



You have downloaded a document from
RE-BUŚ
repository of the University of Silesia in Katowice

Title: Klasyfikacja i cechy morfometryczne lodowców otoczenia Hornsundu, Spitsbergen

Author: Jacek Jania

Citation style: Jania Jacek. (1988). Klasyfikacja i cechy morfometryczne lodowców otoczenia Hornsundu, Spitsbergen. W: J. Jania, M. Pulina (red.), "Wyprawy polarne Uniwersytetu Śląskiego : 1980-1984" (S. 12-47). Katowice : Uniwersytet Śląski



Uznanie autorstwa - Użycie niekomercyjne - Bez utworów zależnych Polska - Licencja ta zezwala na rozpowszechnianie, przedstawianie i wykonywanie utworu jedynie w celach niekomercyjnych oraz pod warunkiem zachowania go w oryginalnej postaci (nie tworzenia utworów zależnych).



UNIwersytet ŚLĄSKI
W KATOWICACH



Biblioteka
Uniwersytetu Śląskiego



Ministerstwo Nauki
i Szkolnictwa Wyższego

JACEK JANIA *

Klasyfikacja i cechy morfometryczne lodowców otoczenia Hornsundu, Spitsbergen

Classification and morphometric features of glaciers in the Hornsund surroundings, Spitsbergen

Классификация и морфометрические черты ледников в районе Хорнсунна, Шпицберген

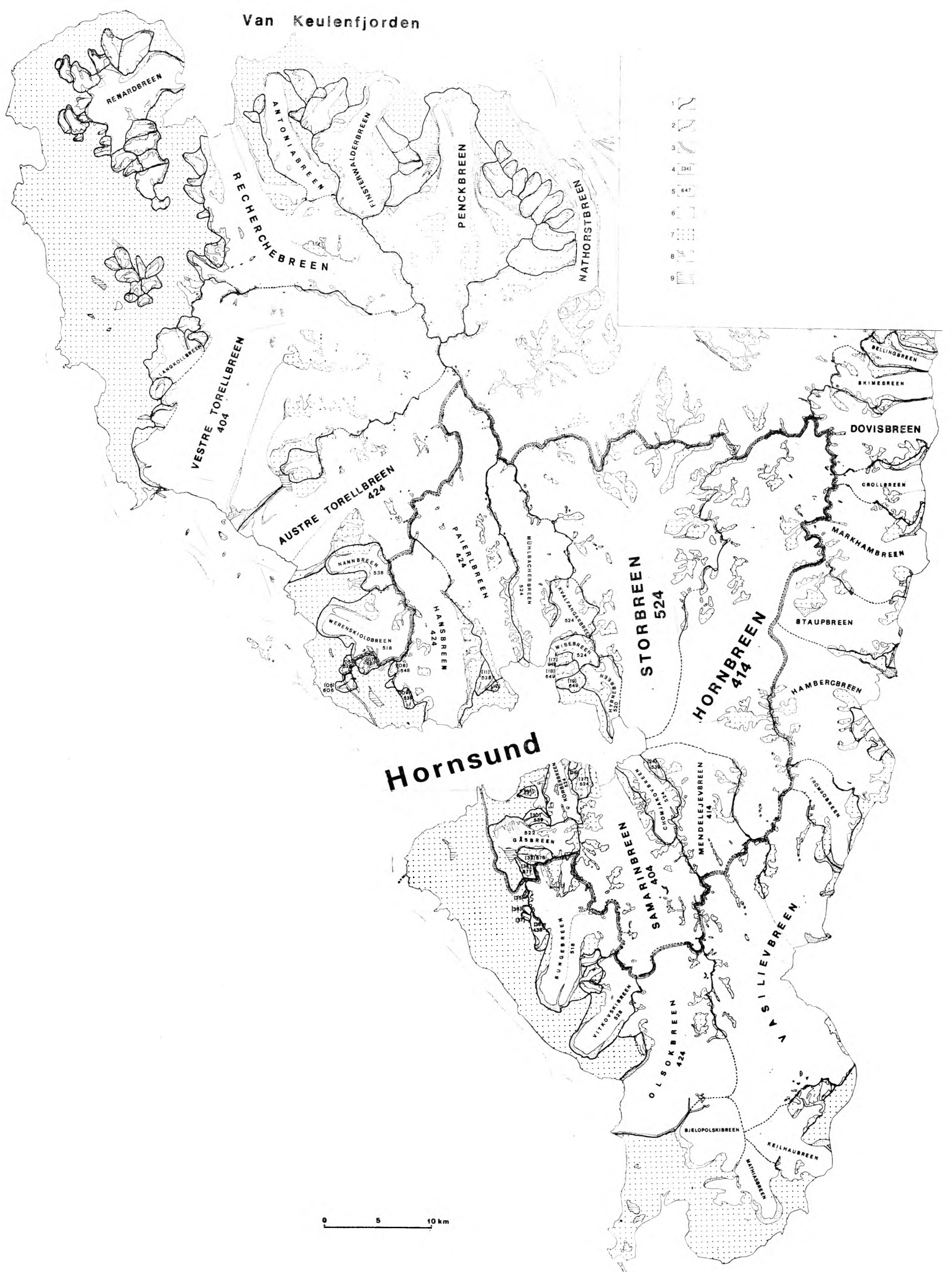
Abstract. Systematic characteristics of glaciers in the Hornsund region are presented. Drainage basins limits were distinguished in southern Spitsbergen and 41 glaciers were classified by a morphological type as well as by thermics zones of ice and glacier dynamics. The glacial basin of Hornsund Fiord were delimited and some elements of morphometry for 28 glaciers of this basin were analysed. The glaciers of the Hornsund region were compared with glaciers of other Spitsbergen regions.

А б с т р а к т. В статье представлена систематическая характеристика ледников в районе Хорнсунна. Выделены границы ледниковых бассейнов на южном Шпицбергене и на этом фоне — гляциальный бассейн Хорнсунна. Автор составил классификацию 41 ледника с точки зрения морфологического типа, термики и динамики. Для 28 ледников бассейна Хорнсунна выполнен анализ некоторых элементов их морфометрии. Ледники Хорнсунна сравнивались с ледниками других районов Шпицбергена.

Wstęp

W literaturze glaciologicznej Spitsbergenu brak jest do tej pory systematycznej charakterystyki lodowców zwartego obszaru w skali szczegółowej. Otoczenie Hornsundu, będące terenem szczególnego zainteresowania wypraw polskich, również nie posiadało tego typu opracowania. Monograficzna praca L. S. Troickiego i innych (1975), stawiając na plan pierwszy problemy zlodowacenia całego Svalbardu, nie wnikała w zagadnienia szczegółowe poszczególnych części archipelagu. Brak takiego

* Katedra Geomorfologii Krasu Uniwersytetu Śląskiego, ul. Mielczarskiego 60, 41-200 Sosnowiec



Rys. 1. Mapa basenów glacialnych południowego Spitsbergenu. Wyróżniono basen Hornsundu. Nazwy lodowców w języku norweskim:
 1 — granica basenów — przebieg pewny, 2 — granica basenów — przebieg przypuszczalny, 3 — granica basenu Hornsundu, 4 — numer lodowca (zgodny z tab. 2), 5 — typ lodowca wg klasyfikacji P.S.F.G. (por. tab. 1), 6 — lodowce, 7 — obszary wolne od lodu, 8 — moreny, 9 — jeziora

fig. 1. Glacial basins of southern Spitsbergen. Limit of the Hornsund glacial drainage basin is distinguished. Glacier names in Norwegian:
 1 — distinct ice divides (basin boundaries), 2 — uncertain ice divides, 3 — boundary of the Hornsund drainage basin, 4 — glacier number (according to Table 2), 5 — glacier type code according to classification used by the P.S.F.G. (cf. table 1), 6 — glaciers, 7 — unglaciated area, 8 — moraines, 9 — lakes.

opracowania sprawiał, że w badaniach glaciologicznych, geomorfologicznych czy hydrologicznych rejonu Hornsundu występowały trudności w określaniu zasięgu zjawisk, lub dokonywaniu porównań pomiędzy poszczególnymi lodowcami (np. wiązanie badanych zjawisk z typem dynamicznym, morfologicznym lub cechami morfometrycznymi).

Celem niniejszej pracy jest dokonanie klasyfikacji morfologicznej oraz analizy morfometrycznej lodowców spływających w kierunku basenu Hornsundu.

Praca stanowi podsumowanie dotychczasowych danych o lodowcach tego obszaru, zawiera (w miarę systematyczne) zestawienie informacji z literatury i najnowszych badań autora. Badania te prowadzone były w terenie w latach 1978, 1982 i 1983. W dużym stopniu wykorzystano także wyniki analizy glaciologicznej zdjęć lotniczych, jak również fotogrametryczne opracowania pomiarowych zdjęć naziemnych. Oprócz tego zadaniem pracy jest wskazanie różnic i podobieństw pomiędzy poszczególnymi lodowcami rejonu Hornsundu, a także pomiędzy nimi a lodowcami innych rejonów Spitsbergenu.

Materiały i metody badań

Analiza stanu lodowców sprowadza się do zebrania i zinterpretowania wszystkich dostępnych materiałów na temat każdego z badanych lodowców. Analiza morfologii prowadzona była przez obserwacje w terenie, ale głównie na podstawie zdjęć lotniczych z lat 1936, 1960, 1961 oraz istniejących norweskich map topograficznych. Pomocne były zdjęcia dokumentacyjne wykonane ze szczytów górskich lub z pokładu śmigłowców.

Podstawą klasyfikacji morfologicznej było określenie granic poszczególnych basenów glacialnych i samych lodowców, a także wydzielenie stref akumulacji i ablacji. Granice basenów lodowcowych wyznaczono na podkładzie w podziałce 1:100 000 (mapa obrazująca stan z 1936 r.). W przypadku możliwości jednoznacznego określenia granica basenu zaznaczona była linią ciągłą, natomiast w odniesieniu do przebiegu przypuszczalnego używano linii przerywanej (ryc. 1). Istotną pomocą w wyznaczaniu granic była interpretacja stereoskopowa pionowych zdjęć lotniczych z 1960 i 1961 roku i skośnych zdjęć lotniczych z 1936 roku. Mimo to rozdzielenie wspólnych pól akumulacyjnych lodowców typu spitsbergeńskiego (np. Amundsenisen, Mefonna, Sørkappfonna) między baseny poszczególnych lodowców uznać należy za przybliżone. Przyczyną jest zupełny brak danych z topografii podlodowcowej tych obszarów.

Dolne zamknięcie basenów prowadzono u podstawy czołowych wałów lodowo-morenowych. Autor wyszedł z założenia, że obecność reliktwego lodu lodowcowego we wnętrzach tych moren wiąże je pośrednio z systemem lodowcowym i należy je brać pod uwagę, analizując bilans masy

lodowej całego basenu glacialnego. Ponadto wały moren czołowych stanowią wyraźną granicę, poza którą w ciągu XX wieku nie sięgały procesy glacialne.

W przypadku konfluencji lodowców o różnych nazwach, łączny system lodowcowy, okreśłany jest nazwą lodowca głównego lub od nazwy jezora kończącego lodowiec. Nazw używano zgodnie z mapami Norsk Polar-institut 1 : 100 000 (arkusze: Torellbreen, Markhambreen, Sörkapp i Van Keulen). Uwzględniono nowsze nazwy wprowadzone przez polskie wyprawy powojenne (por. Birkenmajer, 1968; Karczewski i in., 1984), zaakceptowane przez Komitet Badań Polarnych Polskiej Akademii Nauk. W odniesieniu do jednego małego lodowca bez nazwy zgłoszono propozycję nazewnictwa, odpowiednio odnotowaną w tekście. Aby jednoznacznie scharakteryzować lodowce, omawiane baseny glacialne otrzymały numerację, a ich granice pokazano na mapie (ryc. 1), która jest uzupełnieniem tabeli 2.

Cechy morfometryczne lodowców badane były na podstawie norweskich map topograficznych 1 : 50 000 (*Topografisk kart...*, 1966), opracowanych na podstawie skośnych zdjęć lotniczych z 1936 roku. Na mapach tych dokonano pomiarów powierzchni lodowców metodą kalki milimetrowej. Zliczenia powierzchni wykonano dwukrotnie dla wszystkich lodowców. W przypadku dwóch lodowców pomiar powierzchni wykonano trzykrotnie. Na podstawie tych danych określono maksymalny błąd względny wyników na $\pm 2,5\%$. Dla dużych lodowców półpokrywowych (sieciowych, spitsbergeńskiego typu) powierzchnia podana jest w przybliżeniu, gdyż na rozległych płaskowyżach pól firnowych wydzielenia granicy basenu glacialnego są przybliżone lub wręcz niepewne.

Autor nie dysponował mapami całego obszaru lodowców basenu Hornsundu w skali 1 : 50 000, więc dla niektórych lodowców podano powierzchnię zaczerpniętą z pracy V. S. Korjakina (1974). Dane te pochodzą z pomiarów na mapach 1 : 100 000. W odniesieniu do pozostałych lodowców wyniki V. S. Korjakina różnią się o 10% (maksymalnie) od wyników autora (pomiaru na mapach 1 : 50 000). Różnice te wiązać należy prawdopodobnie z odmiennym wyznaczeniem lododziałów oraz mniejszą precyzją pomiarów na mapach w mniejszej podziale. Prezentowane dane należy uznać za dokładniejsze od wyników V. S. Korjakina.

W czasie, jaki upłynął od 1936 roku, nastąpiły wyraźne zmiany powierzchni lodowców przez cofnięcie się czoł, ogólnie zaś obniżenie się dolnych części jezorów spowodowało ich zmniejszenie. W związku z trudnościami z jednoznacznym wyznaczeniem bocznych granic lodowców, zwłaszcza na zdjęciach lotniczych z początku lata (obecność maskującego śniegu), pomiary zmian powierzchni lodowców dotyczyły tylko strefy czołowej. Pomiary objęły zmiany w okresach 1936—1960/1961 i 1960/1961—1983 i dotyczyły jedynie lodowców uchodzących do morza.

