

JACEK JANIĄ

# Dynamiczne procesy glacialne *na południowym Spitsbergenie*

w świetle badań fotointerpretacyjnych i fotogrametrycznych

Uniwersytet Śląski • Katowice 1985







***Dynamiczne procesy glacialne  
na południowym Spitsbergenie***

PRACE NAUKOWE  
UNIwersytetu śląskiego  
W KATOWICACH  
NR 955

JACEK JANIA

**Dynamiczne  
procesy glacialne  
*na południowym  
Spitsbergenie***

(w świetle badań fotointerpretacyjnych i fotogrametrycznych)

Uniwersytet Śląski



Katowice 1988

REDAKTOR SERII: GEOGRAFIA  
JAN TREMBACZOWSKI

RECENZENT  
ALFRED JAHN

N-295



N 295/955

## SPIS TREŚCI

<b>1. Wstęp</b>	<b>7</b>
Cel i zakres pracy	7
Charakterystyka terenu badań	14
<b>2. Metody badań fotointerpretacyjnych i fotogrametrycznych stosowane w glaciologii</b>	<b>24</b>
Zarys historii stosowania fotogrametrii i fotointerpretacji w badaniach lodowców	25
Przegląd metod fotogrametrycznych stosowanych w glaciologii współczesnej	30
Uwagi o metodach teledetekcji w badaniach lodowców	36
Zastosowane metody badań oraz wykorzystane materiały	38
<b>3. Stan lodowców południowego Spitsbergenu ze szczególnym uwzględnieniem rejonu Hornsundu</b>	<b>47</b>
Główne cechy morfologii i morfometrii lodowców na południowym Spitsbergenie	47
Uwagi o strefach glacialnych i termice lodowców	58
Kartowanie przebiegu linii równowagi na podstawie zdjęć lotniczych z lat 1960 i 1961	65
<b>4. Zmiany geometrii lodowców południowego Spitsbergenu</b>	<b>71</b>
Charakterystyka związków geometrii lodowca z głównymi procesami glacialnymi	71
Uwagi o metodach badań zmian geometrii lodowców	73
Zmiany objętości i miąższości wybranych lodowców rejonu Hornsundu	76
<b>5. Procesy dynamiczne w strefie ablacyjnej lodowca kończącego się na lądzie</b>	<b>89</b>
Zmiany miąższości strefy czołowej lodowca Werenskiöld	89
Ruch dolnej części lodowca Werenskiöld	95
<b>6. Procesy dynamiczne w strefie ablacyjnej lodowca uchodzącego do morza</b>	<b>107</b>
Ruch lodowców uchodzących do morza na przykładzie lodowca Hans	108
Zmiany położenia czoła i ablacja przez cielenie lodowca Hans	132
Aktywność sejsmiczna lodowca Hans	141
Mechanizm cielenia lodowca Hans	143
Ogólne „prawo cielenia”	149
<b>7. Współczesne wahania czoł lodowców południowego Spitsbergenu</b>	<b>158</b>
Zmiany zasięgu lodowców kończących się na lądzie	159
Wahania lodowców uchodzących do morza	160

<b>8. Procesy typu surging na południowym Spitsbergenie . . . . .</b>	<b>175</b>
Charakterystyka zjawiska surge . . . . .	175
Lodowce typu surge na południowym Spitsbergenie . . . . .	177
Mechanizm procesu surge . . . . .	187
Ewolucja spitsbergeńskich lodowców typu surge . . . . .	196
<b>9. Uwagi o niektórych konsekwencjach geomorfologicznych procesów glacialnych w rejonie Hornsundu . . . . .</b>	<b>201</b>
Skutki procesów dynamicznych w części czołowej lodowców lądowych . . . .	201
Konsekwencje dynamiki lodowców uchodzących do morza . . . . .	209
<b>10. Zakończenie . . . . .</b>	<b>216</b>
Procesy glacialne południowego Spitsbergenu, na tle innych obszarów zlodowaczonych Arktyki i Subarktyki . . . . .	216
Uwagi o przydatności metod fotointerpretacji i fotogrametrii w badaniach lodowców spitsbergeńskich . . . . .	224
Wnioski . . . . .	229
<b>Literatura . . . . .</b>	<b>235</b>
<b>Резюме . . . . .</b>	<b>255</b>
<b>Summary . . . . .</b>	<b>256</b>

# 1. Wstęp

## Cel i zakres pracy

Związki zachodzące pomiędzy fluktuacjami klimatu a zmianami rozmiarów lodowców oraz lądolodów są ciągle aktualnymi problemami badawczymi. Interesują one zarówno glaciologów, jak i geomorfologów i klimatologów. Mimo licznych prac, w których są omawiane różne aspekty tej problematyki, w skali globalnej, regionalnej lub lokalnej, bardzo wiele kwestii oczekuje na rozwiązanie.

W literaturze geomorfologicznej i glaciologicznej dominują poglądy, którym dał wyraz H. W. Ahlmann (1953), podkreślając ścisłe związki pomiędzy zachowaniem lodowców a klimatem. Istnieją także sugestie, które przypisują wyraźny wpływ na zmiany klimatyczne procesom zachodzącym w obrębie lodowców, aż do wywołania epoki lodowej włącznie (Wilson, 1964, 1969; Flohn, 1975). Nowsze publikacje starają się uwzględniać oba podejścia.

Zależności oraz mechanizmy łączące lodowce i procesy glacialne z klimatem są bardzo skomplikowane. M. F. Meier (1965), a za nim D. E. Sugden, B. S. John (1976), W. S. B. Paterson (1981) oraz ostatnio D. J. Furbish i J. T. Andrews (1984) usiłowali pogrupować poszczególne zależności i uwypuklić czynniki najważniejsze. Na tej podstawie możliwe jest przedstawienie uproszczonego modelu ciągu zależności wiodących od klimatu do form i osadów glacialnych (rys. 1). Wynika z niego, że pomiędzy ogólnymi zmianami klimatycznymi a reakcją czoła konkretnego lodowca istnieje ciąg powiązań bezpośrednich i pośrednich, w których obrębie funkcjonują sprzężenia zwrotne. A. N. Krenke i V. Schytt (1976) podkreślali możliwość sprowadzenia przyczyn wahań czoł lodowców do dwóch zasadniczych procesów:

1) zmieniająca się w czasie wymiana masy lodowców ze środowiskiem,

2) zmieniające się w czasie tempo ruchu lodowców.

