s^{-1}]$				Spływ jonowy $A_m [m^3]$			
	lato	zima	śr. a	śr. b	lato	zima	śr. a	śr. b	lato	zima	śr. a	śr. b
dolina lodowca Aldegonda	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,01	0,05	0,02	65	12	77	50
Dolina Kongress	0,5	0,7	0,6	0,7	0,5	0,2	0,3	0,2	1296	1040	2336	1764

śr.a - średnia roczna

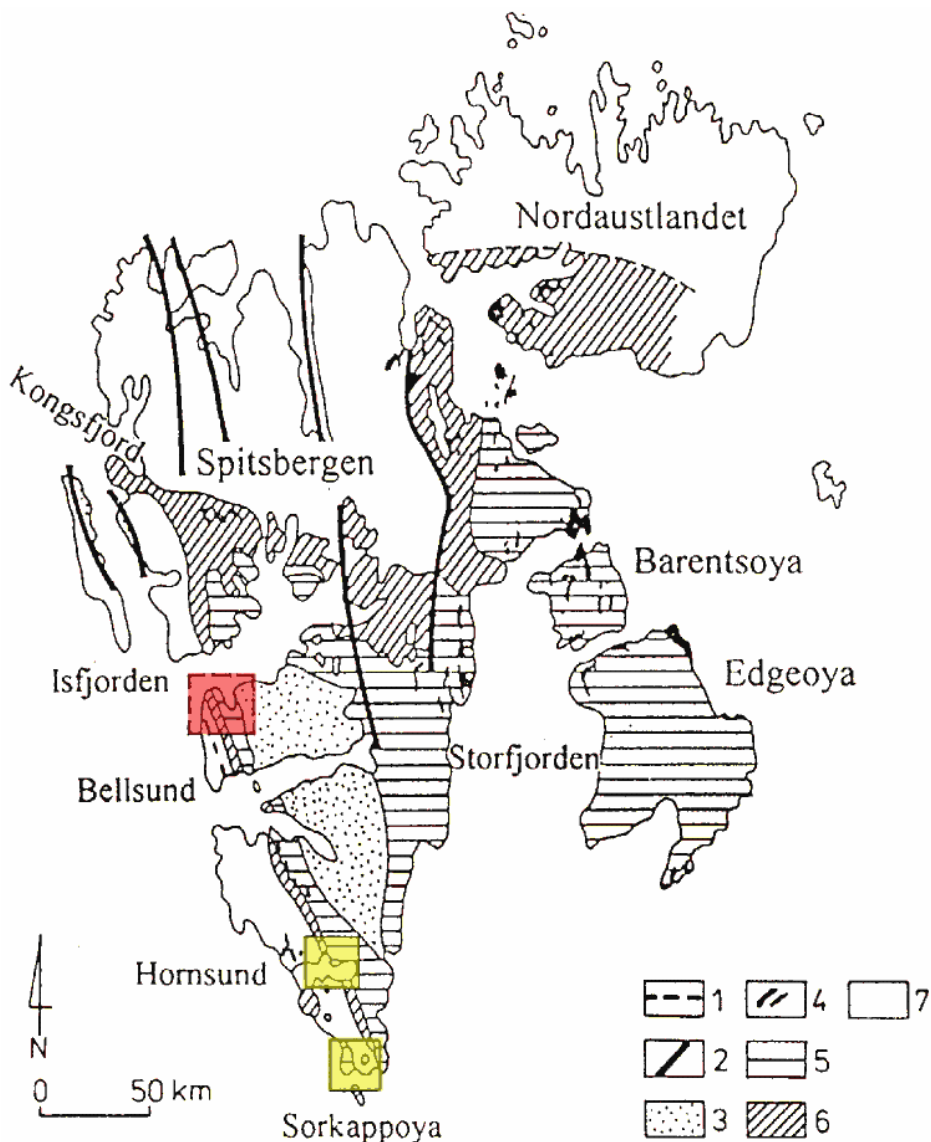
śr.b - średnia roczna z obszaru krasowego