Pewnym wyjątkiem jest lodowiec Hyrne i lodowiec Stor. Powierzchnię

lodowca Hyrne zmierzono tylko w 1983 roku oraz określono ubytek powierzchni od 1961 roku. Powodem była trudność w odpowiednio jednoznacznym wyznaczeniu granicy jeziorów Hyrne i Stor w 1936 roku (brak dostatecznych wskaźników na mapie i na zdjęciach lotniczych).

Oddzielnym problemem było wyznaczenie powierzchni lodowców karowych lub lodowców dolinnych, których czoła są pokryte warstwą moreny ablacyjnej. Przyjęto zasadę, że mierzona będzie tylko powierzchnia czystego lodu.

Aby zaprezentować zróżnicowanie wysokościowe lodowców, podano ich skrajne wysokości, odczytane z mapy topograficznej o cięciu poziomowym 50 m. Dotyczą one początku i końca osiowego profilu podłużnego. O ile wysokość minimalna określa najniższy poziom, na którym występuje czysty lód lodowcowy, o tyle wysokość maksymalna dotyczy najwyższego punktu profilu podłużnego lodowca, prowadzonego wzdłuż jego osi. W obrębie lodowca mogą zatem istnieć i istnieją fragmenty pól akumulacyjnych położonych wyżej. Nie zajmują one jednak dużych powierzchni.

Długość lodowca stanowi istotną informację o jego rozciągłości liniowej. Mierzono ją krzywomierzem na mapach 1 : 100 000 wzdłuż osi lodowca — centralnej linii płynięcia (wyniki w tab. 3). W przypadku lodowców złożonych pomiar prowadzono od górnej części głównego pola akumulacyjnego do czoła. Najczęściej była to najdłuższa możliwa do zmierzenia linia profilu zgodnego z kierunkiem ruchu mas lodowcowych. Dla lodowca Horn zmierzono długość profili wzdłuż jego dwóch głównych gałęzi. Pomiar krzywomierzem powtarzano za każdym razem trzykrotnie, z dokładnością $\pm 0,1$ km i obliczano wynik średni.

Na podstawie długości profilu osiowego lodowca i różnic wysokości między jego końcami obliczono średnie nachylenie lodowca (wzdłuż tego profilu). W przypadku lodowców uchodzących do morza dla obliczenia średniego spadku, jako minimalną brano wysokość lodowego klifu czoła, która waha się w granicach 40 m n.p.m. — 60 m n.p.m. Obliczone wartości nachyleń średnich powierzchni lodowców dają pogląd na zróżnicowanie stromości jeziorów różnych typów (tab. 3).

Obliczono także krzywe hipsometryczne charakterystycznych lodowców basenu Hornsundu. Wykreślono je na podstawie pomiarów powierzchni pomiędzy poziomiami (cięcie co 50 m) wspomnianą metodą kalki milimetrowej, z dokładnością podaną poprzednio. Profile podłużne lodowców, wykreślone dla wybranych typów, dotyczą osi tych lodowców. Konstrukowano je na podstawie map 1 : 50 000 (stan w 1936 roku) i map 1 : 20 000, opracowanych na podstawie zdjęć lotniczych z 1960 roku i 1961 roku, pomniejszych do skali 1 : 50 000 (wykorzystując cięcie poziomicowe co 25 m). W odniesieniu do lodowców Gås i Niger wykorzystano mapę 1 : 25 000 wykonaną w 1938 roku przez W. Pillewizera (1939), o cięciu poziomowym 20 m, zamiast norweskiej mapy w skali 1 : 50 000. Mapę

W. Pillewizera zestawiono ze specjalnie opracowaną mapą (1 : 25 000), wykonaną na podstawie zdjęć lotniczych z 1961 roku o cięciu poziomicowym co 20 m.

Pionowe, panchromatyczne zdjęcia lotnicze, które były szeroko wykorzystane w opracowaniu, miały podziałkę ok. 1 : 50 000. Zostały one szczegółowo scharakteryzowane we wcześniejszej pracy autora (J a n i a, 1987). Opierając się na tych zdjęciach, prowadzono interpretację glaciologiczną oraz opracowano topograficznie lodowce (metodą fotogrametrii). Efektem tych prac jest wspomniana mapa 1 : 20 000. Sposób jej opracowania i charakterystyka treści zawarta jest we wspomnianej pracy autora. Niestety, z powodu nadmiernych zniekształceń odbitek papierowych zdjęć lotniczych uzyskanych z Norwegii, mapa nie obejmuje całego basenu lodowcowego Hornsundu.

Klasyfikacja morfologiczna lodowców

Na południowym Spitsbergenie spotkać można lodowce różniące się cechami morfologicznymi, ale też procesami zachodzącymi w ich obrębie. Problemy klasyfikacji morfologicznych lodowców stanowią przedmiot licznych i powtarzających się dyskusji w literaturze glaciologicznej, geomorfologicznej i geograficznej.

Dawniejsze klasyfikacje (z końca XIX wieku i z pierwszych dziesięcioleci XX wieku) lodowców spitsbergeńskich dyskutowane są obszernie przez V. S. K o r j a k i n a (1975a, s. 10—12), a także przez S. B a r a n o w s k i e g o (1977, s. 7—8), nie będą więc tutaj omawiane.

Celem możliwie pełnego scharakteryzowania lodowców otoczenia Hornsundu przedstawione zostaną nowsze propozycje klasyfikacyjne, z których każda reprezentuje nieco odmienne podejście do zagadnienia typologii lodowców. Zestawienie ich ze sobą pozwala uwzględnić podobieństwa i różnice pomiędzy poszczególnymi lodowcami, a także wskazać ich miejsce w systematyce lodowców kuli ziemskiej.

Klasyfikacja morfologiczna W. H. A h l m a n n a (1948), z pewnymi modyfikacjami innych autorów, jest często cytowana w literaturze glaciologicznej i w licznych podręcznikach. Jej istotą jest wyróżnienie 3 głównych grup:

1) lodowce w postaci ciągłych pokryw z lodem spływającym na zewnątrz we wszystkich kierunkach,

2) lodowce w postaci zaznaczających się strumieni lodowych z możliwością wskazania ich głównego kierunku przemieszczania,

3) lodowce rozpościerające się w postaci większych lub mniejszych pokryw na przedpolu zlodowaconych rejonów górskich.

Lodowce grupy pierwszej obejmują formy niezależne od rzeźby tere-

nu, grupy drugiej i trzeciej są zależne od topografii. Lodowce z grupy trzeciej nie mogą istnieć samoistnie.

V. S. Korjakin (1975a) zaproponował rozbudowaną klasyfikację odnoszącą się wyłącznie do archipelagu Svalbard. W zasadzie opiera się ona na wspomnianej klasyfikacji W. H. Ahlmann. Powołuje się jednak na stwierdzenie wzięte z podręcznika P. A. Šumskiego (1968), który definiując lodowiec, zwraca uwagę na związek strefy zasilania ze strefą ubytku lodu i uwypukla morfologiczną specyfikę obu stref oraz ich różnicowanie. V. S. Korjakin, oceniając morfologiczny typ lodowca, stosował trzy główne kryteria: związek z rzeźbą podłoża, wspólnotę lub oddzielność stref zasilania i ubytku lodu, rozkład wysokościowy powierzchni lodowca. To ostatnie kryterium uznane było za pomocnicze. Autor ten wyróżnił na Svalbardzie trzy główne grupy lodowców:

- 1) lodowce górskie,
- 2) lodowce półpokrywowe,
- 3) lodowce pokrywowe.

W grupie lodowców górskich wydzielił:

- 1) lodowce karowe,
- 2) lodowce dolinne,
- 3) lodowce dolinne złożone,
- 4) lodowce dendrytyczne,
- 5) lodowce przedgórskie,
- 6) lodowce wiszące,
- 7) lodowce rozczłonkowanych płaskowyży i płaskich wierzchołków,
- 8) lodowce transfluentne (przerzutowe).

W grupie lodowców półpokrywowych wyróżniono 2 podgrupy. Podgrupę I stanowią lodowce dostosowane do negatywnych form terenu:

- 1) lodowce dolinne dwuspływowe,
- 2) lodowce — amfiteatry,
- 3) lodowce dolinne półpokrywowe,
- 4) złożone dolinne lodowce półpokrywowe,
- 5) złożone dolinne lodowce dwuspływowe,
- 6) lodowcowy płaskowyż z jezorami wyprowadzającymi.

Podgrupa II obejmuje lodowce półpokrywowe związane z pozytywnymi (wypukłymi) formami terenu, w tym następujące typy:

- 1) czapy lodowe,
- 2) lodowcowe czapy z jezorami wyprowadzającymi,
- 3) lodowcowe czapy z częściowo pogrzebanym cokołem.

Typ lodowców płaskowyżowych nie jest zaliczany ani do pierwszej, ani do drugiej podgrupy.

Lodowce pokrywowe, charakterystyczne dla Ziemi Północno-Wschodniej (nie występują na badanym obszarze) odpowiadają lodowcowym czapom lub czapom lodowym („ice cap”) według innych klasyfikacji.

Przedstawiona klasyfikacja V. S. Korjakina (1975a) wydaje się

nadmernie rozbudowana i niektóre typy trudno rozróżnić od innych — zawartych w tej samej klasyfikacji. Jej niewątpliwą zaletą jest szersze spojrzenie przestrzenne, które sprawia, iż rozpatrywany jest cały system lodowcowy lub system lodowców. Ma tu miejsce bardzo korzystne przechodzenie od ogółu do szczegółu. Inna zaleta tej pracy to wydzielenie trzech głównych grup lodowców (górskie, półpokrywowe, pokrywowe), zgodnie z etapami rozwoju zlodowacenia Svalbardu. Tak więc elementy klasyfikacji V. S. Korjakina mogą być użyteczne przy rozpatrywaniu ewolucji zlodowacenia południowego Spitsbergenu. W związku z powyższymi zaletami, a także z powodu znaczenia pierwszej monografii glaciologicznej Spitsbergenu, w której jest zawarta (Troicki i in., 1975), lodowce rejonu Hornsundu poddano morfologicznej klasyfikacji według zreferowanej typologii V. S. Korjakina.

Bezpośrednią kontynuacją prac klasyfikacyjnych W. H. Ahlmana (1948) są propozycje R. de Q. Robina (1967). Wykorzystano je w pracach instytucji znanej pod nazwą Permanent Service on the Fluctuations of Glaciers (PSFG) jako klasyfikację „orientacyjną” (Müller, 1977; Haeblerli, 1985). Klasyfikacja PSFG jest kodowana w formie cyfrowej, przy czym każda z trzech cyfr kodu zawiera informację o innej cesze morfologicznej. Z powodu prostoty, jednoznaczności i wygody użycia, a także nawiązywania do systemu klasyfikacji stosowanego w publikacjach PSFG oraz World Glacier Inventory, w niniejszej pracy jest ona używana jako podstawowa. Jej specyfiką jest klasyfikowanie konkretnego lodowca — konkretnego obiektu badań. Klasyfikacja ta nie zajmuje się wzajemnym układem przestrzennym i związkami systemów lodowcowych na badanym terenie, a analizuje typ morfologiczny poszczególnych lodowców. Pełne założenia klasyfikacji i jej charakterystykę daje praca *Perennial ice and snow masses...* (1970).

Klasyfikacja PSFG składa się z trzech określeń:

- klasyfikacja podstawowa (pierwsza cyfra kodu).
- forma lodowca (druga cyfra kodu).
- charakterystyka czoła (trzecia cyfra kodu).

W każdym z trzech elementów klasyfikacji wydzielono 10 typów morfologicznych w odniesieniu do całości lub części czołowej lodowca (tab. 1).

Lodowce otoczenia Hornsundu zostały sklasyfikowane według typologii PSFG i propozycji V. S. Korjakina (1975a). Zbadano 41 lodowców szerszego otoczenia fiordu, poczynając od zachodniego lodowca Torell, a na lodowcu Olsok kończąc. Tę prac klasyfikacyjnych był podział Spitsbergenu południowego na baseny glacialne (ryc. 1). W ich obrębie wydzielono basen lodowcowy Hornsundu, w przypadku którego prowadzono szczegółową analizę morfologii i niektórych cech morfometrii lodowców.