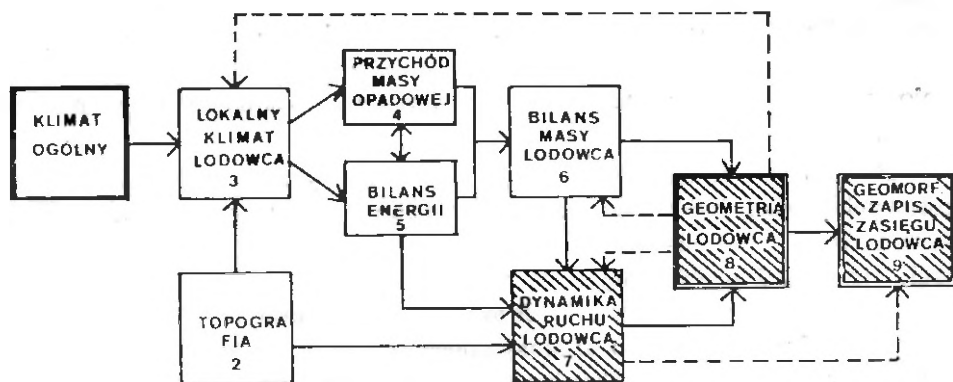
Pierwszy z tych procesów znajduje się w zasięgu bezpośrednich uzależnień od czynników klimatycznych, natomiast drugi wskazuje zależność od topografii obszaru zlodowaczonego oraz wielkości i typu samego lodowca (geometrii lodowca); odzwierciedla więc pośredni związek z klimatem.

Wymieniony na pierwszym miejscu ciąg zależności jest tradycyjnie uważany za decydujący (nawiązuje do poglądów H. W. Ahlmanna). Znaczenie procesów dynamicznych bywa często pomniejszane lub uznawane za wtórne. Trzeba przyjąć, iż jest to rezultat ich mniej dokładnego poznania. Przyczyna tkwi w niedostępności dla bezpośrednich obserwacji wnętrza i podłoża lodowców, gdzie zachodzą procesy decydujące o charakterze i szybkości ich ruchu.

W kontekście tych złożonych zależności problemy ruchu i wahań zasięgu oraz zmian geometrii lodowców na południowym Spitsbergenie jawią się jako interesujący przedmiot studiów. Podjęcie tej tematyki jest szczególnie uzasadnione, gdyż do tej pory w badaniach na Spitsbergenie znacznie więcej uwagi poświęcano zagadnieniom związanym z zasilaniem lodowców oraz ich bilansem masy na tle regionalnych warunków klimatycznych niż dynamicznym procesom glacialnym. Intensywnie badane są także geomorfologiczne przejawy działalności lodowców. Tak więc istnieje wyraźna luka pomiędzy znajomością klimatycznych aspektów zlodowacenia a konsekwencjami tego zlodowacenia w postaci form i osadów. Dowodzi tego treść najważniejszych opracowań monograficznych lodowców tego obszaru (Troickij i in., 1975; Baranowski, 1977; *Glacjologija Špicbergena*, 1985). Jedynie S. Baranowski (1977) poczynił pewne kroki celem wypełnienia tej luki. Dokładniejsze poznanie dynamicznych procesów glacialnych na południowym Spitsbergenie winno wpłynąć na pogłębienie badań związków zmian klimatycznych z powstawaniem i rozprzestrzenieniem form glacialnych. Tak ujęty obszar zainteresowań zaznaczono na rysunku 1.

W ciągu ponad pięćdziesięcioletniej historii polskiej działalności badawczej na Spitsbergenie podjęto i rozwiązano wiele problemów geomorfologicznych i glaciologicznych tego obszaru. Niezaprzeczalnym sukcesem programów A. Kosiby (1960) i S. Baranowskiego (1975a, c; 1977) było poznanie najważniejszych cech oraz zjawisk w obrębie lodowca Werenskiöld, częściowo także lodowca Hans. Dzięki temu stały się one jednymi z najlepiej zbadanych na Spitsbergenie. Jednocześnie na temat innych lodowców południowego Spitsbergenu brak jest podstawowych niekiedy opracowań glaciologicznych. Poznanie tego obszaru jest więc bardzo nierównomierne, natomiast wspomniane prace radzieckie ujmują problemy w skali całego archipelagu i są mniej przydatne w tym względzie. Z tej przyczyny podjęcie badań procesów dy-





**Rys. 1.** Model najważniejszych powiązań między zmianami klimatycznymi a wahaniami (geometrią) lodowca oraz rezultatem w postaci form i osadów glacialnych (częściowo wg M. F. Meiera, 1965 oraz D. J. Furbisha i J. T. Andrews, 1984). Zakresowano te elementy modelu, które są przedmiotem niniejszej pracy

**Fig. 1.** A model of the most important linkage between climate changes and glacial geometry and glacial landforms and glacial deposits (partly after M. F. Meier, 1965 and D. J. Furbish and J. T. Andrews, 1984):

1 — general climate, 2 — topography, 3 — local climate of a glacier, 4 — mass input, 5 — energy balance, 6 — glacier mass balance, 7 — glacier flow dynamics, 8 — glacier geometry, 9 — geomorphological record of glacier extension; the model elements which are connected with subject of this monograph are hatched

dynamicznych musiało zostać poprzedzone próbą uzyskania i usystematyzowania danych na temat głównych cech morfologicznych, morfometrycznych, jak również niektórych innych charakterystyk glaciologicznych lodowców południowego Spitsbergenu. Najdokładniej zagadnienia te opracowano dla rejonu Hornsundu.