spływ jonowy - czyli wielkość rozpuszczonych i odtransportowanych gipsów w m^3

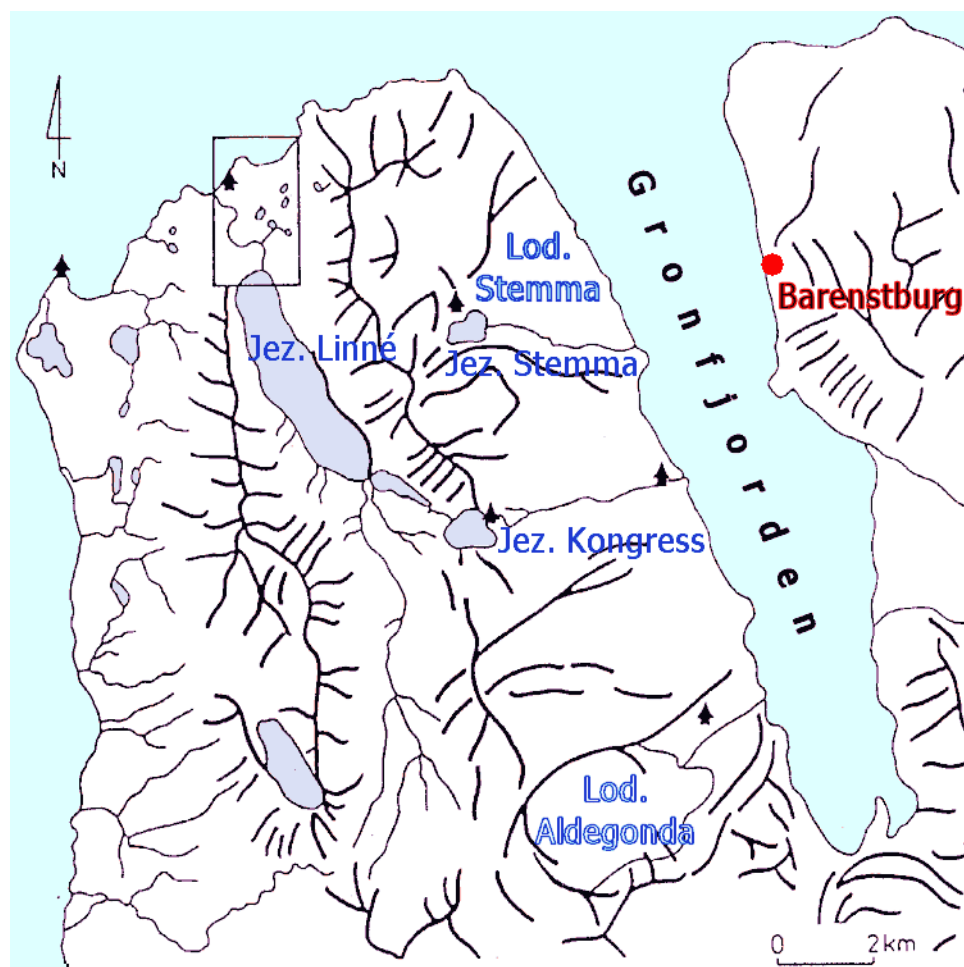
Ryc. 95 Szkic budowy geologicznej Svalbardu wg Birkenmajera

rejon Grønfjorden oznaczono przerywanym czerwonym kwadratem

rejon Hilmarfjellet i Hornsundu oznaczono żółtawymi kwadratami



Drugi ważny problem związany z rejonem jeziora Kongress dotyczy genezy funkcjonowania podziemnego drenażu wód w dolnokarbońskiej serii skał krasowych. W rejonie jeziora znajdują się niewątpliwie wyloty tych kanałów krasowych. Powstaje pytanie, gdzie znajduje się strefa alimentacji tych wód, tym bardziej, że jest to obszar o głębokiej, kilkusetmetrowej zmarzlinie. Doświadczenia z innych obszarów krasowych Spitsbergenu (Pulina 1977, 1982) pozwalają przypuszczać, że miejscem zasilania takich kanałów krasowych mogą być skalne dna zlodowaconych dolin „ciepłych” lodowców subpolarnych. W miejscach tych zanika zmarzlina, a obecność pod- i wewnątrzlodowcowych kanałów termokrasowych wypełnionych wodą gwarantuje dostawę dużej ilości wód przez większą część roku. Należałoby zatem szukać stref alimentacji tego systemu krasowego w górnych częściach zlodowaconych dolin, nacinających najwyższe partie grzbietu wododziałowego, położonych na południe od jeziora Kongress.



Ryc. 96 Szkic rejonu Grønfjordu w zachodniej (centralnej) części Spitsbergenu

Badania doliny lodowca Aldegonda dostarczyły poważnych argumentów na rzecz takiej koncepcji. Odpływ z tej doliny jest niewspółmiernie niski w stosunku do powierzchni zlewni (tab. 8) – średnio rocznie około $0,05 \text{ m}^3/\text{s}$, podczas gdy np. w o wiele mniejszej dolinie Stemma osiąga $0,15 \text{ m}^3/\text{s}$. Dolina lodowca Aldegonda jest zatem „dziurawa” i może dostarczać znacznych ilości wód do podziemnego systemu krasowego. Podobne miejsca alimentacji znajdują się również w najwyższej części masywu wododziałowego. Można więc odtworzyć mechanizm funkcjonowania drenażu podziemnego. W miejscach alimentacji, wzniesionych co najmniej 300 – 500 m powyżej jeziora Kongress (wskazuje na to temperatura wód w źródłach znajdujących się u wylotu kanałów krasowych, wynosząca $2,0^\circ\text{C}$ – $3,9^\circ\text{C}$), następuje infiltracja wód lodowcowych w otwarte kanały krasowe. Stąd woda cyrkuluje najprawdopodobniej na głębokości kilkuset metrów, już poniżej poziomu zmarzliny i spływa grawitacyjnie w rejon jeziora Kongress, gdzie warunki tektoniczne umożliwiają wylot tych kanałów na powierzchnię. Te właśnie wody o podwyższonej temperaturze wynikającej ze stopnia

geotermicznego, powodują zanik zmarzliny w rejonie jeziora Kongress. Zanik dopływu wód wraz z nastaniem zimy do wyżej położonych źródeł jest skutkiem małej dostawy wód lodowcowych w obszarach alimentacji. Ze względu jednak na całoroczną cyrkulację wód w lodowcach subpolarnych pewna jej ilość może dostawać się do kanałów, których wyloty leżą poniżej lustra wód w jeziorze i dlatego dno jeziora oraz źródła Kongress mogą być zasilane w czasie nocy polarnej.