W czasie referowanych prac klasyfikacyjnych rozpatrywano typy wszystkich lodowców dużych i większości małych lodowców (samodzielnych). Pomijano niewielkie lodowce fartuchowe i karowe, które blisko

Tabela 1

Klasyfikacja morfologiczna lodowców stosowana przez Permanent Service on the Fluctuations of Glaciers (*Perennial ice...*, 1970; Müller, 1977)

Table 1

Morphological classification of glaciers used by Permanent Service on the Fluctuations of Glaciers (*Perennial ice...*, 1970; Müller, 1977)

Grupa klasyfikacyjna Classification group	Kod Code			Nazwa typu lodowca Glacier type name	Objaśnienia Explanations
	I	II	III		
1	2	3	4	5	6
Klasyfikacja podstawowa (I)	0			mieszany	żaden z wymienionych poniżej
	1			kontynentalna pokrywa lodowa	lód pokrywa obszary wielkości kontynentalnej
	2			pole lodowe	masy lodowe typu pokrywy o grubości nie wystarczającej do zakrycia topografii podłoża
	3			czapa lodowa	masa lodowa kopulastego kształtu z radialnymi kierunkami płynięcia lodu
	4			lodowiec wypływowy (wyprowadzający)	lodowiec drenujący pokrywę lodową lub czapę lodową, zwykle w formie lodowca dolinnego; granice basenu nie są jasno określone
	5			lodowiec dolinny	lodowiec zajmujący dolinę górską; granice basenu są wyraźne
	6			lodowiec górski	lodowiec cyrkowy, niszowy, kraterowy lub stokowy (fartuchowy), a także grupy małych jednostek
	7			lodowczyk i pole śnieżne	lodowczyk jest małą masą lodową o kształcie nieregularnym i niewidocznym wzorze ruchu; istnieje przez co najmniej 2 kolejne sezony letnie
	8			lodowiec szelfowy (półka lodowa)	pływająca pokrywa lodowa o znacznej grubości, towarzysząca wybrzeżu, zasilana przez lodowiec, akumulację śnieżną na powierzchni lub denne przy-marzanie

1	2	3	4	5	6
	9			lodowiec gruzowy	masa nieregularnych bloków skalnych w kształcie lodowca w cyrku lub w dolinie, zawierająca wewnętrzny lód i przesuwająca się powoli w dół stoku
Forma lodowca (II)		0		mieszany	żaden z wymienionych poniżej
		1		połączone baseny	dwa lub więcej pojedynczych lodowców dolinnych, łączących się i współpływających
		2		basen złożony	dwa lub więcej pojedynczych basenów akumulacyjnych zasilających jeden system lodowcowy
		3		basen pojedynczy	pojedynczy basen akumulacyjny
		4		cyrk	zajmuje oddzielne, otoczone stromymi ścianami skalnymi, miejsca w górach
		5		nisza	mały lodowiec uformowany w inicjalnym żlebie w kształcie niszy lub depresji na stoku górskim; ogólnie biorąc, forma ta jest powszechniejsza niż genetycznie późniejsze cyrki glacialne
		6		krater	występuje w wygasłych lub drzemiących kraterach wulkanicznych powyżej regionalnej linii śniegu
		7		lodowiec fartuchowy	nieregularna, zwykle cienka masa lodowa, pokrywająca płaszcz stoku góry lub pasma górskiego
		8		grupa	kilka podobnych mas lodowych istniejących w bliskiej odległości i za małych, by rozpatrywać je oddzielnie
		9		resztki	nieaktywna, zwykle mała masa lodowa, pozostawiona przez wycofujący się lodowiec
			0	mieszany	żaden z wymienionych poniżej
			1	piedmontowy	pole lodowe uformowane na nizinie przez boczną ekspansję jednego lub kilku współpływających lodowców
			2	rozszerzająca się stopa	łapa lub stożek lodu uformowany w sytuacji gdy dolna część lodowca opuszcza wąską dolinę i rozszerza się na mniej ograniczonej i bardziej poziomej powierzchni

1	2	3	4	5	6
Charakterystyka czoła (III)			3	lobowe (płatowe)	część pokrywy lodowej lub czapy lodowej nie sklasyfikowanej jako lodowiec wypływowy lub dolinny
			4	cielące się	czoło lodowca uchodzącego do morza lub jeziora, produkujące góry lodowe, włączając do tej klasy suche cielenie się na lądzie w przypadku dolin zawieszonych
			5	współpłynące, nie łączące się	boczny lodowiec dopływa do głównego i nie łączy się z nim, zachowuje oddzielne czoło
			6	nieregularny, przeważa czysty lód	nieregularny przebieg czoła, zwykle lodowców górskich i dolinnych, bez pokrywy gruzowej
			7	nieregularne, w przewodzie pokryte gruzem	nieregularny przebieg czoła, zwykle lodowców górskich i dolinnych, ze znaczną okrywą gruzową
			8	pojedynczy jęczor (lob) z przewagą czystego lodu	pojedyncza łapa lodowca górskiego lub dolinnego bez pokrywy gruzowej
			9	pojedynczy jęczor (lob) w przewodzie pokryty gruzem	pojedyncza łapa lodowca górskiego lub dolinnego ze znaczną pokrywą gruzową

sąsiadują lub łączą się z systemami lodowców dużych, natomiast analizowano wszystkie małe lodowce w dolinach wolnych od lodu i w strefie stoków górskich wybrzeża, czyli tam, gdzie obecność lodowca (nawet małego) wybija się na tle otoczenia.

W odniesieniu do dużych lodowców uchodzących do morza (np. Torell, Olsok) wystąpiły trudności z zakwalifikowaniem typu ich czoł. Są to jezory mające klifowe, cielące się czoła, ale jednocześnie rozległe części jezorów kończą się na lądzie i tworzą charakterystyczną strefę marginalną. Według typologii PSFG należałoby zaklasyfikować takie czoło jako mieszane. Uznano jednak, iż niezwykle charakterystyczne są długie odcinki cielących się klifów lodowych, właśnie one zostały dlatego uwypuklone w przeprowadzanej klasyfikacji. W celu uściślenia dodano w tab. 2 (w uwagach) odpowiednie wyjaśnienia.

Wyniki prac klasyfikacyjnych nad lodowcami otoczenia Hornsundu zawarto w treści tab. 2. Obejmują one 41 lodowców i systemów lodowcowych. Spośród nich 8 to lodowce wypływowe (półpokrywowe). Lodowców dolinnych jest 18, małych zaś lodowców górskich (karowe, fartuchowe, resztki) naliczono 15.

Lodowce dolinne kończą się zazwyczaj na lądzie w formie pojedynczej łapy (11 przypadków), natomiast lodowce półpokrywowe wpadają do morza. Łącznie 14 lodowców ma czoło w postaci cielącego się klifu. Małe lodowce górskie kończą się zawsze na lądzie.

Do basenu glacialnego Hornsundu należy 28 spośród badanych lodowców. Dziesięć z nich to lodowce górskie. Lodowców dolinnych jest 13, z czego 7 uchodzi do morza, a 6 kończy się na lądzie. W odniesieniu do tych ostatnich czoła jezorów mają zazwyczaj lód czysty (nie pokryty warstwą moreny ablacyjnej).

Lodowce wypływowe (półpokrywowe) należą do największych i w basenie Hornsundu jest ich 5. Czoła wszystkich mają charakter cielącego się klifu lodowego. Zagadnienia stosunku formy lodowca do jego termiki, dynamiki oraz cech morfometrycznych omówione zostaną w końcowej części pracy.

Uwagi o termice lodowców

Niezależnie od cech morfologicznych lodowców, które są wypadkową pomiędzy obfitością nagromadzonych mas lodowych a charakterem rzeźby podłoża, różnią się one od siebie termiką i szybkością ruchu.

Stan termiczny lodowców ma istotne znaczenie dla przebiegu procesów glacialnych. Bezpośrednie zbadanie termiki lodowców Hornsundu jest słabe, a wnioskowanie o temperaturze lodu na podstawie przesłanek pośrednich wymaga znajomości prawidłowości kształtowania się termiki lodowców, należy zatem zatrzymać się nieco przy tych zagadnieniach, przy-

Tabela 2

Klasyfikacja lodowców rejonu Hornsundu (Spitsbergen). Numery lodowców odpowiadają numerom na mapie (ryc. 1)

Table 2

Classification of the Hornsund region glaciers (Spitsbergen). Numbers of the glaciers correspond with the numbers on the map (fig. 1)

Numer lodowca Glacier number	Nazwa lodowca Glacier name	Położenie geograficzne Geographical co-ordinates		Kod klasyfikacji PSFG (por. tab. 1) PSFG classification code (cf. table 1)	Klasyfikacja morfologiczna wg V. S. Korjakin a (1975a) Morphological classification after V. S. Korjakin (1975a)	Klasyfikacja termiczna (por. ryc. 2) Thermic classification (cf. Fig. 2)	Klasyfikacja dynamiczna Dynamic classification	Uwagi Remarks
		N	E					
1	2	3	4	5	6	7	8	9
01	Westre Torell	77°18'	14°52'	404 ^a	złożony dolinny, dwuspływowy	termika złożona — typ D	przewaga ślizgu dennego	^a basen złożony z kilku pól akumulacyjnych i kilku współpłynących jeziorów;
02	Austre Torell	77°11'	15°20'	424 ^a	złożony półpokrywowy	jw.	jw.	
03	Nann	77°08'	15°20'	538	dolinny	termika złożona — typ B	przewaga deformacji	czolo w formie
04	Werenskiold	77°05'	15°23'	518	dolinny	jw.	jw.	cielącego się
05	Bratteg	77°03'	15°17'	528	jw.	jw.	wyłącznie deformacje	klifu i rozszerzającej się
06	Gångpassbreen	77°02'	15°18'	606 ^b	—	zimny (?)	jw.	stopy
07	Eimfjellbreane	77°03'	15°22'	687	—	zimny	jw.	^b lodowiec prze-
08	Skålfjellbreen	77°03'	15°27'	648	karowy	jw.	jw.	łączowy; po-
09	Arie	77°01'	15°31'	538	dolinny	termika złożona — typ B	jw.	siada elemen-
10	Hans	77°05'	15°38'	424	złożony dolinny, półpokrywowy	termika złożona typ C	przewaga ślizgu dennego	ty lodowca
11	Sofie	77°02'	15°47'	538	dolinny	termika złożona — typ B	przewaga deformacji	fartuchowego i płytkiego cyrku

1	2	3	4	5	6	7	8	9
12	Princesse	77°02'	15°50'	649	karowy	zimny	wyłącznie deformacje	
13	Paierl	77°08'	15°45'	424	dolinny półpokrywowy	termika złożona — typ C	przewaga ślizgu dennego	
14	Mühlbacher	77°07'	15°56'	524	dolinny złożony	jw.	jw.	
15	Kvalfangar	77°06'	16°06'	524	jw.	jw.	jw.	
16	Wibe	77°04'	16°10'	524	jw.	jw.	jw.	
17	Kruse	77°03'	16°06'	949	karowy	zimny	martwy	
18	Urne	77°03'	16°07'	649	jw.	jw.	wyłącznie deformacje	
19	Lorch	77°02'	16°07'	649	jw.	jw.	jw.	
20	Hyrne	77°03'	16°20'	520	dolinny złożony	termika złożona — typ D	przewaga ślizgu dennego	
21	Stor	77°09'	16°22'	524 ^c	jw.	jw.	jw.	^c część czoła cieleca się, część
22	Horn	77°04'	16°49'	414	złożony dolinny, półpokrywowy	jw.	jw.	spoczywa na
23	Mendelejev	76°55'	16°36'	414	jw.	jw.	jw.	ładzie —
24	Bauta	76°58'	16°26'	539	dolinny	zimny (?)	wyłącznie deformacje	kształt nieregularny z lodem czystym
25	Chomjakov	76°57'	16°26'	524	dolinny złożony	termika złożona — typ C	przewaga ślizgu dennego	
26	Samarin	76°52'	16°24'	404	złożony dolinny, dwuspływowy	jw.	jw.	
27	Peters	76°57'	16°10'	524	dolinny złożony	jw.	jw.	
28	Reischacht ^d	76°57'	16°08'	648	karowy	zimny	wyłącznie deformacje	^d propozycja nazwy od sąsiedniego
29	Körber	76°57'	16°05'	524	dolinny złożony	termika złożona — typ C	przewaga ślizgu dennego	szczytu

1	2	3	4	5	6	7	8	9
30	Nordfall	76°55'	16°00'	539	dolinny	termika złożona — typ B	przewaga deformacji	
31	Niger	76°57'	15°58'	649	karowy	zimny	jw.	
32	Gås	76°54'	16°02'	522	dolinny złożony	termika złożona — typ B	jw.	
33	Goës	76°53'	15°59'	676	—	zimny	wyłącznie deformacje	
34	Port	76°53'	15°57'	677	—	jw.	jw.	
35	Gråkal	76°52'	15°57'	648	karowy	jw.	jw.	
36	bez nazwy SI I	76°51'	15°57'	649	jw.	jw.	jw.	
37	bez nazwy SI II	76°51'	15°58'	649	jw.	jw.	jw.	
38	Wieder	76°50'	16°01'	438 ^e	lodowiec roz- członkowanych płaskowyżów i wierzchowin	zimny (?)	jw.	^e lodowiec wy- plywa z po- krywy lodo- wej niewiel- kiego płasko- wyżu
39	Bunge	76°50'	16°08'	518	dolinny złożony	termika złożona — typ B	przewaga deformacji	
40	Vitkovski	76°47'	16°18'	528	jw.	jw.	jw.	
41	Olsok	76°46'	16°26'	424 ^e	złożony dolinny, dwuspływowy	termika złożona — typ D	przewaga ślizgu dennego	

pominając najważniejsze sprawy dotyczące tych prawidłowości. Jest to o tyle uzasadnione, że w polskiej literaturze przedmiotu brakuje systematycznego omówienia tych zagadnień (odpowiednia część pracy S. Baranowskiego (1977) jest wyraźnie niekompletna).

Rozkład temperatury lodu w obrębie lodowca jest wynikiem działania kilku procesów. Wymiana ciepła pomiędzy lodowcem a otoczeniem, wraz z wewnętrznymi źródłami ciepła w samym lodowcu decydują o jego stanie termicznym. Dopływ ciepła odbywa się głównie od powierzchni przez przewodnictwo termiczne lodu (szczególne znaczenie ma bilans termiczny strefy akumulacji). Źródłami ciepła są także tarcie wewnętrzne warstw lodu oraz tarcie o podłoże w czasie ruchu. Dostawa ciepła do wnętrza lodowca dokonuje się również w wyniku przemian fazowych wody oraz dopływu energii geotermalnej od podłoża. Najważniejszymi czynnikami są dopływ ciepła z atmosfery i utajone ciepło krzepnięcia wody przesiąkającej w głąb lodowca. Dostawa energii z atmosfery zmienia się w zależności od strefy klimatycznej oraz warunków mikroklimatycznych, związanych między innymi z wysokością nad poziomem morza.

W rozkładzie temperatury w obrębie lodowców stwierdza się pewne prawidłowości. Zwraca na to uwagę W. B. S. Paterson (1981), wykazując różnice pomiędzy procesami energetycznymi w poszczególnych strefach glacialnych lodowca. Strefy te wyróżnia za C. S. Bensonem (1961) i F. Müllerem (1962). Strefa śniegu suchego znajduje się zwykle w temperaturze wyraźnie niższej od punktu topnienia, czyli ma ujemny bilans energetyczny. Odnosi się to także do umiarkowanych lodowców alpejskich.

Strefa śniegu mokrego znajduje się w temperaturze topnienia, co spowodowane jest krzepnięciem wody poniżej powierzchni lodowca i oddawaniem dużych ilości utajonego ciepła krzepnięcia. Intensywność „ogrzewania” tej części lodowca zwiększa się w dół tej strefy wraz ze wzrostem ilości wód roztopowych, osiągając maksimum w strefie przesiąkania (perkolacji). Wgłębne oddziaływanie tych zjawisk jest tutaj największe. W strefie lodu nałożonego ciepło krzepnięcia wody oddawane jest do atmosfery, gdyż woda zamarza na powierzchni.