Na tle zarysowanej problematyki, zasadnicze zadania niniejszej pracy sprowadzają się do dania możliwie wyczerpujących odpowiedzi na pytania:

1. Jakie są charakterystyczne cechy współczesnych lodowców południowego Spitsbergenu?

2. Jaka jest intensywność dynamicznych procesów glacialnych na tym terenie?

3. Jakie są uwarunkowania i mechanizmy tych procesów?

W świetle tak postawionego celu ogólnego pracy pojawiają się problemy szczegółowe, dotyczące zagadnień, które są we współczesnej glaciologii przedmiotem specjalnego zainteresowania, lecz także kontrowersji. Do najbardziej frapujących należą od lat stawiane pytania o przyczyny i mechanizm zjawiska nagłego wyraźnego przyspieszenia ruchu lodowców, zwanego surge (Meier, Post, 1969; Robin Weertman, 1973; Paterson, 1981; Dolgušin, Osipova, 1982; Korjakin, 1985b; Clarke i in., 1984). Na podstawie naj-

nowszych badań (Kamb i in., 1985; Kamb, 1986; Raymond i in., 1986a,b; Iken i in., 1986) wydaje się, że rozwiązanie tych kwestii jest bliskie. Obserwacje poczynione na południowym Spitsbergenie zdają się wskazywać drogę do określenia spójnego mechanizmu procesu surge.

Pokrewne i równie interesujące są problemy związane z dynamiką czołowych części lodowców uchodzących do morza; ich ruchu, wahań zasięgu czoła i intensywności ablacji w wyniku cielenia. Szczególna atrakcyjność tej problematyki wynika z faktu, że są to procesy do tej pory bardzo słabo zbadane. Kluczowym zagadnieniem jest określenie czynników decydujących o intensywności cielenia, a tym samym zbadanie prawidłowości i mechanizmów rządzących tym procesem. Na tle intensywnych badań alaskańskich lodowców uchodzących do morza (Post, 1975; Meier i in., 1980, 1985; Brown i in., 1982; Rasmussen, Meier, 1982), podobne prace na Spitsbergenie przedstawiają się skromniej (Jania, 1982, 1986a, b; Jania i in., 1986), dostarczają jednak interesujących danych, które umożliwiają podjęcie dyskusji nad ogólnym „prawem cielenia” (por. Meier i in., 1980; Brown i in., 1982; Meier, 1986). Równie ciekawe są zagadnienia obejmujące mechanizm ruchu czołowych części lodowców kończących się na lądzie oraz ich związków z genezą rzeźby stref marginalnych.

Zakres podjętych badań był uzależniony od kilku okoliczności. Najważniejszą z nich były możliwości organizacyjne oraz techniczne prowadzenia prac w trudnym terenie oraz możliwości wyboru i zastosowania odpowiednich metod badawczych. Zazwyczaj ograniczone środki logistyczne polskich wypraw spitsbergeńskich oraz niewielka liczebność ekip badawczych spowodowały konieczność wyboru metod szybkich i precyzyjnych, a jednocześnie nie wymagających zaangażowania zbyt wielu osób w terenie. Tymi metodami były fotogrametria naziemna wspólnie z interpretacją jakościową i pomiarową zdjęć lotniczych. Korzystano także z klasycznych metod glaciologicznych, metod geofizycznych oraz innych. W związku z faktem, że fotometody w glaciologicznych badaniach na Spitsbergenie zastosowano po raz pierwszy w tak szerokim zakresie, zwrócono uwagę na ich przydatność w tego rodzaju studiach na tym terenie.

Bezpośrednimi, ilościowymi badaniami i pomiarami objęto zmiany geometrii wybranych lodowców, zmiany zasięgu czoł, prędkość i kierunki ruchu jeziorów oraz ablację przez cielenie. Zakres terytorialny badań nawiązuje do tradycyjnego terenu polskiej aktywności naukowej w Arktyce. Związany był on także z możliwościami transportowymi wypraw, w których uczestniczył autor, a także warunkami pogodowymi podczas każdej z nich. W związku z wykorzystaniem serii norweskich zdjęć lotniczych 1 : 50 000 z lat 1960 i 1961, uzyskanych od Norsk Po-

larinstitutt, (Norweski Instytut Polarny) terytorialny zasięg opracowania w zasadzie pokrywa się z obszarem objętym przez te zdjęcia (por. rys. 3 i 7). Dzięki zdjęciom lotniczym z 1936 roku oraz opublikowanym wynikom innych badaczy możliwe było wyjście poza rejon Hornsundu i uwzględnienie procesów glacialnych niektórych lodowców schodzących w stronę fiordu Van Keulen.

Przystępując do rozważań nad charakterem i tempem dynamicznych procesów glacialnych, należy precyzyjnie określić, co autor rozumie pod tym pojęciem. Zgodnie z ogólnym rozumieniem słowo „proces” używane jest na określenie „kolejno następujących po sobie zmian fizykochemicznych materii” (*Słownik języka polskiego*. T. 2, 1979, s. 927). Z pojęciem tym łączy się pytanie o szybkość zachodzących zmian i ich naturę. Przymiotnik „dynamiczny” odnosi się do tego. Oznacza on „prężny, intensywny”, dynamika jest zaś w fizyce działem mechaniki ogólnej, zajmującej się ruchem i równowagą ciał materialnych pod działaniem sił (*Słownik języka polskiego*. T. 1, 1978, s. 484). W klasycznej geomorfologii termin „proces” (np. wietrzenia, erozji, akumulacji) używany jest tylko w sensie jakościowym, jako element davisowskiego cyklu geograficznego (por. Harris, 1986, s. 891). W ostatnich dwóch dekadach nasilają się dążenia do ilościowego ujmowania przebiegu procesów rzeźbotwórczych, co ściślej wiąże geomorfologię z fizyką i innymi naukami ścisłymi (np. Scheidegger, 1974; *Geomorfologia dynamiczna*, 1985).