U wylotu doliny Linné w jej wschodniej części występuje zespół kilkunastu owalnych zbiorników wodnych. Są to formy założone w miększej pokrywie osadów piaszczysto-żwirowych, budujących morską terasę (25 m). Kształt tych zagłębień przypomina lej bądź misę o stromych ścianach, których nachylenie wyznacza kąt naturalnego spoczynku budujących je osadów luźnych. Największe zagłębienia występujące w centralnej części tego zespołu osiągają średnicę kilkudziesięciu metrów i głębokość kilku metrów. Mają one kształt obciętego stożka o płaskim dnie, założonym już na litej skale. Małe zagłębienia są najczęściej płaskie i płytkie, z wyraźnie zaznaczonym przegłębieniem. Niektóre z nich mają niewielkie rozmiary – średnica ich wynosi kilka, a najwyżej kilkanaście metrów.

Obserwacje przeprowadzone w tym obszarze w sierpniu 1985 roku skłaniają do przyjęcia krasowej i sufozyjnej genezy tych owalnych zagłębień, w większości wypełnionych wodą. A oto niektóre argumenty przemawiające za taką koncepcją:

- Centralna, podłużna depresja z największymi zagłębieniami leży na dolnokarbońskich wapieniach i gipsach. Wschodnie tych skał widoczne są m.in. na ścianach leja położonego najbliżej jeziora Linné.
- W dnie częściowo opróżnionej misy jeziornej (jesienią 1985 roku zanotowano niski poziom wody w zbiornikach) pokrytej ciemnymi osadami ilastymi, pochodzącymi z przemycia luźnych osadów terasowych, powstały świeże zapadliska.
- Na powierzchni badanego pola terasy (25 m) brak większych cieków wodnych, natomiast obserwuje się obfitość wody w zagłębieniach. Filtracja wód w luźne osady terasowe, połączenia podziemne między poszczególnymi zbiornikami, od najwyższych położonych do najniższych (poziomy wód w zbiornikach są na różnych wysokościach) wskazują na brak zmarzliny nie tylko w obrębie samych skał krasowych, ale i luźnych skałach je przykrywających. Potwierdzają to również wyniki prac badaczy norweskich (Salvigsen, Elgersma 1985).
- Wyniki analiz chemicznych wód w zbiornikach wskazują jednoznacznie, że zasilanie tego systemu krasowego odbywa się przez wody meteoryczne spadające bezpośrednio na powierzchnię terenu oraz spływające z wilgotnego, prawego zbocza doliny. Najwyższe zbiorniki wypełnia woda słabo zmineralizowana, o właściwościach zbliżonych do wód powierzchniowych. W centralnej depresji silniej zmineralizowane wody wskazują na ich bezpośredni kontakt ze skałami gipsowymi i wapiennymi.
- Cechy hydrograficzne i geomorfologiczne wskazują na odwodnienie tego systemu krasowego, który drenuje pole terasy do jeziora Linné.
- Dobre wysortowanie luźnych osadów terasowych oraz brak w nich najdrobniejszej frakcji, widoczne w obrębie dużych zagłębień, świadczą o silnie rozwiniętych procesach sufozyjnych.

b. Lodowiec Fridtjov – teren badań eksperymentalnych

c. Uwagi o badaniach polsko-rosyjskich

Wspólne badania polsko-rosyjskie objęły:

- Studia nad zjawiskami krasowymi (1983 i 1985) Uniwersytet Śląski we współpracy z SEWMOR-GEO i kopalnią Barentsburg
- Stadia glaciologiczne – na lodowcu Fridtjov na początku lat 90-tych w ramach programów międzynarodowych - NorskPolar Institutt w Oslo, Instytut Geografii RAN w Moskwie i Uniwersytet Śląski w Sosnowcu.