W obszarach ablacji śnieg zimowy i lód są roztapiane, ale z powodu nieprzepuszczalności lodu wody roztopowe spływają po powierzchni. Utajone ciepło krzepnięcia nie jest wykorzystywane, gdyż skoncentrowany spływ wód uniemożliwia ich zamarzanie, natomiast w ciągu lata energia cieplna pochodzenia radiacyjnego lub adwekcyjnego jest bardzo słabo przewodzona w głąb strefy ablacyjnej — zużywana jest na powierzchni na topnienie lodu. Wieloletnim efektem tych zjawisk jest stopniowe pogrubianie warstwy lodu zimowego na powierzchni strefy ablacyjnej, przy czym warstwa ta jest najgrubsza przy czole i cienieje w kierunku linii równowagi. Jest to wynik nakładania się strat ciepła podczas kolejnych

zim i niemożności odrobienia tych strat przez letni dopływ ciepła z atmosfery i w postaci energii promienistej.

Powstawanie zróżnicowanej struktury termicznej lodowców wynika z wielu możliwych kombinacji wymienionych czynników kształtujących temperaturę lodu. Dodatkowych komplikacji dostarcza ich zmienność (czyli warunków klimatycznych) w dłuższym okresie, co odbija się na termice narastającej masy firnowej, stopniowo tworzącej lodowiec. Owe zmiany warunków klimatycznych powodują przesuwanie się charakterystycznych stref glacialnych w obrębie lodowca, a tym samym zmieniają warunki kształtowania termiki poszczególnych partii lodowca. Szczególnie istotna jest zmiana reżimu termicznego obszaru akumulacji jako strefy „konserwującej” i kumulującej warunki energetyczne podczas nadbudowywania masy lodowca. Odpowiednio długotrwałe okresy wahań klimatycznych mogą być „utrwalone” w strukturze termicznej lodowca, powodując dalszą komplikację rozkładu przestrzennego temperatur w obrębie konkretnego obiektu badań. Odnosi się to w całej rozciągłości do lodowców Spitsbergenu.

Przypomniane procesy decydują o tym, że temperatura lodowców jest zmienna w różnych ich punktach, klasyczne zaś podziały lodowców (Lagally, 1932; Ahlmann, 1948) opierają się na wyróżnianiu lodowców zimnych i umiarkowanych. Dodawane są także tzw. lodowce przejściowe.

S. Baranowski (1977) zaproponował nową wersję klasyfikacji lodowców, w której wiodące są 3 kryteria podziału:

- kryterium geograficzne (położenie geograficzne i klimatyczne),
- kryterium termiczne (termika lodu),
- kryterium wilgotnościowe (obecność i typ wód ablacyjnych).

Autor ten rozróżnia 3 stany termiczne lodu: zimny, przejściowy i „ciepły”, a także 3 stopnie uwilgotnienia lodowców: suchy, słabowilgotny i wilgotny. Kryterium wiodącym jest stan termiczny lodu lodowcowego poniżej warstwy sezonowych wahań temperatury.

Na podstawie klasyfikacji S. Baranowskiego lodowce Hornsundu zaliczyć trzeba do typu subpolarnego, w którym można wyróżnić 2 typy: lodowce subpolarne morskie i lodowce subpolarne umiarkowanie kontynentalne.

Omawiana klasyfikacja, dzięki swojej pogładowości, nadaje się do regionalizacji lodowców i zjawisk glacialnych w skali kontynentu lub globu ziemskiego. Jest ona jednak trudna do zastosowania w szczegółowych badaniach nad małym obszarem. Zaletą klasyfikacji jest zwrócenie uwagi na stan i charakter wód roztopowych na lodowcach, które pośrednio świadczą o stanie termicznym lodowca.

Interesujące podejście do podziału lodowców ze względu na ich stan termiczny prezentuje W. B. S. Paterson (1981: 192). Za lodowiec umiarkowany uważa on taki, którego cała objętość znajduje się w temperaturze topnienia. Wyjątkiem jest powierzchniowa warstwa o grubości

ok. 15 m, w której zachodzą sezonowe zmiany temperatury. Lodowce, które nie są umiarkowane, traktowane są jako zimne. W. B. S. Paterson różni 3 warianty rozkładu temperatury w lodowcach zimnych:

- 1) cały lód ma temperaturę niższą od punktu topnienia,
- 2) warstwa zimnego lodu jest podścielona ograniczonej grubości warstwą lodu w temperaturze topnienia,
- 3) temperatura topnienia jest osiągnięta tylko w cienkiej, spodniej warstwie lodowca.

Podział ten włącza więc lodowce przejściowe (subpolarne) do kategorii lodowców zimnych.

W świetle powyższych rozważań o genezie stanu termicznego lodowców oraz wspomnianych klasyfikacji zarysowuje się możliwość uproszczonego, ale jednoznacznego podziału lodowców pod względem ich struktury termicznej. Najprostsza i najbardziej jednoznaczna klasyfikacja termiczna winna dzielić lodowce na 3 typy: lodowce umiarkowane, lodowce zimne w całej masie i lodowce o termice złożonej. W kategorii lodowców o termice złożonej można wydzielić różne przypadki. Podział ten jest zbliżony do klasyfikacji Lagally'ego-Ahlmanna, czy Baranowskiego.

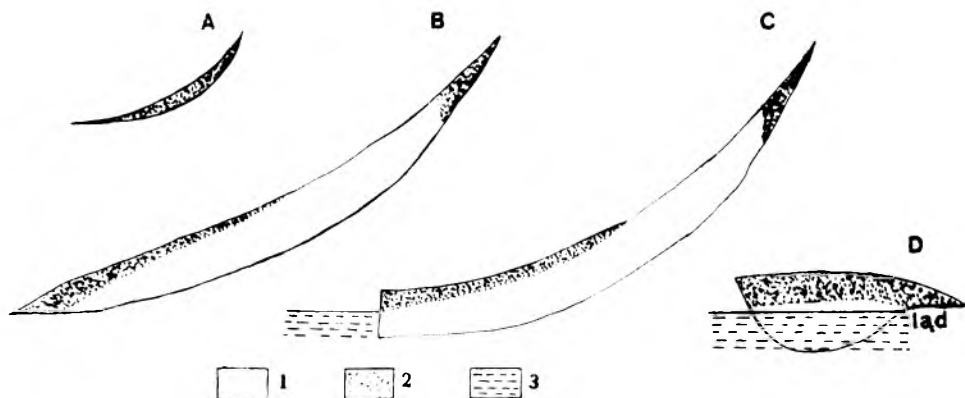
O termice poszczególnych lodowców rejonu Hornsundu wiadomo do tej pory bardzo niewiele. Wnioskowania dotychczasowe opierano tylko na kilku pomiarach S. Baranowskiego (1975, 1977), wykonanych na lodowcu Werenskiöld oraz na obserwacjach zjawisk wodnych. Stosowano także analogie do innych lodowców Spitsbergenu, których termika była znana.

W ostatnich latach przybyło kilka obserwacji bezpośrednich. M. Grześ (1980) badał w lecie 1979 roku temperaturę strefy ablacyjnej lodowca Hans (około 100 m n.p.m.) do głębokości 24 m. Stwierdził on, że poniżej 7,5 m lód znajdował się w temperaturze topnienia, natomiast od powierzchni do 7,5 m temperatury były ujemne (Grześ, 1980: 81, fig. 3).

S. Misztal i M. Pulina (1983) opisali pomiary temperatury w pionowej jaskini lodowej (studni) w lodowcu Werenskiöld. Były one dokonywane w czasie eksploracji jaskini Skilryggaven od powierzchni lodowca (około 320 m n.p.m.) do głębokości 85 m. Pomiary prowadzono na początku października 1983 roku termometrem rtęciowym, z dokładnością odczytu $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ w siedmiu punktach głębokościowych. Termometr umieszczony był w płytkich (12 cm) otworach w ścianie studni lodowcowej. Temperatury poniżej 0°C notowano do głębokości ok. 50 m. Głębiej lód miał temperaturę 0°C . Zaobserwowano także, że od głębokości 60 m lód w ścianach jaskini był plastyczny, a w niewielkiej depresji na głębokości 85 m utrzymywała się woda. Wyniki tych ostatnich pomiarów dotyczą ścian studni lodowcowej, które w październiku przemarzły do głębokości 50 m, wskazują jednak dobitnie na obecność lodu o temperaturze topnienia w dolnych warstwach tego lodowca.

Należy wspomnieć wyniki radzieckiego wiercenia na polu firnowym

Amundsenisen, dokonanego wczesną wiosną 1980 roku. Cały profil wiercenia (ok. 500 m) wykazał obecność lodu w temperaturze topnienia. Jednocześnie natrafiono na 2 poziomy wodonośne w firnie, które świadczą o głębokiej penetracji wód roztopowych w głąb strefy akumulacji (M. Pułina — informacja ustna).



Rys. 2. Schematyczne przekroje przez różne typy lodowców z zaznaczonymi różnicami termicznymi:

1 — lód w temperaturze punktu topnienia, 2 — lód „zimny”, 3 — morze; A — przekrój podłużny lodowca górskiego zimnego w całej masie, B — przekrój podłużny lodowca o termicie złożonej — zaznacza się strefa zimna w górnej części pola akumulacyjnego, a czoło kończące się na lądzie jest przemarznęte do podłoża, C — przekrój lodowca o termicie złożonej, który uchodzi do morza, D — przekrój poprzeczny przez czoło lodowca uchodzącego do morza — widoczne są różnice stanu termicznego jego części lądowej i morskiej

Fig. 2. Simplified cross-sections with indication of the thermal structure of glaciers:

1 — ice at the pressure melting point temperature, 2 — „cold” ice, 3 — sea; A — longitudinal cross-section of a cold mountain glacier, B — longitudinal cross-section of a glacier with the compound thermal structure: in the upper part of the accumulation field a cold zone of firn exists: the resting on the land frontal part is frozen to its bed, C — longitudinal cross-section of a tidewater glacier with compound thermal structure, D — transversal cross-section of a tidewater glacier front — thermal differences between the „marine” and „land” part are indicated

Zestawienie wszystkich pomiarów i obserwacji umożliwia wyróżnienie 3 zasadniczych schematów termiki lodowców otoczenia Hornsundu (ryc. 2). Małe lodowce karowe lub fartuchowe są najprawdopodobniej całe przemarznęte (A). Lodowce dolinne o dużej rozciągłości pionowej mogą mieć niewielkie obszary zimne w strefie śniegu suchego. Lodowce takie oraz lodowce półpokrywowe, kończące się na lądzie charakteryzują się pogrubianiem warstwy lodu zimnego w dół strefy ablacyjnej, aż do pełnego przemarznęcia cieniejącego czoła (B). Lodowce uchodzące do morza chronione są przed ubytkami ciepła przez kontakt z wodą morską. Warstwa lodu chłodnego pogrubia się w kierunku czoła (C), a efekt zimowego wychłodzenia potęgują liczne i głębokie szczeliny, często towarzyszące klifowym czołom takich lodowców, mamy zatem do czynienia z lodowcem o „ciepłym” reżimie termicznym spodnich warstw lodu przy czołe.

W przypadku, gdy część czoła takiego lodowca spoczywa na lądzie, następuje jej przemarznięcie do podłoża (D), tak jak lodowców kończących się na lądzie.

„Ciepły” reżim termiczny wewnątrz dużych lodowców Hornsundu potwierdzają obserwacje zjawisk wodnych. Przed lodowcami: Gås, Vitkovski, Bunge, Werenskiöld, Torell i Nann powstają podczas zimy rozległe i mięszsze pokrywy lodu nalodziowego. Dowodzi to istnienia nie zamarzniętych zasobów wód ablacyjnych w obrębie tych lodowców. W odniesieniu do lodowców kończących się w morzu obserwacje zimowych wypływów wód są bardzo trudne. Przy czole lodowca Hans zaobserwowano funkcjonowanie centralnego wypływu podmorskiego zimą 1982/1983 (S. Rudowski — informacja ustna).

Konkludując, stwierdzić należy, że najistotniejsze różnice w termice lodowców rejonu Hornsundu odnoszą się do stref czołowych. Uwypuklone różnice termiki czoł lodowców Hornsundu (tab. 2) mają ogromne znaczenie m.in. dla sposobu depozycji materiału morenowego.

Dynamika lodowców Hornsundu

Ruch lodu, jego charakter i tempo, należy do ważnych cech lodowców. Wiąże się on z formą i wielkością lodowca, ale także w sposób istotny — z jego termiką oraz obfitością wód ablacyjnych.

H. W. Ahlmann (1948) dał podstawy klasyfikacji dynamicznej lodowców, uwzględniającej szybkość spływu lodowców. Wyróżnił on lodowce:

- aktywne o znacznych szybkościach ruchu i dodatnim bilansie masy (zwykle mające dużą miąższość).
- pasywne o małych szybkościach i bilansie ujemnym lub zerowym (zwykle o małej miąższości lodu),
- martwe — nieruchome.

Jest sprawą oczywistą, że bilans masy wpływa na szybkość ruchu lodowców, ale jest to wpływ pośredni i długofalowy. Podstawowymi czynnikami decydującymi o prędkości lodowca są: jego miąższość, kąt nachylenia dna doliny i powierzchni lodowca, stan termiczny lodu, obecność wody w podłożu. Wzrost miąższości, spadku podłoża, wyższa temperatura lodu i większe ilości wody potęgują ruch. Dotychczasowe badania glaciologiczne ujawniły 2 główne elementy ruchu lodowca: deformację lodu i ślizgenny (boczny). Oba te składniki występują w różnych wzajemnych proporcjach w zależności od kombinacji wspomnianych czynników wpływających na ruch lodowca.

Badania W. Pillewizera (1939) i U. Voigta (1979) jednoznacznie pozwalają określać charakter ruchu na podstawie poprzecznego profilu prędkościowego przez jezor.