Termin „procesy glacialne” jest mało precyzyjny, tak w polskiej, jak i anglosaskiej literaturze geograficznej. Stosowany jest w rozumieniu szerszym, tzn. jako zmiany fizykochemiczne zachodzące w obrębie lodowców oraz rzeźbie danego terenu pod bezpośrednim wpływem lodowców. *The Encyclopedia of Geomorphology* (1968) nie definiuje tego określenia wprost, ale z treści wywodu (s. 624) wynika, że procesy glacialne traktowane są jako czynniki przeobrażeń rzeźby terenu, dające w efekcie formy erozyjne i akumulacyjne. C. Embleton (*Geomorfologia dynamiczna*, 1985, rozdz. 8) podobnie ujmuje to zagadnienie. Wąskie rozumienie tego pojęcia wiąże się z badaniami glaciologicznymi *sensu stricto* i odnosi do zmian fizykochemicznych substancji tworzących lodowce i lądolody tak w czasie, jak i przestrzeni. W niniejszej pracy autor przyjął wąskie rozumienie tego pojęcia, odnosząc je do zjawisk zachodzących w obrębie lodowców. Jest to zgodne z podejściem S. Baranowskiego (1977, s. 58). Tak więc pod pojęciem dynamicznych procesów glacialnych rozumiane są stosunkowo intensywne (szybkie) zmiany o charakterze fizycznym w obrębie lodowców.

Polska literatura glaciologiczna nie jest zbyt bogata, więc zdarzają się przypadki braku odpowiedniego polskiego terminu określającego zjawisko lub proces. W takich sytuacjach autor sugerował termin

polski lub zapożyczał obcojęzyczny, jeżeli funkcjonował on już wcześniej w polskim piśmiennictwie. Odnosi się to zwłaszcza do zjawiska wzmożonego (czasem katastrofального) przyspieszenia ruchu lodowców. Takie lodowce literatura anglosaska określa mianem *surging glaciers*. W Polsce nie wypracowano jeszcze odpowiedniego terminu, mimo różnych propozycji (np. lodowce „zerwane” — A. J a h n, 1971, s. 99 lub spolszczona pisownia terminu angielskiego „serdż” — W. P a s i e r b s k i, 1984, s. 25). S. B a r a n o w s k i (1977, s. 93) określał to zjawisko mianem „pulsacji ruchu”, konsekwentnie jednak stosował angielski termin *surge*. Ze względu na fakt, iż termin ten przyjął się szeroko w różnojęzycznej literaturze glaciologicznej, w niniejszej pracy stosowano go, podobnie jak S. Baranowski, zamiennie z terminem pulsacja. Słowo *surge* używane jest w języku angielskim jako czasownik (ruszać, zrywać się do przodu, gwałtownie falować) albo jako rzeczownik (ruch, zryw do przodu, gwałtowna fala), natomiast *surging* pełni funkcję przymiotnikową (imiesłów) oraz rzeczownika odczasownikowego (gwałtownie falujący, zerwany; ruszenie do przodu, gwałtowne falowanie, pulsacja ruchu). W niniejszej pracy starano się używać obie formy tego terminu w podobny sposób.

Pozostając w sferze problemów językowych, należy zwrócić uwagę, że oficjalne nazewnictwo geograficzne Spitsbergenu jest norweskojęzyczne. Utrwala ono nazwiska osób i nazwy obiektów oraz zjawisk, wzięte z wielu innych języków. Z tego powodu wynikają niekiedy problemy poprawności językowej w polskiej literaturze polarnej. Celem ustrzeżenia się od nieścisłości lub pomyłek w niniejszej pracy używano nazw geograficznych w wersji oryginalnej (np. Werenskioldbreen, norw. *breen* --- lodowiec) lub w wersji polskojęzycznej, przy czym po polskim określeniu obiektu geograficznego, następuje nazwa, zawsze pozostawiona w pierwszym przypadku liczby pojedynczej (np. lodowiec Werenskiold, lodowiec Hans). Dla jednolitości zrezygnowano z uwzględniania niektórych utartych, spolszczonych wersji nazw (np. Lodowiec Werenskiolda, Lodowiec Hansa). Uwzględniono nowe nazwy, wprowadzone przez polskie wyprawy w latach 1957—1983, a aprobowane przez Komitet Badań Polarnych PAN, tak jak na mapie geomorfologicznej rejonu Hornsundu (K a r c z e w s k i i i n., 1984).

Koncepcja programu badawczego, którego rezultatem jest niniejsza praca, narodziła się w 1978 roku i w tym czasie zaczęto starania o uzyskanie możliwie aktualnych zdjęć lotniczych rejonu Hornsundu oraz gromadzenie materiałów kartograficznych, faktograficznych i innych. Glaciologiczne opracowanie zdjęć lotniczych z lat 1960 i 1961, uzyskanych z Norsk Polarinstitut w Oslo, rozpoczęto w 1981 roku, natomiast badania terenowe podjęto w 1982 roku. Program terrofotogrametrycznych pomiarów zmian zasięgu oraz ruchu wybranych lodowców prowadzony

był podczas kolejnych wypraw Uniwersytetu Śląskiego, które współpracowały z ekspedycjami Polskiej Akademii Nauk oraz Uniwersytetu Wrocławskiego. Ponadto praca zawiera doświadczenia i obserwacje autora z jego poprzednich wypraw na południowy Spitsbergen w latach 1972 i 1978.

Prezentacja badań jest w tej pracy poprzedzona rozdziałem opisującym metody fotointerpretacji i fotogrametrii, wykorzystywane we współczesnej glaciologii. Uwzględniono w nim także zarys historii ich stosowania w badaniach glaciologicznych. Metody te (wraz z analizą dokładności) przedstawiono w sposób bardziej szczegółowy w poszczególnych rozdziałach dotyczących konkretnych zagadnień badawczych.