VII. Literatura

- 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.
- 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.
- Arażny A., Grześ M., 2000. Thermal conditions and seasonal thawing of the ice-cored moraines of the Aavatsmark Glacier. *Materiały XXVII Sympozjum Polarne*. Toruń, s. 135-152.
- Bamber, J.L., 1987: Internal reflecting horizons 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. In: *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. 1977: The subpolar glaciers of Spitsbergen seen against the climate of this region. *Acta Univ. Wratisl.*, 410, pp.110. Wrocław
- Baranowski, S., 1977: Subpolarne lodowce Spitsbergenu na tle klimatu tego regionu. *Acta Univ. Wratisl.*, 393, Wrocław, 157 ss.
- 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. *Wyd. UMCS, Lublin*.
- Birkenmajer K., 1972, Tertiary history of Spitsbergen and continental drift. *Acta Geologica Polonica*, vol.22 no.2, pp.193-218
- 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: Mapa Hornsund Spitsbergen - geology, 1:75 000. Uniwersytet Śląski, objaśnienia, s. 1-42.
- Blake W., Jr, 1970- Studies of glacial history in Arctic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.7, s.634-664.
- Bolewski, A. & Manecki, A., 1990: *Rozpoznawanie minerałów*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 204 strony.
- 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., 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.
- 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., 2003: Rola systemu lodowcowego w obiegu węgla wapnia w środowisku przyrodniczym (na przykładzie Svalbardu i młodoglacjalnych obszarów polski północno-zachodniej). *Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice*, 247 ss.
- 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.
- Clayton L. 1966: Karst topography on stagnant glaciers. In. *Journal of Glaciology*. 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. In: *Revue Gogr.des Pyrnes et du Sud-Ouest*, 41, 3, p.123-138. Toulouse.

- Corbel J., 1955: Crevasses et rivières sous-glaciales. In: *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 Bjørnøya, *Geological Magazine*, 102: 418-439.
- Czajkowska A. 1992. The effect of a *Plautus* alle colony on development of Spitsbergen tundra. In: K. Opaliński & R. Klekowski (eds.), *Landscape, Life World and Man In High Arctic*. Warszawa; 245-254.
- Czajkowski R. 1981. Radarowe pomiary miąższości lodowca Werenskiolda. In: Jahn A., Pulina M., Jania J. (eds.) VIII Sympozjum Polarne, Sosnowiec, 1: 63-68.
- Czeppe Z., 1960. Thermic differentiation of the active layer and its influence upon the frost heave in periglacial region (Spitsbergen). *Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Geol. Et Geogr.*, 8, 2, Warszawa, s. 149-152.
- Czeppe Z., 1966. Przebieg głównych procesów morfogenetycznych w południowo-zachodnim Spitsbergenie. *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr.*, 13, Kraków, s. 1-129.
- 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.
- Dallmann W. K., Andresen A., Bergh S. G., Maher Jr. H.D., Ohta Y., 1993. Tertiary fold-and-thrust belt of Spitsbergen, Svalbard. (Compilation Map, Summary and Bibliography), *Meddelelser* nr 128, Norsk Polarinstitut, Oslo.
- Dallmann W.K., Hjelle A., Ohta Y., Salvigsen O., Bjørnerud 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 Polarinstitut, Oslo.
- Dallmann, W.K. (ed.), 1999: *Lithostratigraphic Lexicon of Svalbard*, Norsk Polarinstitut, 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 Polarinstitut
- Dobiński W. 1994: Lodowce gruzowe. *Czasopismo Geograficzne*. 65 (2), s. 109 – 123.
- Dowdeswell, J.A., Drewry, D.J., Liestøl, O., Orheim, O., 1984: Radio – echo sounding of subpolar glaciers in Spitsbergen. *Norsk Polarinstitut Skrifter*, 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, s. 388-400.
- Dresch, J., (red.), 1970. *Memoires at documents. Spitsberg. Mission française 1966*. Centre National de la Recherche Scientifique. Paris.
- Dubiel E., Olech M. 1992. Ornithophilous plant communities on the southern slope of Ariekammen (Hornsund region, Spitsbergen). In: K. Opaliński & R. Klekowski (eds.), *Landscape, Life World and Man In High Arctic*. Warszawa; 167-175.
- Dylik J. 1968: Thermokarst. *The Encyclopedia of Geomorphology*. Ed. Fairbridge, R.W. vol.III, p.1149-1151. Reinhold B.C. New York
- 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.
- 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 ríos bajo los glaciares. McGraw-Hill. Madrid. p.241.
- 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.
- Fabiszewski J., 1975, Migracja roślinności na przedpolu lodowca Werenskiolda, *Mater. Z Symp. Spitsber.*, Wrocław, 81-88
- Federoff, N., 1966: Le sols du Spitsberg Occidental. Spitsberg 1964 et premières observations 1965. CNRS, RCP 42. Audin-Editeur, Lyon: 111-228.
- Feyling-Hanssen R.W., 1950: Stratigraphy of the marine late-Pleistocene of Billefjorden, Vestspitsbergen. *Norsk Polarinstitut 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
- 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., Skiba S. 1993. Some remarks about bioenergetic aspects of tundra soil. – *Polish Polar Research* 14 (4): 345-354.
- Forman S. L., 1989. Late Weichselian glaciation and deglaciation of Forlandsundet area, western Spitsbergen, Svalbard. *Boreas*, Vol.18, str. 51-60
- Gallo G. 1977: Grotte glaciare au Spitsberg. In: *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.
- Geoffray, H., 1966: Bilan hydrologique et bilan d'érosion du système du Glacier Love Est, été 1964. Spitsberg 1964 et premières observations 1965. CNRS, RCP 42. Audin-Editeur, Lyon: 257-263.
- Gizejewski, 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.
- 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. In: *Spitsbergen Geographical Expeditions of M. Curie-Skłodowska University. Materials of Polar Session „Periglacial Phenomena of Western 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.
- Griselin M., 1992: In the depth of a small polar glacier (Loven East Glacier, Spitsbergen). In: *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, exemple du bassin Loven Est, côte Nord-Ouest du Spitsberg. Thèse de doctorat de 3ème cycle, Université 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.
- 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., Babiński Z., 1979. Z badań nad letnim odmarzaniem gruntu na Spitsbergenie i w Mongolii. *Materiały VI Sympozjum Polarne*, Łódź, s. 45-47.
- Grześ M., Banach M. 1984: The origin and evolution of the Goes Lake in Sorkapp Land, Spitsbergen. In: *Pol. Polar Res.*, 5, 3-4, p.241-253. Warszawa
- Gugnacka – Fiedor W., Kobak J., 2000. Planning the permanent plot sizes and interpretation of the results of geobotanical studies on the Kafføyra (NW Spitsbergen). *Materiały XXVII Sympozjum Polarne*. Toruń, s. 23 – 38.
- Haeberli, W., Bösch, H., Scheler, K., 1989: World glacier inventory. *IAHS/IAHS & UNESCO, Nairobi*, 366 ss.
- Hagen J.O., Liestøl O., Roland E., Jørgensen T., 1993: Glacier atlas of Svalbard and Jan Mayen. *Norsk Polarinstitut Meddelelser* 129, 141 s.
- Hagen, J-O., 1996: Mass balance of Arctic glaciers: Svalbard. In: Jania, J. & Hagen, J-O. (Eds), *Mass Balance of Arctic Glaciers*. IASC Report No 5, Sosnowiec-Oslo: 62 p.
- 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.
- Harasimiuk M., 1987: Współczesny rozwój wybrzeży południowego Bellsundu i fiordu Recherche (Zachodni Spitsbergen). *XIV Sympozjum Polarne*, Lublin, 99-102.