Ruch typu blokowego (skibowego) charakteryzuje się nagłym przyrostem prędkości przy brzegach lodowca. Jest to efekt ślizgu dennego i bocznego jęzora w dolinie glacialnej. W obrębie lodowca, w różnych jego częściach, występować mogą różne rodzaje ruchu i różne szybkości. I tak w przypadku pola firnowego charakterystyczny jest zazwyczaj ruch typu deformacyjnego. Analiza ruchu lodowców Hornsundu koncentrować się będzie w strefie ablacyjnej — dotyczyć będzie jęzora w pobliżu czoła (ale nie samego czoła). Wiąże się to z rolą szybkości ruchu lodu w procesach sedymentacji glacialnej.

Modyfikując nieco klasyfikację W. H. Ahlmana (1948) i biorąc pod uwagę proporcje między deformacjami lodu a ślizganiem się lodowca po podłożu, wyróżnić można 3 kategorie dynamiczne lodowców:

- 1) lodowce o znacznych szybkościach ruchu, którego głównym elementem jest ślizg denny;
- 2) lodowce o małych prędkościach, o których decydują deformacje lodu, a ślizg denny jest mały lub sporadyczny;
- 3) lodowce znajdujące się w bezruchu lub o nieznacznych deformacjach lodu.

Podobnie jak wiele cech lodowców również szybkość ulega zmianom w czasie. Ruch słabnie w okresie zimy, a potęguje się w okresie ablacji. Ponadto zmieniają się także proporcje pomiędzy deformacjami lodu a ślizgiem. W niniejszej pracy rozważano ruch lodowców w okresie ablacyjnym.

Poza sezonowymi fluktuacjami prędkości występują cykliczne lub epizodyczne przyspieszenia ruchu, zwane „surge”, dlatego też osobno należy wydzielić lodowce pulsujące (typu „surge”). Z uwagi na fakt, że w dłuższych okresach charakter ruchu lodowców może ulegać zmianie, zjawisko „surge’u” może obejmować lodowce wymienione w punktach 1 i 2. Lodowce pulsujące, obserwowane aktualnie, można określać tym mianem, lodowce zaś pulsujące epizodycznie lub w długich odstępach czasu należy traktować oddzielnie. Na podstawie danych z obserwacji oraz analizy cech powierzchni lodu i stref marginalnych, do grupy pierwszej należą lodowce: Körber, Stor, Paierl, do grupy drugiej zaś lodowce: Torell, Werenkiold, Hans, Horn, Chomjakov, Peters, Gås, Bunge.

W rejonie Hornsundu (podobnie zresztą jak na całym Spitsbergenie) brak jest systematycznych badań nad szybkością ruchu lodowców. Pierwsze pomiary wykonał W. Pillewizer (1939) metodą fotogrametryczną paralaksy czasowej latem 1938 roku. Dla lodowca Gås wyliczył on średnią prędkość roczną $20 \text{ m} \cdot \text{rok}^{-1}$ — $32 \text{ m} \cdot \text{rok}^{-1}$ (w różnych profilach poprzecznych jęzora), natomiast maksymalna dobową prędkość w ciągu 34 dni pomiarowych (sierpień—wrzesień) w dniach 20—26 sierpnia 1938 roku wynosiła $9,5 \text{ cm} \cdot \text{doba}^{-1}$.

Ruch lodowca Körber mierzono między 11 a 23 sierpnia 1938 roku.

Maksymalna szybkość wynosiła $123 \text{ cm} \cdot \text{doba}^{-1}$, w osi lodowca, przy średniej (dla całego profilu poprzecznego) ok. $80 \text{ cm} \cdot \text{doba}^{-1}$. W. Pillewizer (1939) uznał wyniki pomiarów na tym lodowcu za efekt ruchu blokowego. Autor ten objął pomiarami także lodowiec Hans.

Kolejne pomiary ruchu na lodowcach Hornsundu przeprowadzono w latach 1957—1959 pod kierunkiem A. Kosiby (1960). Objęły one środkową część jezora lodowca Werenskiold oraz dolną część lodowca Hans. Pomiary prędkości na tych lodowcach kontynuował S. Baranowski (1977) w latach 1970—1974, najnowsze zaś wykonano w latach osiemdziesiątych. Ruch lodowca Hans badano pod kierunkiem autora w 1982 roku i 1983 roku (Jania i in., 1983) oraz w 1984 roku (pomiarów L. Kolondry podczas VI wyprawy polarnej Uniwersytetu Śląskiego). Prędkość lodowca Werenskiold zmierzona została w ciągu roku 1981/1982 przez K. Migalę i M. Sobika (materiały nie publikowane).

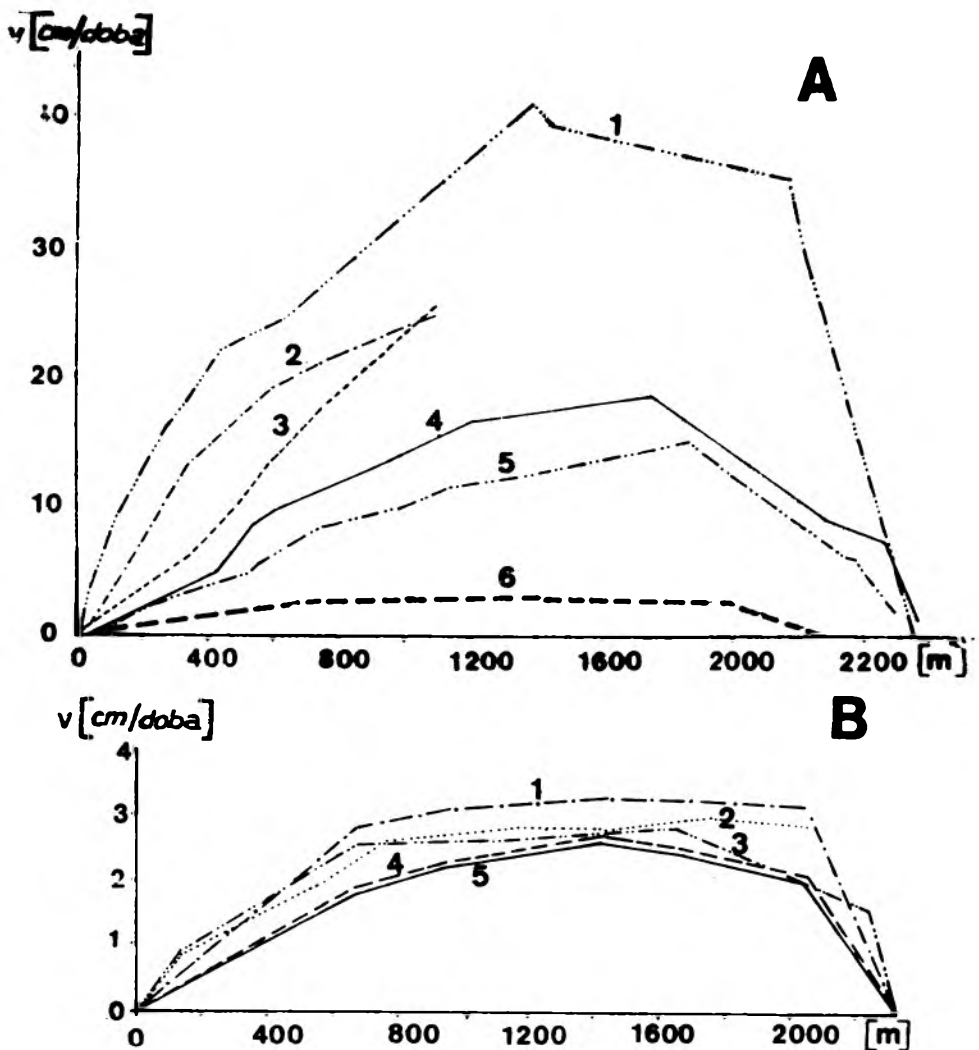
Wyniki wspomnianych pomiarów dla obu, różnych morfologicznie lodowców, przedstawiono na ryc. 3. Widoczna jest zasadnicza różnica w szybkości i charakterze ruchu obu lodowców. Średnia dobową prędkość lodowca Werenskiold wynosi ok. $2,5 \text{ cm}$, czyli nieco ponad $9 \text{ m} \cdot \text{rok}^{-1}$, podczas gdy lodowca Hans ok. $15 \text{ cm} \cdot \text{doba}^{-1}$ (ok. $50 \text{ m} \cdot \text{rok}^{-1}$). Jak to widać na ryc. 3 zaznacza się spadek szybkości tego lodowca, ale nie tak drastyczny, jak to stwierdzał S. Baranowski (1977: 56).

Niestety brak jest pomiarów na innych lodowcach Hornsundu. Klasyfikując dynamikę poszczególnych lodowców, przeprowadzono wnioskowanie na podstawie analogii struktury powierzchni lodowców o znanych prędkościach, widocznej na zdjęciach lotniczych, do struktur lodowców nie badanych.

Badania W. Pillewizera (1939) i analiza zdjęć lotniczych z lat 1960, 1961 wraz z interpretacją obserwacji i pomiarów szybkości lodowca Körber przyniosły dowody występowania cyklicznych przyspieszeń jego ruchu typu „surge”. Najnowsze badania autora zdają się sugerować, że zjawisko to może zachodzić na lodowcu Chomjakov i lodowcu Mühlbacher. S. Baranowski (1977), powołując się na obserwacje K. Birkenmajera, stwierdza, że ruch typu „surge” jest charakterystyczny dla lodowca Stor.

Analiza obrazu moren środkowych (zafałdowanie przebiegu) widocznych na zdjęciach lotniczych dowodzi występowania w przeszłości zjawiska „surgingu” na lodowcach: Werenskiold, Bunge, Gås (zauważa to także S. Baranowski — 1977), Torell, a także Penck (leżącego poza obszarem badań). Kontynuacja prac w tym kierunku może ujawnić „skłonności” do „surgingu” innych lodowców obszaru Hornsundu.

Wyniki klasyfikacji dynamicznej lodowców (tab. 2) dowodzą, iż lodowce wypływowe (półpokrywowe) oraz lodowce dolinne, uchodzące do morza mają prędkości kilkakrotnie większe od lodowców kończących się na lądzie (por. ryc. 3a). Wywołane to jest ślizgiem dennym, powodowanym obecnością wód roztopowych w podłożu lodowca, a także wody morskiej przy



Rys. 3. Porównanie prędkości lodowca Hans (A) i lodowca Werenskiöld (B) w profilach poprzecznych — na osi pionowej prędkość ruchu w $\text{cm} \cdot \text{d}^{-1}$. Dane według różnych autorów i dla różnych okresów pomiarowych:

A: 1 — 2–8 sierpnia 1938 (Pillewizer, 1939), 2 — 25 sierpnia 1957 — 4 sierpnia 1958 roku (Kosiba, 1960), 3 — 4 sierpnia 1958 — 14 lipca 1959 roku (Kosiba, 1960), 4 — 16 sierpnia 1982 roku — 10 sierpnia 1983 roku (Jania i in., 1983), 5 — 10–27 sierpnia 1983 roku (Jania i in., 1983), 6 — uśredniony profil prędkościowy lodowca Werenskiöld (z różnych okresów pomiarowych — por. B); B: 1 — 22 lipca 1958 — 13 sierpnia 1959 roku, 2 — 7 września 1970 — 20 września 1971 roku, 3 — 27 września 1981 — 13 czerwca 1982 roku, 4 — 15 września 1957 — 22 lipca 1958 roku, 5 — 15 sierpnia 1956 — 15 września 1957 roku (Baranowski, 1977, s. 57; Migala, Sobik — nie publikowane)

Fig. 3. Surface velocity transversal profiles. A comparison between surface velocity of Hans Glacier (A) and Werenskiöld Glacier (B); velocity on the vertical axis ($\text{cm} \cdot \text{d}^{-1}$). Data after various authors and from different periods:

A: 1 — 2–8 August 1938 (Pillewizer, 1939), 2 — 25 August 1957 — 4 August 1958 (Kosiba, 1960), 3 — 4 August 1958 — 14 July 1959 (Kosiba, 1960), 4 — 16 August 1982 — 10 August 1983 (Jania et al., 1983), 5 — 10–27 August 1983 (Jania et al., 1983), 6 — velocity profile of Werenskiöld Glacier averaged from different survey periods (cf. B); B: 1 — 22 July 1958 — 13 August 1959, 2 — 7 September 1970 — 20 September 1971, 3 — 27 September 1981 — 13 June 1982, 4 — 15 September 1957 — 22 July 1958, 5 — 15 August 1956 — 15 September 1957 (after S. Baranowski, 1977; K. Migala, M. Sobik — unpublished data)

czole (zmniejszenie tarcia przez tzw. efekt podparcia hydrostatycznego), natomiast w lodowcach dolinnych kończących się na lądzie wydają się przeważać deformacje lodu, przy nieznacznym lub okresowym pojawianiu się ślizgu dennego. Lodowce górskie poruszają się bardzo powoli. Przyczyna tego leży w małej miąższości lodu, który w temperaturach poniżej 0°C ulega niezwykle powolnym deformacjom wewnętrznym. Odnosi się to także do lodowców gruzowych. Cienkie lodowce resztkowe są prawie nieruchome.

Cechy morfometryczne lodowców Hornsundu

Skala przestrzenna i intensywność procesów glacialnych wiąże się z wielkością, jak również innymi cechami morfometrycznymi lodowców. Morfometria lodowców południowego Spitsbergenu jest stosunkowo mało poznana, a istniejące dane są niepełne i mocno przestarzałe. Dotyczy to m.in. danych V. S. Korjagina (1974).

A. Kosiba (1960) scharakteryzował morfometrię lodowców Hans i Werenskiold. Większość pozostałych dużych lodowców pomierzył na mapach 1:100 000 V. S. Korjagin (1974). W. Pillewizer (1939), opierając się na własnych pomiarach terrofotogrametrycznych, podał niektóre dane morfometryczne lodowca Gås w 1938 roku. S. Baranowski (1975) na podstawie nowszych pomiarów przedstawił niektóre dane dotyczące lodowca Werenskiold.