Referowanie wyników rozpoczęto od statycznego ujęcia lodowców południowego Spitsbergenu, od ich klasyfikacji oraz wybranych cech morfometrycznych i stref glacialnych. Następnie przedstawiono zmiany geometrii wybranych lodowców jako rezultat współdziałania ruchu oraz elementów ich bilansu masy. Bezpośrednie badania procesów dynamicznych skoncentrowane były na najlepiej do tej pory poznanych lodowcach Werenskiöld i Hans, które reprezentują najbardziej różniące się typy: lądowy i uchodzący do morza. W przypadku Hansbreen dokonano analizy czynników decydujących o intensywności cielenia. Na podstawie stwierdzonych prawidłowości rozpatrywano wahania zasięgu lodowców w ciągu XX wieku, koncentrując się na lodowcach uchodzących do morza. Procesy typu surging są przedstawione w oddzielnym rozdziale. W dalszej części zawarto uwagi o związkach niektórych procesów glacialnych z formami typowymi dla stref marginalnych, zarówno lądowych, jak też uchodzących do morza. Rozdział końcowy przedstawia procesy glacialne Spitsbergenu na tle Arktyki oraz wnioski.

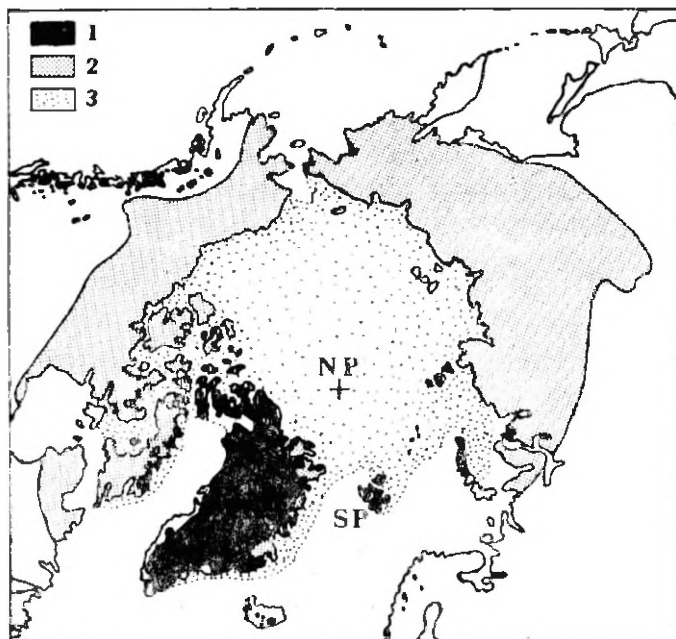
Niniejsza praca dotyka wielu spośród podstawowych problemów rozwoju i zaniku zlodowacenia Spitsbergenu. Nawiązuje również do studiów w innych obszarach. Autor podejmuje dyskusję i proponuje rozwiązania niektórych zagadnień ogólniejszych. Trafność tych uogólnień oraz wysuwanych hipotez winna być weryfikowana dalszymi badaniami. Kontynuowanie tych prac zostało zaplanowane na dalsze lata, z czego ostatnio udało się zrealizować kolejny całoroczny cykl pomiarów dynamiki lodowca Hans (sezon 1985/1986) oraz powtórzenie pomiarów stref czołowych lodowców Werenskiöld oraz Torell w lecie 1986 roku. Rozszerzenie pomiarów ruchu oraz wahań na inne lodowce uchodzące do Hornsundu winno umożliwić ilościowe ujęcie ogólnej formuły „prawa cielenia”. W odniesieniu do lodowców kończących się na lądzie niezwykle cenne byłoby w przyszłości uchwycenie dynamiki strefy czołowej w fazie aktywnej procesu surge. Wymaga to dalszych uważnych obserwacji zmian geometrii lodowców celem wytypowania odpowiedniego obiektu badań. Specjalnie przygotowany program badań spitsbergeńskiego lo-

dowca w czasie surgingu stałby się bardzo ważnym uzupełnieniem tego typu prac w innych rejonach geograficznych. Wyniki pozwoliłyby zwerifikować przedstawione poglądy na mechanizm tego procesu. W kierunku zbadania wewnętrznych i podlodowcowych systemów drenażu wodnego winny iść dalsze wysiłki speleologii lodowcowej, uzupełnione przez zainstalowanie automatycznej stacji pomiarowej wraz z czujnikami wewnątrz i w podłożu lodowca. W tym miejscu trzeba powiedzieć, że zarówno Hansbreen, jak i Werenskioldbreen dobrze nadają się do dalszych badań stacjonarnych tego typu. Związane to jest z zapleczem w postaci Polskiej Stacji Polarnej oraz Stacji Polarnej Uniwersytetu Wrocławskiego im. S. Baranowskiego. Dowodzi to także trafności wytypowania obiektów studiów glaciologicznych przez A. Kosibę i S. Baranowskiego.

## Charakterystyka terenu badań

### Położenie

Spitsbergen położony jest na północno-zachodnim skraju szelfu europejskiego, pomiędzy  $76^{\circ}$  a  $81^{\circ}$  szerokości geograficznej północnej i pomiędzy  $10^{\circ}$  oraz  $35^{\circ}$  długości geograficznej wschodniej. Jest to położenie szczególne (rys. 2), w rejonie, gdzie zlodowacenia: naziemne, podziemne (zmarzlina ciągła) i morskie (pak lodowy), sąsiadują z otwar-



**Rys. 2.** Położenie Spitsbergenu na tle różnych form zlodowacenia Arktyki (wg A. Jahn, 1977 — nieco zmienione):

1 — zlodowacenie naziemne (lodowce i lądolody), 2 — zlodowacenie podziemne (zmarzlina ciągła i nieciągła), 3 — zlodowacenie morskie (pak lodowy w zasięgu letnim), NP — biegun północny, SP — Spitsbergen

**Fig. 2.** Location map of Spitsbergen on the background of different forms of Arctic glaciation (after A. Jahn, 1977 — slightly changed): 1 — land glaciation (glaciers and ice-caps), 2 — underground glaciation (continuous and discontinuous permafrost), 3 — marine glaciation (sea ice cover in summer extension), NP — North Pole, SP — Spitsbergen

tymi wodami Atlantyku, ogrzewanymi odnogami Prądu Zatokowego (John, 1977). To szczególne położenie wynika również z warunków klimatycznych, które panują na tym obszarze. Za S. Baranowskim (1977), który powołuje się na poglądy V. A. Markina, należy podkreślić, że Spitsbergen, z uwagi na bliskie sąsiedztwo centrów działalności cyklonalnej (niż islandzki) oraz antycyklonalnej (wyż arktyczny) charakteryzuje się specyficznymi warunkami klimatycznymi: wyższymi temperaturami i większymi opadami niż inne części Arktyki leżące w tych samych szerokościach geograficznych. Efektem jest większa akumulacja śniegu i dłuższe okresy ablacji, tym samym intensywność procesów glacialnych na Spitsbergenie winna być odpowiednio większa.