- 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 Polarinstitut Skrifter, 161. s. 89.
- Hjelle A., Piepjohn K., Saalman K, Ohta Y., Salvigsen O., Thiedig F. & Dallmann W.K., 1999. Geological Map –Svalbard 1: 100 000, A7G, Kongsfjorden. Norsk Polarinstitut, Tromsø
- Hjelle, A., 1993: Geology of Svalbard, Norsk Polarinstitut, Oslo, 162 strony.
- 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. Instytut. Geogr. Uniwersytetu Śląskiego, 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.
- Imbert, B., 1996: Wielkie wyprawy polarne. Wydawnictwo Dolnośląskie, Wrocław: 224 p.
- Jahn A., 1959: Postglacialny rozwój wybrzeży Spitsbergenu. Czasopismo Geograficzne, 30 (3).
- 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. 1992: Glaciology (in Polish). PWN, Warszawa
- Jania, J., 1997: Glaciologia. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 359 ss.
- Jania, J., 1998a: Klasyfikacja i cechy morfometryczne lodowców otoczenia Hornsundu, Spitsbergen. W: Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego, (red.) J.Jania, M.Pulina, 2, s. 12-47.
- Jania, J., 1998b: Dynamiczne procesy glacialne na południowym Spitsbergenie w świetle badań fotointerpretacyjnych i fotogrametrycznych, Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, 955, Katowice, 258 ss.
- Jania, J., Hagen J. O. 1996. Mass balance of Arctic Glaciers, IASC, University of Silesia, Sosnowiec-Oslo, p. 62.
- Jania, J., Hagen, J.O. (red), 1996: Mass balance of Arctic Glaciers. IASC Report, 5, Sosnowiec – Oslo, 62 ss.
- Jania, J., Kolondra L., Schroeder J. 1994: Hans Glacier Topographic Map, 1:25000. Uniwersytet Śląski, Université du Quebec, Norsk Polarinstitut. Katowice.
- 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. The Changing Physical Environment. Proceedings from the Sixth Ny-Ålesund International Scientific Seminar, Tromsø, Norway, Norsk Polarinstitut Internrapport nr 10, Tromsø: 137-140.
- 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 Polarinstitut Internrapport, 10, s. 137-140.
- Jania, J., Pulina M., Karczewski A. (red.), 1984, Hornund – Geomorfologia (mapa), Uniwersytet Śląski
- 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 to its fjord. W: International Workshop on Glacier Hydrology. Abstracts, 8-10 September 1993, Cambridge, s. 14-15
- 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. .
- Jasinski M.E & Starkov V.F., 1993: Archaeological investigations of a cultural layer in moraine deposits of the Renard Glacier, Recherche fjorden, 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. Spitsbergen Geographical Expeditions, UMCS Lublin, 35-41.
- Jewtuchowicz, S. 1965: Description of eskers and kames in Gashamnyra and Bungebreen, south of Hornsund, Vestspitsbergen. In: Glaciology, 5, 41. p.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'île de Brogger (Spitsberg). W: J. Dresch, (red.), *Memoires at documents. Spitsberg. Mission francaise 1966*. Centre National de la Recherche Scientifique. Paris.
- 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. In: Repelewska-Pękalowa J., Pękała 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.
- 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., Pękała, K., Pulina, M., Rudowski, S., Stankowski, W., Szczypek, T., Wiśniewski, E., 1984: *Horsund, Spitsbergen, Geomorfologia – geomorphology*, 1:75000, Uniwersytet Śląski, Katowice, 22 s. + mapa.
- Karczewski A., Kostrzewski A., Marks L., 1981: Morphogenesis of subslope ridges to the north of Hornsund, Spitsbergen. *Polish Polar Research*, 2 (1-2): 29-38.
- 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.
- 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. *Arctic environment research*, Sesja Polarna, UMCS, Lublin, s. 267-276.
- Kejna M., Arażny A. & Siwek K., 2000: Spatial differentiation of weather conditions on Spitsbergen in summer 1999, *Polish Polar Studies 27 th International Polar Symposium*, Toruń, 1991-203.
- Kida J., 1995, Procesy eoliczne na wybrzeżach SW Spitsbergenu, *XXII Sympozjum Polarne*, Wrocław-Książ, 41-48.
- 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.
- 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., Konecny M., 1988, Genesis and development of hydrolaccoliths in the region between Werenskiöld and Hans Glaciers during 1974 – 1985, *Res. Of Invest. Of the Geogr. Research Exp. Spitsbergen 1985* (Brazdil R. edit.), *Folia 24 Univ. J. E. Purkyne*, Brno, 272-284.
- 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., 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., 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.
- 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 glaciologicznych. 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.
- Kostrzewski A., 1996. Związek 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 aluwiiów 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., 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. Hydraulic geometry of supraglacial stream, Ragnarbreen, Spitsbergen. *Quaestiones Geographicae*, Special Issue 4.
- Kotlyakov, V.M. (red.), 1985: *Glaciologia Spitsbergena*. Nauka, Moskwa, 200 ss.
- Kozarski S., Szupryczyński J., 1973- Glacial forms and deposits in the Sidujökull deglaciation area. *Geographia Polonica*, vol.26, s.255-311.
- Krawczyk A. & Reder J., 1989: Pozostałości osadnictwa sezonowego w północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga. *Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen*, UMCS Lublin, 131-146.
- Krawczyk W.E., Lefauconnier B., Pettersson L-E. (in print). Chemical denudation rates in the Bayelva catchment, Svalbard in the fall of 2000. *Physics and Chemistry of the Earth*, 2003.
- 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., 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 Polarinstitut 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. In: Kostrzewski A., Rachlewicz G. - *Polish Polar Studies*, 187-202.
- 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.
- 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.
- Lankauf K. R. 2002. Recesja lodowców rejonu Kaffiøyry (Ziemi Oskara II-Spitsbergen) w XX wieku. *Prace Geograficzne*, 183, Warszawa. s. 221.
- Lankauf K.R., 2002, Recesja lodowców rejonu Kaffiøyry (Ziemia Oskara II – Spitsbergen) w XX wieku. *IG i PZ PAN, Prace Geograficzne* nr 183, Warszawa, str. 1-221.
- Lankauf K.R., 2002. Recesja lodowców rejonu Kaffiøyry (Ziemia Oskara II – Spitsbergen) w XX wieku. *IGiPZ PAN, Prace Geogr.*, 183, Warszawa, ss.221.
- 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. In: 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 Polarinstitut 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 Polarinstitut Internrapport nr 10, Tromsø: 113-116.
- Lefauconnier, B., Hagen, J.O., 1991: Surging and calving glaciers in Eastern Svalbard. Norsk Polarinstitut Meddelelser, 116, 130 pp.
- Lepvrier C., 1990. Early Tertiary paleostress history and tectonic development of the Forlandsundet basin, Svalbard, Norway, *Meddelelser* nr 112, Norsk Polarinstitut, Oslo