Najnowsze kartowanie szczegółowe dużej części lodowców Hornsundu wykonano pod kierunkiem autora (Jania, 1985), dzięki analizie norweskich zdjęć lotniczych z 1960 roku i 1961 roku. Jak już wspomniano, mapy te nie obejmują całego basenu lodowcowego Hornsundu, pomimo to możliwe było uzyskanie nowych danych morfometrycznych wielu lodowców. Najnowszymi materiałami są wyniki pomiarów terrofotogrametrycznych zasięgów lodowców uchodzących do morza w 1985 roku (Jania i in., 1983). J. Różański (materiały nie publikowane) uzupełnił te informacje dzięki pomiarom położenia czoł za pomocą radaru pokładowego d/e „Perkun”. Umożliwiło to pomiar zmniejszenia się powierzchni lodowców w latach 1936—1960/1961 i 1960/1961—1983.

Główną informacją morfometryczną o lodowcu jest wielkość jego powierzchni w ortogonalnej projekcji kartograficznej. Istotne znaczenie ma nachylenie powierzchni lodowca, jego profil podłużny, jak również miąższość lodu. Wyniki niektórych pomiarów morfometrycznych przedstawiono w tab. 3, do której włączono także dane z zacytowanej wcześniej literatury.

Z tabeli tej wynika, że największym lodowcem basenu Hornsundu jest lodowiec Horn (268 km²), który od 1936 roku do 1983 roku zmniejszył swą powierzchnię o 13,7 km². Do grupy lodowców dużych należą także: Stor

Tabela 3

Wybrane cechy morfometryczne lodowców Hornsundu *

Table 3

Selected morphometric features of the glaciers in the Hornsund drainage basin*

Nr lodowca (wg tab. 2) Glacier number (cf. Tab. 2)	Nazwa lodowca Glacier name	Kod klasyfikacji PSFG PSFG classification code	Powierzchnia w 1936 r. Area in 1936 [km ²]	Zmiany powierzchni Fluctuations of the area		Długość lodowca w 1936 r. Glacier length in 1936 [km]	Skrajne wysokości profilu podłużnego [m n.p.m.] Extremal altitudes on longitudinal profile [m a.s.l.]		Średnie nachylenie profilu podłużnego Mean slope of the longitudinal profile [°]	Uwagi Remarks
				1936—1960/61 [km ²]	1960/61—1983 [km ²]		max	min		
				1	2					
07	Eimfjellbreane	687	0,9	—	—	1 ^a	400	150	14°05'	dotyczy zachodniego jezora
08	Skålfjellbreen	648	0,3	—	—	0,9	600	420	11°20'	
09	Arie	538	0,7	—	—	2	560	270	8°15'	
10	Hans	424	69,7	-1,0	-0,7	17	550	0	1°42'	
11	Sofie	538	1,9	—	—	2,5	650	170	10°52'	
12	Princesse	649	0,1	—	—	0,5	460	330	14°35'	
13	Paierl	424	111,0	-1,9	-0,8	27	720	0	1°35'	
14	Mühlbacher	524	62,1	-4,8	-0,4	19	550	0	1°35'	
15	Kvalfangar	524	15,0	-0,3	-0,2	6,5	500	0	3°40'	
16	Wibe	524	6,9	-0,4	-0,1	5,5	600	0	5°47'	
17	Kruse	949	0,1	—	—	0,3	350	210	25°	
18	Urne	649	0,7	—	—	0,9	300	150	9°25'	
19	Lorch	649	1,6	—	—	2,2	350	50	7°45'	
20	Hyrne	520	6,2 ^b	—	-1,1	—	—	0	—	^a powierzchnia w 1983 roku
21	Stor	524	253	—	-10,4	30,5	600	0	1°	^c wg V. S. Korjakina (1974)
22	Horn	414	268,0 ^c	-3,6	-10,1	34	600	0	0°57'	^d powierzchnia w 1961 roku
23	Mendelejev	414	50,5 ^c	-2,2	-4,0	15,5	320	0	1°	
24	Bauta	539	0,8 ^d	—	—	2	360	60	8°30'	
25	Chomjakov	524	15,2	-1,4	-0,2	9	580	0	3°30'	

cd. tab. 3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
26	Samarin	404	107,5	-4,1	-2,6	18	300	0	0°50'	e propozycja nazwy
27	Peters	524	2,5	-0,1	—	3	600	0	10°35'	
28	Reischacht ^e	647	0,3	—	—	1	400	150	14°05'	
29	Körber	524	13,4	-0,3	—	6	750	0	6°15'	
30	Nordfall	539	0,9	—	—	2,5	700	170	11°58'	
31	Niger	649	0,3	—	—	1	600	220	20°50'	
32	Gås	522	16,9	—	—	7,3	800	40	5°57'	
33	Goës	676	1,6	—	—	2	300	120	5°10'	
34	Port	677	0,8	—	—	2	450	130	9°05'	

• kreska oznacza brak danych

• dash indicate lack of data

(253 km²), Paierl (111 km²) i Samarin (107,5 km²). Z wyjątkiem lodowca Stor należą one do typu półpokrywowego (wyplywowe). Pozostałe lodowce półpokrywowe są też sporych rozmiarów (Hansbreen — 69,7 km², Mendelejevreen — 42 km²). Powierzchnie lodowców dolinnych są bardzo zróżnicowane: od 0,7 km² (Ariebreen) do 253 km² (Storbreen). Lodowce dolinne kończące się na lądzie mają powierzchnię mniejszą od lodowców tego samego typu uchodzących do morza.

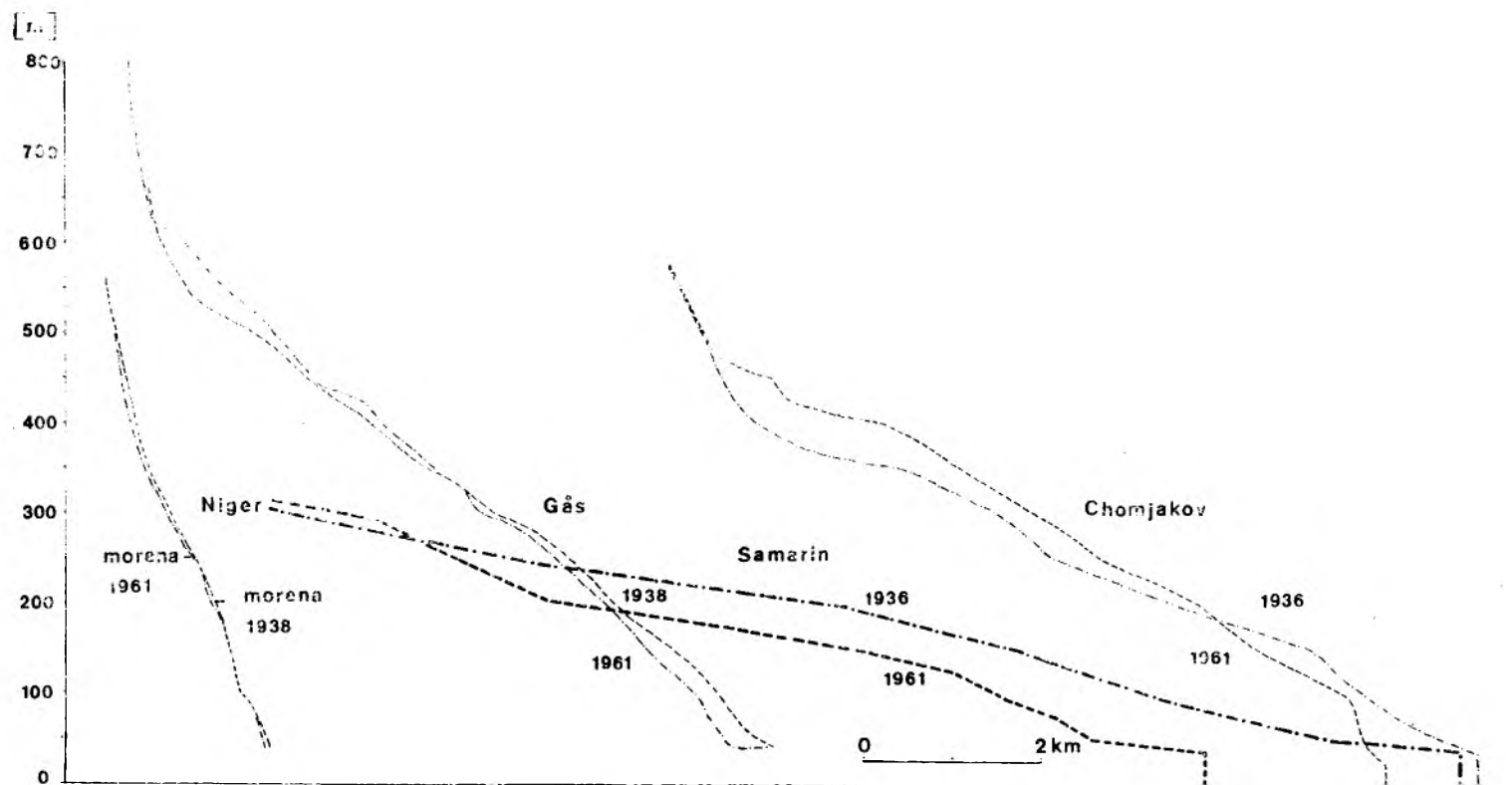
Największym lądowym lodowcem dolinnym jest lodowiec Gås (16,9 km²), Peters (2,5 km²) jest zaś najmniejszym lodowcem dolinnym uchodzącym do morza. Powierzchnie lodowców górskich są niewielkie i wahają się od 0,1 km² (Princessebreen) do 1,6 km² (Goësbreen). Długość lodowców koresponduje z ich powierzchnią.

Zróżnicowanie wysokościowe lodowców Hornsundu jest wyraźne i zarysowują się pewne prawidłowości związane z typami morfologicznymi. Lodowce półpokrywowe charakteryzują się stosunkowo małymi różnicami elewacji pomiędzy czołem a głównym polem akumulacyjnym. Różnice te w przypadku lodowców dolinnych są większe. Są one widoczne w przebiegu profili podłużnych, charakterystycznych lodowców różnych typów, przedstawionych na ryc. 4. Średni spadek powierzchni lodowców półpokrywowych zawiera się w granicach od 50' (Samarinbreen, Hornbreen) do 1°42' (Hansbreen). Dla lodowców dolinnych przedział ten jest szerszy: od 1° (Storbreen) do 11°58' (Nordfallbreen), przy czym nachylenie powierzchni lodowców dużych jest mniejsze (1°35' — Mühlbacherbreen, 3°30' — Chomjakovbreen). Spośród lodowców dolinnych uchodzących do morza lodowce Peters i Körber są najbardziej strome, co ma znaczne konsekwencje w ich dynamice.

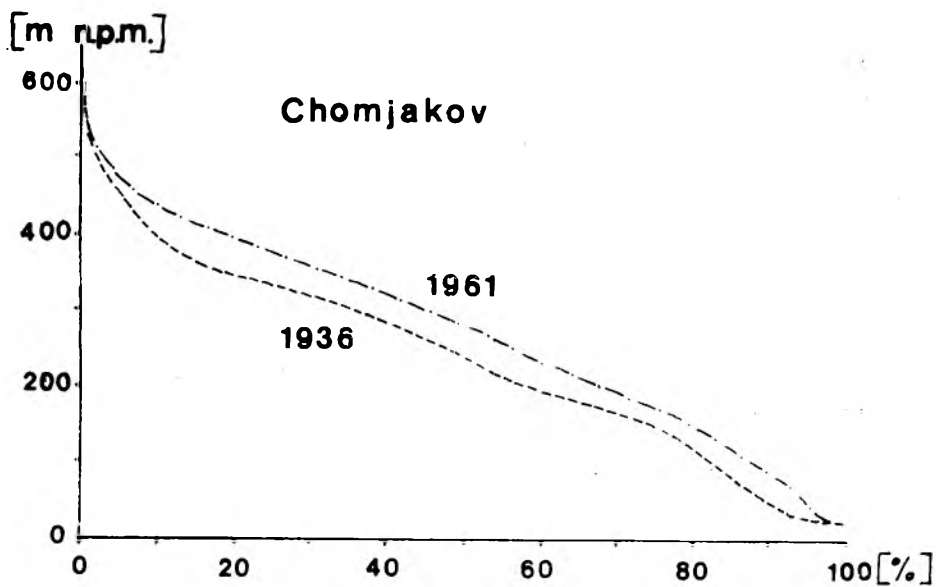
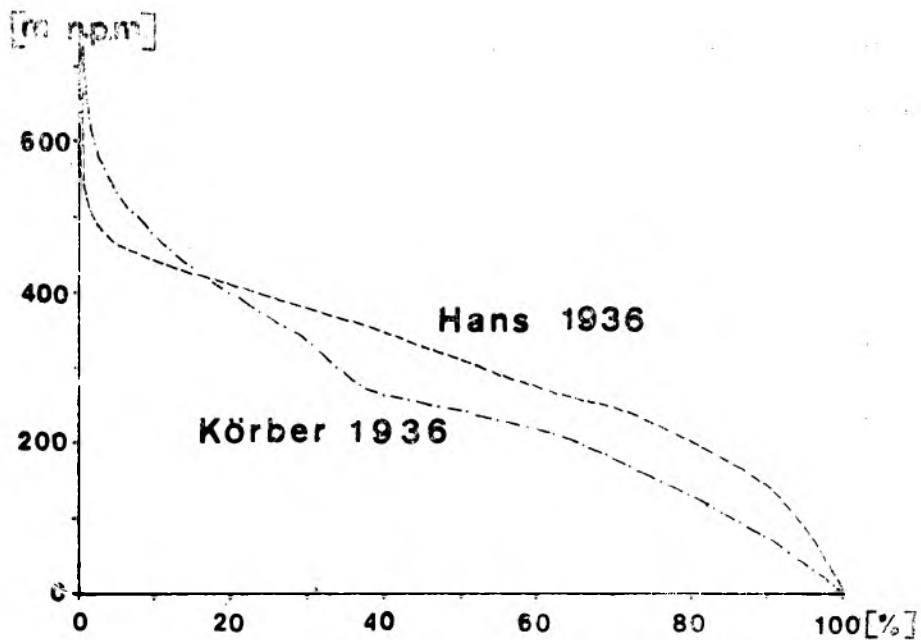
Najbardziej strome są lodowce górskie: od ok. 5°10' (Goësbreen) do 20°50' (Nigerbreen). Stromość ta decyduje o szybkim odpływie wód roztopowych, a więc mniejszej ich penetracji w głąb lodowca. To z kolei jest czynnikiem utrzymywania się ujemnych temperatur w całej masie lodu.