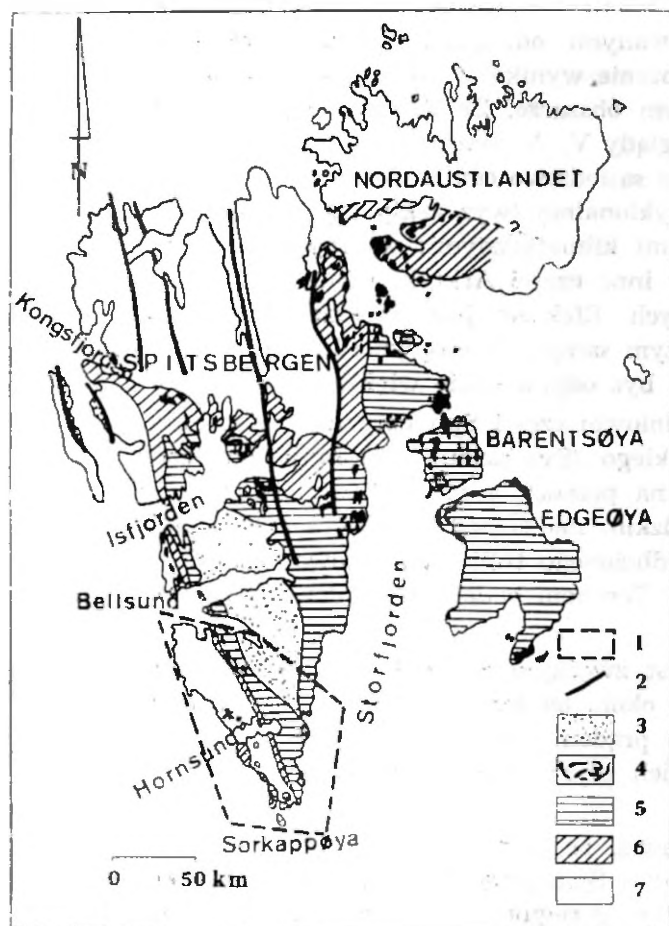
Obszar badań leży w południowej części Spitsbergenu, największej wyspy archipelagu spitsbergeńskiego (Svalbardu). Obejmuje on teren pomiędzy fiordem Van Keulen na północy a przylądkiem Sørkapp na południu oraz Morzem Grenlandzkim na zachodzie i Morzem Barentsa na wschodzie. Ma on kształt wydłużonego trójkąta skierowanego wierzchołkiem ku południowi (rys. 3). Terenem badań szczegółowych był rejon Hornsundu.

Spitsbergen południowy jest zwężającym się ku południowi pasmem lądu o średniej szerokości około 60 km. To wąskie międzymorze sąsiaduje od zachodu z ciepłym prądem zachodniospitsbergeńskim, natomiast przy brzegach wschodnich płynie zimny prąd wschodniospitsbergeński.

Położenie klimatyczne sprawia, że zlodowacenie i dynamika procesów glacialnych na południowym Spitsbergenie są jakby wskaźnikowe dla całego obszaru wyspy. Według regionalizacji zlodowacenia Spitsbergenu dokonanej przez V. S. Korjakina (1975a) badany obszar należy do strefy zlodowacenia półpokrywowego i górskiego (rys. 4). Dominują tutaj duże lodowce półpokrywowe typu „dwuspadowego”. Lodem pokryte jest ponad 60% terenu, przy czym intensywność zlodowacenia rośnie od północnego zachodu ku południowemu wschodowi i wschodowi. Zasilanie lodowców przez masy napływające tak od strony Morza Grenlandzkiego, jak i Morza Barentsa sprawia, że zauważa się ową asymetrię zlodowacenia. Prawdopodobnie jest to przyczyną, że w części południowej Spitsbergenu wysokość granicy zasilania schodzi niżej niż gdziekolwiek indziej w obrębie archipelagu (do około 150 m n.p.m. — wg Korjakina, 1975a).

Większe lodowce zazwyczaj kończą się w morzu. Mają one charakter lodowców subpolarnych (przejściowych między umiarkowanymi a zimnymi) dotyczy to zwłaszcza jeziorów spoczywających na lądzie.

Lokując Spitsbergen pośród innych zlodowaconych obszarów Arktyki właściwej, stwierdzić można, że jest to jej część o najsilniejszych wpływach sąsiedztwa oceanu.



**Rys. 3.** Szkic geologiczny Spitsbergenu (wg. K. Birkenmajera, 1984):

1 — rejon badań glaciologicznych na południowym Spitsbergenu, 2 — wybrane uskoki, 3 — warstwy trzeciorzędowe, 4 — doleryty, 5 — warstwy mezozoiczne, 6 — warstwy permskie i karbońskie, 7 — skały przedkarbońskie