- Lønøy, A., 1995: A Mid-Carboniferous, carbonate-dominated platform, Central Spitsbergen, Norsk Geologisk Tidsskrift, 75: 48-63.
- Lorenc, S., Szczuciński, W., 2002: Holocenińska węglanowa cementacja skał okruchowych w warunkach suchego klimatu polarnego, Billefjorden, Svalbard. W: Kostrzewski, A., Rachlewicz, G. (red.): Funkcjonowanie i monitoring geoekosystemów obszarów polarnych; XXVIII Międzynarodowe Sympozjum Polarne, Poznań 15-16 marca 2002 - streszczenia: 56-57.
- Macheret, Yu.Ya., Zhuravlev, A.B., 1985: Tolszczina, objom i stroyenie lednikow. W: Glaciologija Spitsbergena, Nauka, Moskwa, s. 7-35.
- 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.
- 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.
- Marks, L., 1981: Przebieg ostatniej deglacjacji na Półwyspie Treskelen (Hornsund – Spitsbergen). VIII Sympozjum Polarne, Materiały 1, Sosnowiec, s. 129-138.
- Mercier, D., 2001. Le ruissellement au Spitsberg. La monde polaire face aux changements climatiques. Presses Universitaires Blaise Pascal.
- Merta T., 1989: Sedimentation of fluted moraine in forefields of glaciers in Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen. Polish Polar Research 10, 1, 3-29.
- Migała K. 1991. Effect of the winter season and snow cover on the active layer of permafrost in the region of Hornsund (SW Spitsbergen). In: Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen. Materiały Sesji Polarnej „Arctic Environment Research”, UMCS, Lublin, 241-256.
- Misztal S., Pulina M. 1983: Investigation of glacial caves. In: Field Investigations Performed During the Geological Spitsbergen Expedition in 1983. p. 26-33. Silesian University. Katowice
- 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.
- Niewiarowski W., 1982. Morphology of the forefield of the Aavatsmark Glacier (Oscar II Land, NW Spitsbergen) and phases of its formation. Acta Univ. N. Copernici, Geografia XVI, 51, Toruń, s. 15-43.
- 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
- Oerbek, 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 Polarinstitutt Internrapport nr 10, Tromsø: 19-22.
- Ohta, Y., 1982: Hecla Hoek rocks in central and western Nordaustlandet, Norsk Polarinstitutt Skrifter, 178.
- Östrem 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.
- Östrem G., 1964- Ice-cored moraines. Geografiska Annaler, vol.46A, s.282-337.
- Östrem G., Arnold W., 1970- Ice-cored moraines in southern British Columbia and Alberta. Geografiska Annaler, vol.52A, s.120-128.
- 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).
- Paterson, W.S.B., 1994: The physics of glaciers (wyd. II). Pergamon Press, Oxford, 480 ss.
- 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.
- Pereyma J., 1983, Climatological problems of the Hornsund area, Spitsbergen, Acta Univ. Wratisl., 714, Wrocław, 134.
- 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.