Rozciągłość pionowa lodowców jest również wyraźnie zróżnicowana. Wskazują na to krzywe hipsometryczne wybranych lodowców (ryc. 5). Krzywa hipsometryczna lodowca półpokrywowego (Hansbreen) ma przebieg wyrównany, co wynika z faktu, iż większa część powierzchni lodowca zawiera się w przedziale wysokościowym 150 m n.p.m. — 450 m n.p.m. Krzywe lodowców dolinnych są bardziej zróżnicowane. Wiąże się to z mniejszą miąższością tych lodowców, poprzez które „przebija” urozmaicona rzeźba dna doliny (np: Körberbreen, Chomjakovbreen). Na uwagę zasługuje fakt, że przebieg krzywej hipsometrycznej lodowca Chomjakov uległ zmianie w ciągu 35 lat (ryc. 5b). Dowodzi to zmian w rozkładzie i wielkości akumulacji oraz ablacji, a chyba także zmian w procesach ruchu. Daje to przesłanki do mniemania, iż lodowiec ten może mieć skłonności do zjawisk typu „surge”.

Niektóre cechy morfologiczne i morfometryczne, a także dynamika lo-



Rys. 4. Profile podłużne wybranych lodowców otoczenia Hornsundu w różnych latach. Skala pionowa nie równa się skali poziomej
 Fig. 4. Longitudinal profiles of selected glaciers in the Hornsund surroundings for indicated years. The vertical scale is exaggerated



Rys. 5. Krzywe hipsograficzne wybranych lodowców otoczenia Hornsundu
 Fig. 5. Hypsographic curves selected glaciers in the Hornsund surroundings

dowców wynikają w dużej mierze z ich miąższości. Lodowce Hornsundu są pod tym względem słabo spenetrowane, ale wiele cech wskazuje na znaczne zróżnicowanie ich grubości. Informacje o miąższości lodowców pochodzą, jak do tej pory, z radio-echosondowania z pokładów śmigłowców radzieckich (Macheret, Zhuravlev, 1981; Macheret, 1982). Wyniki tych autorów spotykały się z silną i uzasadnioną krytyką zespołu angielsko-norweskiego (Dowdeswell i in., 1984), który wykazuje, że badania radzieckie zaniżyły właściwą miąższość lodowców dwu- lub trzykrotnie. Powodem było zastosowanie niewłaściwej (dla wilgotnych, umiarkowanych lodowców) częstotliwości fal radarowych. Według nowszych badań jezora lodowca Hans w odległości ok. 4 km od czoła ma grubość ok. 250 m, a nie — jak sugerują badacze radzieccy — ok. 100 m.

Próby określenia miąższości lodowców Werenskiold i Hans metodą radiosondażu z powierzchni lodu, podjął R. Czajkowski (1980, 1981). Wyniki te nie zostały potwierdzone inną niezależną metodą. Wskazywały one, że w obszarze pola firnowego lodowca Werenskiold grubość lodu jest rzędu 150 m — 200 m, co wydaje się wartością zaniżoną. Miąższość jezora lodowca Hans w odległości 2 km od czoła R. Czajkowski określa na 100 m — 120 m. Wartości te są zbliżone do wyliczeń autora (Jania, 1982), przeprowadzonych na podstawie nałożenia mapy hipsometrycznej lodowca z 1938 roku (Pillewizer, 1939) na mapę batymetryczną zatoki odsłoniętej spod lodu między 1938 a 1957 rokiem. Mierzono średnią miąższość lodu w kwadratach o boku 125 m. Okazało się, że wartości wahały się w granicach 80 m — 105 m.

W. Pillewizer (1939) ocenił miąższość lodowca Gås w strefie czołowej na ok. 180 m (maksymalnie). Pewną pomocą w weryfikacji tego szacunku były sondowania głębokości jeziora zaporowego Goësvatnet przy kontakcie z lodowcem. Same obliczenia przeprowadzono według formuły M. Lagally'ego, opierającej się na danych o prędkości ruchu powierzchniowego lodowca w profilach poprzecznych. Nieco powyżej linii równowagi miąższość tego lodowca wynosi maksymalnie (wg Pillewizera, 1939) 230 m. Wielkość ta wydaje się zaniżona.

Grubość czoł lodowców uchodzących do morza można mierzyć, podobnie jak to zrobiono dla lodowca Hans, przez nałożenie mapy topograficznej na batymetryczną. W 1936 roku czoła lodowców Horn i Stor osiągały grubość ponad 150 m (maksymalnie). Podobne wartości stwierdzono dla lodowca Paieryl, natomiast miąższość czołowej części lodowca Samarin osiągała 220 m.

Z powyższych, niestety niepełnych, danych wynika, że pola firnowe lodowców półpokrywowych mają znaczne grubości (do 500 m), ich jezory zaś są cieńsze (100 m — 200 m). Lodowce dolinne mają zapewne mniejszą miąższość tak w strefie akumulacji, jak i ablacji (w granicach 300 m i 50 m — 100 m odpowiednio). Miąższości lodowców górskich nie były do tej pory badane, ale są z całą pewnością mniejsze niż lodowców dolinnych.

Podsumowanie

Uzyskane dane morfometryczne wraz z informacjami o typach lodowców pozwalają na próbę charakterystyki zlodowacenia Hornsundu. Basen glacialny tego fiordu rozwinięty jest po osi północ—południe, ale w sposób asymetryczny (przeważa skrzydło północne). Kształt tego basenu jest uwarunkowany rzeźbą podłoża lodowców, wynikającą z budowy geologicznej. Przebieg najważniejszych struktur geologicznych jest, generalnie biorąc, południkowy. Podobny jest kierunek najważniejszych dyslokacji tektonicznych. Czynniki te zdecydowały o preglacialnym rozwoju rzeźby, wpłynęły też w sposób istotny na kierunki ruchu lodowców w plejstocenie. Przy obecnym stanie zlodowacenia determinują morfologię oraz dynamikę poszczególnych lodowców.

Przestrzenne zróżnicowanie warunków klimatycznych zdaje się wywierać znacznie mniejszy wpływ na kształt lodowców, ich wielkość i miąższość oraz inne cechy. Mimo tego zauważalne są różnice, tak w intensywności zlodowacenia, jak i w jego typach, pomiędzy zachodnim a wschodnim krańcem badanego obszaru. Można zatem sądzić, że na południkowy rozkład i układ lodowców ważny wpływ wywarł także klimat. Objawia się to obniżeniem w kierunku wschodnim wysokości linii firnowej (od ok. 400 m n.p.m. do ok. 250 m n.p.m.).

Z przedstawionych danych wynikają prawidłowości związane z charakterem i wielkością lodowców. Dla basenu Hornsundu najbardziej typowe są lodowce półpokrywowe, które wszystkie uchodzą do morza. Powierzchnia każdego z nich jest duża (większa niż 50 km²), a kształty wiążą się z obecnością głównego pola firnowego (płaskowyż firnowy) oraz z dużą liczbą bocznych, mniejszych pól akumulacyjnych, które leżą zazwyczaj wyżej niż zasadniczy basen firnowy. Profil podłużny tych lodowców jest bardzo słabo nachylony (ok. 1°), a krzywa hipsometryczna jest wyrównana. Miąższość lodowców półpokrywowych jest stosunkowo duża: od kilkuset metrów w basenie akumulacyjnym do ok. 150 m — 200 m w dolnych częściach jezora. Cytowane wcześniej prace wskazują, że niektóre dna basenów akumulacyjnych mogą leżeć poniżej powierzchni morza (np. Hansbreen, Samarinbreen, Hornbreen). W ciągu XX wieku nastąpiło wyraźne, ogólne zmniejszenie grubości lodowców, przy czym w różnych częściach lodowców i w różnych okresach przeważały odmienne tendencje.

Lodowce półpokrywowe są ciałami o termice złożonej, ale zdecydowanie dominuje w nich lód o temperaturze topnienia. Ich czoła mają „ciepłą” stopę, która znajduje się pod wodą. Lodowce te charakteryzują się obfitością wód roztopowych, co sprawia m.in., że ich ruch jest szybki (prędkości rzędu 50 m · rok⁻¹ i więcej), a ślizg denny przeważa nad deformacjami lodu.

Lodowce dolinne są grupą najbardziej zróżnicowaną; od niewielkich lodowców, zbliżonych do górskich (np. Ariebreen i Sofiebreen), do wiel-

kich, podobnych do lodowców półpokrywowych. Połowa lodowców dolinnych kończy się na lądzie i są to zwykle lodowce małe, połowa zaś uchodzi do morza (lodowce duże). Pewnym wyjątkiem jest lodowiec Gås, który, podobnie jak lodowiec Werenskiöld, nie sięga morza. Nachylenie powierzchni lodowców dolinnych jest również zróżnicowane, ale — ogólnie biorąc — większe od lodowców półpokrywowych. Miąższość jest także silnie zróżnicowana. Termika lodowców uchodzących do morza jest taka sama niezależnie od typu morfologicznego. Części czoł spoczywające na lądzie wykazują cechy przemarznięcia do podłoża. Lodowce dolinne silnie rozbudowane w pionie (np. Körberbreen, Gasbreen) górną strefę pola akumulacyjnego mają prawdopodobnie zimną.

Małe lodowce dolinne mają termikę złożoną, przy czym wydaje się dominować udział lodu zimnego. W ruchu lodowców dolinnych, uchodzących do morza, sporą rolę odgrywa ślizg denny. Dla lodowców kończących się na lądzie bardziej charakterystyczne są wewnętrzne deformacje lodu. W tej grupie lodowców, podobnie jak wśród lodowców półpokrywowych, częste są zjawiska „surgingu”.

Lodowce górskie są niewielkie, a na badanym obszarze przeważają formy karowe. Część z nich ewoluje w kierunku lodowców gruzowych (np. Princessebreen, Urnebreen, Krusebreen, Nigerbreen). Strome ściany cyrków glacialnych dostarczają wielkiej ilości materiału gruzowego — efekt procesów mrozowych, który po krótkim transporcie glacialnym wytapia się, pokrywając powierzchnię jeziora. Termika lodowców górskich jest najmniej poznana. Wydaje się, że z powodu stosunkowo wysokiego położenia i niewielkiej miąższości są one zimne w całej masie. Ich dynamika jest niewielka, a w przypadku lodowców resztkowych — żadna.

Przestrzenna analiza typologiczna lodowców otoczenia Hornsundu umożliwiła wyróżnienie południkowych stref, które różnią się charakterem zlodzenia. Najbardziej na zachód położone są nadbrzeżne góry i duże doliny prawie wolne od lodu. Występują tu nieliczne i małe lodowce górskie. Zajmują one kotły i stoki w górnych częściach dolin i ich zboczy. Dalej na wschód wielkość zlodowacenia narasta i pojawiają się lodowce dolinne, a następnie półpokrywowe. Obecność lodowców górskich jest mniej istotna. W kierunku wschodnim zwiększają się rozmiary lodowców i ich miąższości. Wschodnia część południowego Spitsbergenu to obszar dominacji lodowców półpokrywowych, uchodzących do morza.

Zróżnicowanie typów i rozmiarów lodowców kojarzy się z etapami deglacjacji obszaru Hornsundu od końca Würmu. Słusznie zauważają L. S. Troicki i in. (1975), S. Baranowski (1977), a także inni autorzy, że zlodowacenie zmieniało się od formy pokrywowej — czapa lodowa, przez lodowce półpokrywowe, do lodowców dolinnych. W ostatniej fazie wytworzył się krajobraz dolin wolnych od lodu z niewielkimi lodowcami górskimi w górnych ich częściach. Warunki topograficzne, wraz ze zróżnicowaniem klimatycznym w obrębie badanego obszaru, umożli-

wiają śledzenie poszczególnych etapów recesji zlodowacenia na przykładzie lodowców istniejących obecnie.

Basen glacialny Hornsundu, jako stosunkowo niewielki rejon Spitsbergenu, na którym występuje tak znaczne zróżnicowanie typów lodowców, jest szczególnie interesującym i ważnym obszarem Arktyki. W świetle badań radzieckich nad typologią lodowców całego Svalbardu okazuje się, że prawie cały południowy Spitsbergen został zaliczony do obszaru zlodowacenia półpokrywowego (Korjakin, 1975; 29). Przedstawione tutaj badania szczegółowe umożliwiają wydzielenie w rejonie Hornsundu również niewielkiej strefy zlodowacenia górskiego (wg klasyfikacji V. S. Korjakina).

W obszarze Hornsundu brak jest natomiast lodowców typowych dla zlodowacenia pokrywowego. Jest ono charakterystyczne dla Nordaustlandet, Ziemi Franciszka Józefa, Ziemi Północnej i w dużym stopniu dla innych wysp i archipelagów Arktyki. Należy podkreślić, że lodowce Hornsundu należą do typowych lodowców Spitsbergenu, czyli są w pełni charakterystyczne dla tej wyspy, tak pod względem formy, rozmiarów, jak i termiki oraz dynamiki ruchu.