**Fig. 3.** Geological sketch-map of Spitsbergen (after K. Birkenmajer, 1984):

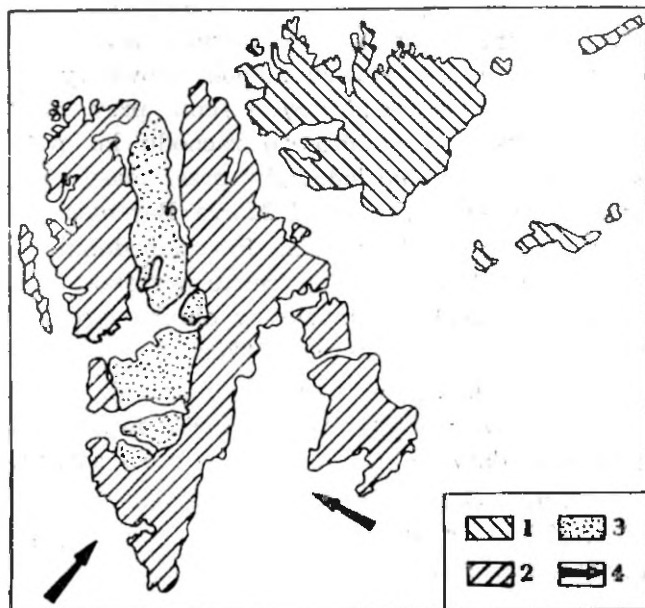
1 — region of glaciological investigations in South Spitsbergen, 2 — selected faults, 3 — Tertiary strata, 4 — dolerites, 5 — Mesozoic strata, 6 — Permian and Carboniferous strata, 7 — pre-Carboniferous rocks

**Rys. 4.** Regionalizacja typów zlodowacenia Spitsbergenu (wg V. S. Korjakina, 1975a):

1 — zlodowacenie pokrywowe, 2 — zlodowacenie półpokrywowe, 3 — zlodowacenie górskie, 4 — przeważające kierunki napływu mas powietrza

**Fig. 4.** Types of glaciation in Spitsbergen (after V. S. Korjakin, 1975a):

1 — cover glaciation, 2 — semicover glaciation, 3 — mountain glaciation, 4 — main directions of air masses inflow





Powstanie, rozwój oraz trwanie lodowców zależy od klimatu. Warunki klimatyczne decydują w zasadniczej mierze o przebiegu procesów glacialnych. Te oczywiste zależności łatwo można obserwować na Spitsbergenie, gdzie specyficzne warunki klimatyczne — przejściowe od oceanicznych do kontynentalnych — ukształtowały lodowce typu subpolarnego, o złożonej termice, stosunkach wodnych i zmiennej dynamice.

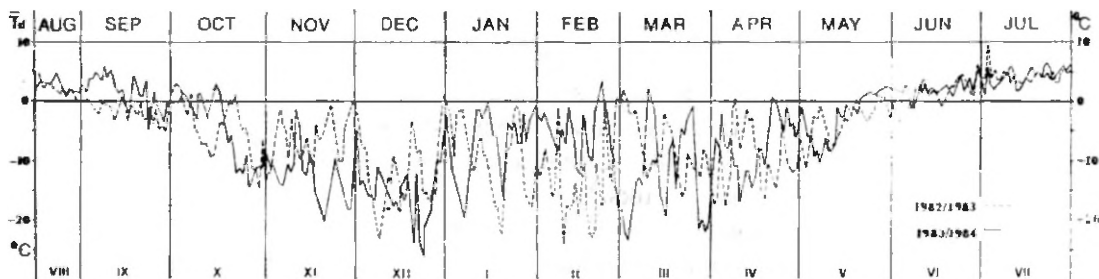
Najważniejsze zagadnienia klimatu lodowców Spitsbergenu nawiątyli V. A. Markin (1975) i S. Baranowski (1977). Najobszerniejsze opracowanie klimatu Hornsundu przedstawił J. Pereyma (1983). Ciągła praca stacji meteorologicznej przy Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie oraz badania wypraw Uniwersytetu Wrocławskiego w rejonie lodowca Werenskiöld dostarczają nowych danych klimatologicznych.

Dla klimatu Spitsbergenu istotne znaczenie ma układ cyrkulacji mas powietrza. Zdaniem S. Baranowskiego (1977) najważniejszy jest rozkład ciśnienia atmosferycznego przy powierzchni morza w atlantycznej części Arktyki. Charakterystycznym zjawiskiem jest rozwój głębokiej bruzdy barycznej od Islandii aż do Morza Karskiego oraz jej spitsbergeńsko-grenlandzkiego odgałęzienia. Południowy Spitsbergen leży w rejonie rozgałęzienia szlaków wędrówek ośrodków niskiego ciśnienia, przy czym gałąź spitsbergeńsko-grenlandzka przebiega nad zachodnią strefą archipelagu.

Z warunkami cyrkulacyjnymi związane jest kształtowanie termiki powietrza oraz opadów, które decydują o możliwościach powstania lodowców. Związki tych elementów z wędrówkami ośrodków cyklonalnych wykazali jasno S. Baranowski, B. Głowicki (1975), S. Baranowski (1977) i J. Pereyma (1983). Ważny czynnik, jakim jest wiatr, zależy bezpośrednio od warunków cyrkulacji ogólnej.

Temperatura powietrza w okresie ablacyjnym zawiera się zazwyczaj w zakresie od  $0^{\circ}\text{C}$  do  $5^{\circ}\text{C}$ . Pod wpływem wiatru typu fenowego temperatura rośnie nawet do ponad  $10^{\circ}\text{C}$ . Średnia temperatura dobową największej części dni letnich (63%) zawiera się w przedziale od  $+2,5^{\circ}\text{C}$  do  $+5^{\circ}\text{C}$  (Pereyma, 1983). Okres zimy charakteryzuje się niskimi temperaturami, nawet do  $-35^{\circ}\text{C}$ , ale częste są ocieplenia — aż do  $0^{\circ}\text{C}$  (rys. 5).