- Pettersson, L-E., 1991: Hydrometric investigations in Svalbard. In: 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.
- Pietrucień C., Skowron R., 1988. Influence of water phenomena on depth of soil thawing in Oscar II Land, Northwestern Spitsbergen. V International Conference on Permafrost, Proceedings 1, Trondheim, Norway, s. 628-632.
- Pillewizer, W., 1939: Die kartographischen und gletscherkundlichen Ergebnisse der deutschen Spitsbergen-Expedition 1938. Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft Nr. 238, 46 ss. + mapy.
- Pulina M. 1977: Remarques sur les phénomènes karstiques dans la partie méridionale du Spitsberg. Kras i Speleologia, 1 (X), p.104 - 129. Katowice
- Pulina M. 1982: Karst-related phenomena at the Bertil Glacier, West Spitsbergen. In: Kras i Speleologia, 4(XII), p.67-82. Katowice
- Pulina M. 1984: The effects of cryochemical processes in the glaciers and the permafrost in Spitsbergen. In: Polish Polar Research, 5, 3-4, p. 137-163. Warszawa
- Pulina M. 1990: Geomorphological effects of the cryochemical process. *Questiones Geographicae*, 13/14 (1987/88). pp.99-112. Poznań.
- Pulina M., 1984: Glacier karst phenomena in Spitsbergen. Norsk geografisk Tidsskrift. 38, s. 163-168.
- Pulina M., Burzyk J. 2002. Carbon dioxide fluxes in the summer season 2001 in tundra soils of Fugleberget catchment Hornsund, Spitsbergen and its function in chemical denudation. — Polish Polar Studies. XXVIII Intern. Polar Symposium. Poznań; 239-253.
- Pulina M., Burzyk J., Burzyk M. (w druku). Carbon dioxide in Spitsbergen tundra and its role in chemical denudation.
- 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 Werenskiöld Glacier, Polish Polar Research, 5, 3-4, Warszawa, 165-182.
- 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.
- Pulina M., Postnov J. 1989: Karst gypseux dans la partie N-W de Terre Nordenskiöld. Spitsberg occidental Kras i Speleologia 6 (XV) pp.40-57. Katowice.
- Pulina M., Rehak J. 1991: Glacial caves in Spitsbergen. In: 1st International Symposium of Glacial Karst in Polar Regions. 1-5 octobre 1990. p.87-117. Madrid
- Rachlewicz G. (red.), 2003: Sprawozdanie cząstkowe z realizacji projektu KBN 6PO4E04121 „Obieg materii w lądowo-morskim geosystemie 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., Szczuciński W., 2002: Kartowanie zasięgów lodowców w otoczeniu Billefjorden – Spitsbergen Środkowy. Mat. XXVIII Międzynarodowego Sympozjum Polarne, Poznań 15-16.03.2002, 81-83.
- 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-Pękałowa 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-Pękałowa J., 2002. Międzynarodowy program monitoringu czynnej warstwy zmarzliny (CALM). Materiały XXVIII Sympozjum Polarne, UAM, Poznań, s. 255-265.
- Repelewska-Pękałowa J., 2002: Międzynarodowy program monitoringu czynnej warstwy zmarzliny (CALM). Polish Polar Studies, Funkcjonowanie geosystemów obszarów polarnych, Poznań. 255-265.
- Repelewska-Pękałowa J., Gluza A., 1988. Dynamics of permafrost active layer – Spitsbergen. V International Conference on Permafrost, Proceedings 1, Trondheim, Norway, s.448-453.
- Repelewska-Pękałowa J., Gluza A., Pękała 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.
- Repp, K., 1979: Breerosjon, glasio-hydrologi og materialtransport i et hoyarktisk miljø Brøggerbreene, Vest Spitsbergen. Thesis, Hovdfagsoppgave i naturgeografi, Universitetet i Oslo, Oslo: 136 p.
- Repelewska-Pękalowa J., Pękala K., 2003: Spatial and temporal variation in active layer thickness, Calypsostranda, Spitsbergen. Proceedings of VIII International Conference on Permafrost, Zurich.
- Repp, K., 1988: The hydrology of Bayelva, Spitsbergen. *Nordic Hydrology*, 19, 259-268.
- Roll L. 1993: The remains of the early industrialisation of Svalbard as cultural heritage. XX Polar Symposium, Lublin, 47-54.
- Röthlisberger, H., Lang, H., 1987: Glacial Hydrology W: A.M. Gurner, M.J. Clark Glacio-fluvial Sediment Transfer. An Alpine Perspective. J. Wiley and Sons Ltd. London, s. 207-284.
- 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. & 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., Elgersma A. 1985: Large-scale karst features and open taliks at Vardeborgsletta, outer Isfjorden, Svalbard. In: *Polar Research*, 3, p.145-153. Oslo
- 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. In: 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
- Shaw J., 1977- Tills deposited in arid polar environments. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.14, s.1239-1245.
- Sobota I., 2001, Studia nad bilansem masy lodowca Waldemara na tle lodowców Svalbardu, M-pis rozprawy doktorskiej. IG UMK, Toruń, 0-219.
- Sobota I., 2002, Bilans masy lodowca Waldemara w latach 1996-2001. Funkcjonowanie i monitoring geosystemów obszarów polarnych, Materiały konferencyjne XXVIII MSP, Poznań, 87-90.
- 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., 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.
- Stempniewicz L. 1992. Manuring of tundra near a large colony of seabirds on Svalbard. In: K. Opaliński & R. Klekowski (eds.), *Landscape, Life World and Man In High Arctic*. Warszawa; 255-269.
- Summerfield M.A., 1991: Global geomorphology. An introduction to the study of landforms. Longman Scientific & Technical, John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Svendsen, H., Beszczynska-Møller, A., Hagen, J.O., Lefauconnier, B., Tverberg, V., Gerland, S., Ørbæk, J.B., Bischof, K., Papucci, C., Zajaczkowski, M., Azzolini, R., Bruland, O.,
- Święś F., 1988: Zróżnicowanie geobotaniczne tundry na południowym wybrzeżu Bellsundu (Zachodni Spitsbergen). *Wyprawy Geograficzne UMCS na Spitsbergen, Lublin*, 215-228.
- 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.
- 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 Environmental Changes on Recent Shelf Sedimentation in Contrasting Climatic Conditions (Billefjorden, Svalbard and Vietnamese Shelf), rozprawa doktorska.
- 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.
- Szupryczyński J., 1963: Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców poudniowego Spitsbergenu. *Inst. Geogr.PAN, Prace Geograf. Nr 39, PWN Warszawa*, 163 ss.