Literatura

- Ahlmann H. W., 1948: Glaciological research on the North Atlantic coasts. Royal Geographical Society Research, Ser. 1. London.
- Baranowski S., 1975: Glaciological investigations and glaciomorphological observations made in 1970 on Werenskiold Glacier and its forefield. In: Results of Investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions 1970—1974. Vol. 1. Uniwersytet Wrocławski Wrocław, s. 69—94.
- Baranowski S., 1977: The subpolar glaciers of Spitsbergen seen against the climate of this region. Uniwersytet Wrocławski Wrocław.
- Benson C. S., 1961: Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland Ice Sheet. *Folia Geographica Danica* 9, s. 13—37 [København].
- Birkenmajer K., 1968: New geographical names introduced to the area of Hornsund, Vestspitsbergen. In: Polish Spitsbergen Expeditions 1957—1960. Summary of Scientific Results. Warszawa, s. 399—404.
- Czajkowski R., 1980: Radar measurements of the temperate glaciers thickness. *Polish Polar Research* 1, 2—3, s. 325—347 [Warszawa].
- Czajkowski R., 1981: Radarowe pomiary miąższości Lodowca Werenskiolda. W: VIII Sympozjum Polarne. Materiały. T. 1: Referaty i komunikaty. Uniwersytet Śląski Sosnowiec, s. 53—62.
- Dowdeswell J. A., Drewry D. J., Liestøl O., Orheim O., 1984: Radio echosounding of Spitsbergen glaciers: problems in the interpretation of layer and bottom returns. *Journal of Glaciology* 30, 104, s. 16—21 [Cambridge].
- Grześ M., 1980: Non-cored hot point drills on Hans Glacier (Spitsbergen), method and first results. *Polish Polar Research* 1, 2—3, s. 75—86 [Warszawa].
- Haeberli W., 1985: Fluctuations of glaciers 1975—1980. Vol. 4. IAHS-UNESCO Paris.

- Jania J., 1982: Ablacja przez „cielenie” i wycofywanie się lodowców Hornsundu (Spitsbergen) w XX wieku. Wyniki wstępne: Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego. T. 1. Red. M. Pulina, T. Szczypek. Uniwersytet Śląski Katowice, s. 13—46.
- Jania J., 1987: Interpretacja glaciologiczna zdjęć lotniczych otoczenia Mornsundu (Spitsbergen) na przykładzie lodowców Körber i Peters. W: Fotointerpretacja w geografii, T. IX (19). Uniwersytet Śląski Katowice, s. 60—107.
- Jania J., Kolondra L., 1982: Field investigations performed during the Glaciological Spitsbergen Expedition in the summer of 1982. Interim report. Uniwersytet Śląski Katowice.
- Jania J., Kolondra L., Bukowska-Jania E., 1983: Photogrammetric survey of glaciers. In: Field investigations performed during the Glaciological Spitsbergen Expedition in 1983. Interim report. Eds. J. Jania, M. Pulina. Uniwersytet Śląski Katowice, s. 34—38.
- Karczewski A. and others, 1984: Hornsund, Spitsbergen — geomorphology 1 : 75 000. Uniwersytet Śląski Katowice.
- Korjakin V. S., 1974: Izmenenie razmerov lednikov Špicbergena (Svalbarda). Izdatelstvo AN SSSR Moskva.
- Korjakin V. S., 1975a: Polożenie i morfologija lednikov. W: Oledenie Špicbergena (Svalbarda). Nauka Moskva, s. 7—41.
- Korjakin V. S., 1975b: Kolebanija lednikov. W: Oledenie Špicbergena (Svalbarda). Nauka Moskva, s. 165—184.
- Kosiba A., 1960: Some of results of glaciological investigations in SW-Spitsbergen. Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Wrocławskiego: Nauki Przyrodnicze. Ser. B, nr 4 [Wrocław].
- Lagally M., 1932: Zur Thermodynamik der Gletscher. Zeitschrift für Gletscherkunde 20 [Innsbruck].
- Macheret Yu. Ya., 1981: Forms of glacial relief of Spitsbergen glaciers. Annals of Glaciology 2, s. 45—51 [Cambridge].
- Macheret Yu. Ya., Zhuravlev A. B., 1982: Radio echo-sounding of Svalbard glaciers. Journal of Glaciology 28, 99, s. 295—314, [Cambridge].
- Misztal S., Pulina M., 1983: Investigations of glacier caves. In: Field investigations performed during the Glaciological Spitsbergen Expedition in 1983. Interim report. Eds: J. Jania, M. Pulina. Uniwersytet Śląski Katowice, s. 26—33.
- Müller F., 1962: Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Heiberg Island, N. W. T. Canada Journal of Glaciology 4, 32, s. 302—311 [Cambridge].
- Müller F., 1977: Fluctuations of glaciers 1970—1975. Vol. 3. IAHS-UNESCO Paris
- Paterson W. S. B., 1981: The physics of glaciers. 2nd ed., Pergamon Press Oxford.
- Perennial ice and snow masses: a guide for compilation and assemblage of data for a World Inventory: In: Technical Papers in Hydrology. No. 1. UNESCO-IAHS Paris 1970.
- Pillewizer W., 1939: Die kartographischen und gletscherkundlichen Ergebnisse der deutschen Spitsbergen-Expedition 1938. Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft 238 [Gotha].
- Robin G. de Q., 1967: Glaciology. In: Annals of the International Geophysical Year. Vol. XLI. Pergamon Press Oxford.
- Sumski P. A., 1968: Dinamičeskaja glaciologija. Izdatelstwo WINITI Moskva.
- Topografisk kart over Svalbard 1 : 50 000; Blad: D 12, E 12, F 12, E 13, F 13. Norsk Polarinstitutt Oslo 1966.
- Troicki L. S., Zinger E. M., Korjakin V. S., Markin V. A., Michalev V. I., 1975: Oledenie Špicbergena (Svalbarda). Nauka Moskva.
- Voigt U., 1979: Zur Blockbewegung der Gletscher. Geodätische und Geophysikalische Veröffentlichungen 3, 44 [Berlin].

РЕЗЮМЕ

На основе литературы и последних исследований автора проведена классификация ледников района Хорнсунна. Важным источником данных о ледниках были вертикальные панхроматические аэроснимки в масштабе примерно 1:50 000, выполненные в 1960 и 1961 гг. (полученные из Норск Поляринститут, Осло). Использовались также топографические карты 1:100 000 и 1:50 000. Благодаря этим материалам южный Шпицберген можно было разделить на гляциальные бассейны (рис. 1). На фоне бассейнов южного Шпицбергена выделена граница гляциального бассейна Хорнсунна.

Из 41 ледника и ледниковых систем района Хорнсунна 8 — это вытекающие ледники. Долинных ледников — 18, небольших горных ледников — 15. Долинные ледники чаще всего заканчиваются на материке в форме отдельной лапы (11 ледников), а вытекающие ледники заканчиваются в море. В общем 14 ледников имеет фронт в виде клиффа. Небольшие горные ледники всегда заканчиваются на материке.

В гляциальном бассейне Хорнсунна имеется 28 ледников, 10 из них — это самостоятельные горные ледники, долинных же ледников — 13, из которых 7 заканчивается в море, а 6 — на материке. 5 ледников Хорнсунна — это крупные вытекающие ледники.

Рассмотрены факторы, решающие о термике ледников. Обращено внимание на виды и величину гляциальных зон в пределах отдельных ледников. Автор обращается также к старой термической классификации ледников, а также к делению С. Барановского (1977) и общей классификации В. С. Б. Патерсона (1981 — стр. 192). Проведено упрощенное деление ледников в зависимости от их термической структуры: умеренные, холодные и со сложной термикой. Ледники со сложной термикой можно разделить на две группы, в которых:

- 1) фронтовая зона языка имеет температуру явно ниже, чем температура таяния льда по вертикальному сечению и примерзает к основе;
- 2) лед нижних слоев фронта имеет температуру таяния.

К первой группе относятся ледники долинные, заканчивающиеся на материке, а ко второй — ледники, заканчивающиеся в море.

Динамическая классификация основана на анализе двух главных составных процесса движения ледника: донного скольжения и внутренней пластической деформации льда (рис. 3).

Отдельно рассматриваются явления типа сёрдж, которые наблюдались в ледниках, относящихся к ледникам, в которых отчетливо преобладает донное скольжение. Результаты термической и динамической классификации представлены в табл. 2.

Исследования морфометрии проводились в связи с работой В. С. Корякина (1974), в которой представлены результаты для всего Шпицбергена. Пользуясь точно определенными границами гляциальных бассейнов, автор измерил поверхность ледников Хорнсунна, наклон их продольного профиля и определил толщину льда фронтовой части. Измерил также изменения поверхности ледников в период 1936—1961 и 1961—1983 гг. Результаты морфометрических измерений представлены в табл. 3. Автор проанализировал также гипсометрические кривые и продольные профили некоторых ледников (рис. 4 и 5).

Результаты исследований указывают, что для бассейна Хорнсунна наиболее типичны вытекающие ледники, заканчивающиеся в море. Обычно они большого размера (площадью свыше 50 км²). Продольный профиль таких ледников слабо-наклонный (ок. 1°), а гипсографическая кривая выравнена. Их толщина изменяется от нескольких сот метров в зоне аккумуляции до 150—200 м в нижних частях языка. Термика вытекающих ледников сложная, доминирует лед с температурой таяния. „Подошва” фронтальной части содержит лед с температурой таяния (теплый). Большая площадь абляционной зоны и множество талых вод приводит к тому, что движение языков происходит довольно быстро (скорость примерно 50 м в год и выше). Отчетливо преобладает донное скольжение.

Долинные ледники составляют наиболее неоднородную группу. Они являются переходным типом между вытекающими и горными ледниками. Половина горных ледников заканчивается на материке и обычно они небольших размеров. Половина же заканчивается в море. Наклон этих ледников неодинаков, но в общем больший, чем полупокровных. Толщина тоже очень разная. Термическая структура ледников, заканчивающихся в море, подобна вытекающим ледникам. Части фронтов, находящихся на материке, проявляют черты примерзания к почве. В случае ледников, заканчивающихся на материке, о скорости движения решают внутренние деформации льда. Донное скольжение преобладает тогда, когда долинный ледник отступает в море.

Район Хорнсунна можно разделить на меридианные зоны, отличающиеся типом оледенения. Наиболее на запад расположены прибрежные горы, пересеченные крупными долинами, почти лишенные ледников. Там находятся немногочисленные маленькие горные ледники. Далее на восток находятся долинные ледники и большое число горных ледников. Еще далее на восток оледенение принимает характер полупокровного, преобладают вытекающие ледники. Эти ледники и крупные горные ледники отступают в море.

Неоднородность типов ледников в районе Хорнсунна характерна для оледенения Шпицбергена. Таким образом, это район, исключительно интересный для гляциологических исследований.

SUMMARY

The classification of the Hornsund region glaciers was based on existing publications and author's investigations. The sets of vertical panchromatic aerial photographs on the scale of approximately 1 : 50,000 taken in 1960 and 1961 (received from the Norwegian Polar Research Institute, Oslo) were the important data source. The topographic maps 1 : 100,000 and 1 : 50,000 were also used. These materials enabled the author to divide southern Spitsbergen into the glacial basins (fig. 1). On this background limit of the Hornsund Fiord glacial drainage basin were outlined.

Among 41 glaciers and glacial systems of the Hornsund region 8 glaciers are the outlet type. There are 18 valley glaciers and 15 small mountain glaciers. The valley glaciers the most frequently terminate on the land in the form of a single lobe (11 glaciers) and the outlet glaciers are tidewater type. Generally 14 glaciers have their fronts in the form of calving ice-cliff. Small glaciers always end on the land.

There are 28 glaciers in the Hornsund glacial basin. Ten of them are independent mountain glaciers. The valley type glaciers is 13 and 7 of them terminate in the sea and 6 others ending on the land. Five of the Hornsund glaciers are the outlet type.

The factors determining glaciers thermic conditions are discussed in the paper. Full attention is paid to the types and proportions of glacial zones on particular glaciers. On the background of older thermic classifications of glaciers the S. Baranowski's (1977) division and also the W. S. B. Paterson's (1981, p. 192) general classification are discussed. Considering thermic structure of the glaciers, the simplified division is proposed: temperate glaciers, cold glaciers and glaciers with compound thermic conditions. The last group of glaciers may be divided into two groups:

1) temperatures of the glacier frontal zone are significantly below the pressure melting point at the whole vertical cross-section and this part of glacier is frozen to the bed,

2) the ice temperatures in lower layers of glacier front is at the melting point.

The valley glaciers ending on the land belong to the first group and glaciers terminated in the sea (tidewater glaciers) represent the second one.

The proposed dynamic classification was based on the analysis of the two main components of the glacier movement: basal sliding and ice deformations (velocity examples on fig. 3). The surge type phenomena were observed at the glaciers in which basal sliding occurred. The results of thermic and dynamic classifications are presented in the table 2.

Using precisely marked limits of the glacial basins on the map 1:50,000, the areas covered by glaciers, slope of their longitudinal profiles and the ice thickness in the frontal parts were measured. There were also measured the changes of the glacier area in the period of 1936—1961 and in the period of 1961—1983. These results are presented in the table 3. Hypsometric curves and longitudinal profiles of chosen glaciers were analysed (fig. 4 and fig. 5).

On the basis of obtained results the outlet tidewater glaciers appear as the most typical glaciers in the Hornsund basin. They are usually large (above 50 km²). Their longitudinal profile is slightly inclined (about 1°) and their hypsometric curve is smoothed. The thickness of these glaciers varies from about several hundred meters in the accumulation zone to 150 m — 200 m in the lower part of the tongue. Thermic conditions of outlet glaciers are compound, but the ice at pressure melting temperature is prevalent. The glacier sole in the frontal parts is at this temperature. The extensive ablation zone and great amount of meltwaters causes the relatively rapid movement of the glaciers (about 50 m · a⁻¹ and more) The basal sliding significantly dominates.

The valley glaciers compose more heterogenous group. They are the transition type between outlet and mountain glaciers. The half of valley glaciers terminates on land and they are rather small. The second half of them ends up to the sea. The slope of these glaciers varies, but generally is greater than inclination of the outlet type. Their thickness varies greatly. Thermic structure of valley tidewater glaciers is similar to the outlet ones. Resting on the land frontal parts of glaciers show features of freezing to the bed. In this case glacier velocity is influenced by ice deformation and also basal sliding. The basal sliding is prevailing when valley glaciers terminate in the sea.

The Hornsund region glaciation can be divided into three meridional zones. The sea-shore mountains are cut by large valleys almost completely unglaciated. There are only small mountain glaciers. Farther to the east exist valley glaciers and more numerous mountain glaciers. In the eastern part of the Hornsund area glaciation has semi-covered character — outlet glaciers dominate there.

Differentiation of the types of glaciers in the Hornsund region is characteristic for Spitsbergen contemporary glaciation. Therefore this area is particularly interesting for glaciological investigations.