- 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.
- Tarboton, 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.
- The place-names of Svalbard. Norsk Polarinstitut, Oslo, 2001.
- 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., Kolondra, L., 2002: The retreat at a tidewater glacier: observations and model calculations on Hansbreen. Journal of Glaciology (w druku).
- 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.
- Whalley W.B., 1983: Rock glaciers - permafrost features or glacial relics? (w:) Permafrost. Fourth International Conference, 1983, Proceedings, Washington D.C. Nat. Acad. Press.
- 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 Palaeozoic and Devonian, Norsk Polarinstitut Skrifter, 167.
- Wójcik Cz. 1981, Geological observations in the eastern part of the Forlandsundet Graben between Dahlbreen and Engelsbukta, Spitsbergen. Stud.Geol. Polonica, vol. LXXIII, Warszawa, str. 25-35
- 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. Periglacial phenomena of Western Spitsbergen, Sesja Polarna, UMCS, Lublin, s.267-278.
- Zagórski P., 1998: Spitsbergen Bibliography: Geomorphology, Glaciology and Quaternary Geology. IV Conference of Polish Geomorphologists II, Spitsbergen Geographical Expeditions, Maria Curie-Skłodowska University Press, Lublin, 291-314.
- Zagórski P., 1998: Spitsbergen Bibliography: Geomorphology, Glaciology and Quaternary Geology. IV Conference of Polish Geomorphologists II, Spitsbergen Geographical Expeditions, Maria Curie-Skłodowska University Press, Lublin, 291-314.
- Zagórski P., 2002: Rozwój rzeźby litoralnej północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen). Rozprawa doktorska, Zakład Geomorfologii INoZ UMCS, Lublin.
- Zalewski M.S.(ed), 2000: Bibliography of Polish research in Spitsbergen Archipelago. Part I. 1930-1996. Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences. M-23 (314).

N O T A T K I

N O T A T K I

N O T A T K I

N O T A T K I

ISBN 83-909951-9-0 wydanie elektroniczne
ISBN 83-909951-6-6 wydanie oryginalne