Okres przewagi temperatur ujemnych trwa od połowy września do połowy czerwca. Liczne ocieplenia związane z warunkami cyrkulacyjnymi, w czym ogromną rolę odgrywają wiatry fenowe, modyfikują te terminy z roku na rok. Pionowe zróżnicowanie temperatur zależy od podłoża i dla strefy wybrzeża gradient termiczny wynosi latem  $0,6^{\circ}\text{C} \cdot 10^{-2} \text{ m}^{-1}$ , nad lodowcami zaś gradient jest mniejszy —  $0,5^{\circ}\text{C} \cdot 10^{-2} \text{ m}^{-1}$  (Pereyma, 1983). Jak z tego widać, wzrost temperatur powyżej



Rys. 5. Przebieg średnich temperatur dobowych na stacji Hornsund w 2 kolejnych latach 1982/1983 i 1983/1984 (na podstawie danych z obserwacji W. Stepko i J. Rodzika oraz Z. Pietronia i M. Ziemiańskiego)

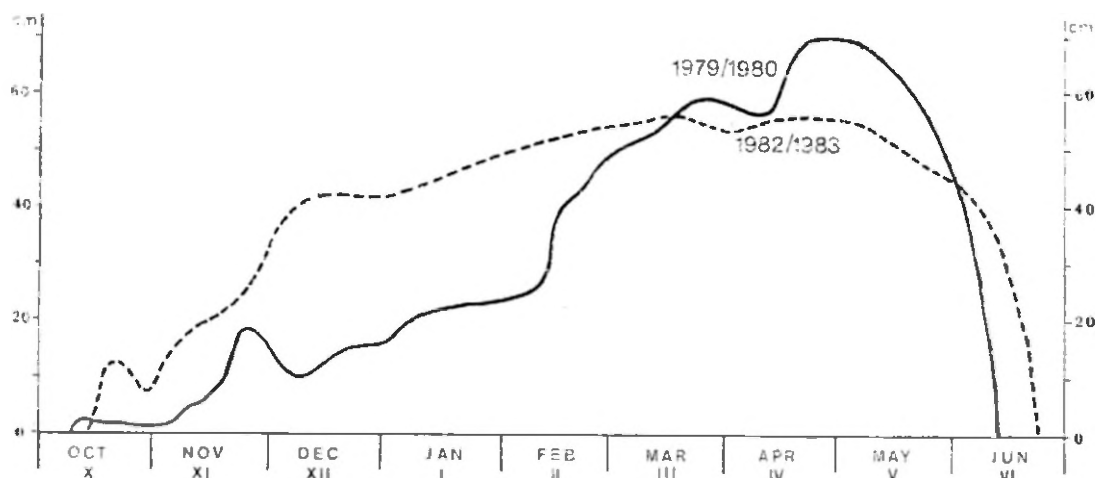
Fig. 5. The mean daily air temperature course at the Hornsund station in the 2 consecutive years 1982/1983 and 1983/1984 (based on observations by W. Stepko and J. Rodzik, and Z. Pietroni and M. Ziemiański)

zera w okresie akumulacji rzadko może sięgnąć do górnych części lodowców. Ocieplenia zimowe wpływają tylko na strefy czołowe jeziorów. Dla nizin nadmorskich oraz stref marginalnych dużych lodowców jesienne, a nawet zimowe, odwilże są zjawiskami bardzo charakterystycznymi. Przebieg temperatur w poszczególnych latach różni się od siebie. Koniec lat siedemdziesiątych znany jest jako wyjątkowo zimny. Lata 1982 i 1983 uważane są za chłodne, natomiast lata 1984 i 1985 — za wyjątkowo ciepłe. Ma to ważne konsekwencje w przebiegu procesów glacialnych.

Przestrzenne zróżnicowanie termiki w rejonie Hornsundu jest najwyraźniejsze na linii wschód—zachód. Zachodnie wybrzeża są wyraźnie cieplejsze. Wyrazem tego są różnice średnich temperatur miesięcy letnich pomiędzy stacją w Hornsundzie a stacją przy lodowcu Werenskiöld o  $1^{\circ}\text{C}$  do  $2^{\circ}\text{C}$  na korzyść tej drugiej (P e r e y m a, 1983). Decydującą rolę odgrywa efekt fenowy wiatrów wschodnich, a także większe zachmurzenie (napływ cieplejszych mas morskich). Istotnym elementem jest obecność dużych powierzchni zajętych przez lodowce we wnętrzu fiordu, co powoduje spływy zimnego powietrza (wiatry katabatyczne).

Suma opadów w sezonach letnich zmienia się także wyraźnie z roku na rok. Ciepłym latom towarzyszą zwykle małe opady, natomiast latom chłodnym i wilgotnym — stosunkowo łagodne zimy. Brak jest dokładniejszych badań tego zagadnienia, ale wydaje się, że następują tutaj wahania wpływów cech oceanicznych i kontynentalnych klimatu.

Dla lodowców podstawowe znaczenie mają opady zimowe, które są nadal mało poznane i trudne do zmierzenia. Dużą wartość mają tutaj badania pokrywy śnieżnej, prowadzone przez J. P e r e y m ę (1983) oraz K. Migalę i innych (1988) w różnych punktach terenowych. Śnieg pokrywa rejon Hornsundu przez około  $\frac{2}{3}$  roku (rys. 6). Jego miąższość



**Rys. 6.** Grubość pokrywy śnieżnej na stacji Hornsund podczas zim w latach 1979/1980 i 1982/1983 (wg J. Pereymy, 1983 oraz Z. Pietronia i M. Ziemiańskiego, 1985)

**Fig. 6.** Snow cover thickness at the Hornsund station during the winters 1979/1980 and 1982/1983 (after J. Pereyma, 1983 and Z. Pietron and M. Ziemiański, 1985)

jest bardzo zmienna i zależy od redepozycji przez wiatr. Silne wiatry powodują również stosunkowo wysoką średnią gęstość śniegu ( $0,5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ ). Pokrywa śnieżna grubości około kilkunastu centymetrów utrzymuje się w górnych częściach lodowców od września (w niektórych latach od końca sierpnia), narastając stopniowo aż do ponad 2 m. Sezon akumulacji kończy się zazwyczaj w maju/czerwcu. Na lodowcach występuje również ogromne zróżnicowanie grubości śniegu w zależności od konfiguracji terenu i przeważających kierunków wiatrów. K. Migala i inni (1988) stwierdzili, że pomiędzy 100 m n.p.m. a 800 m n.p.m. gradient akumulacji wynosi 110 mm na 100 m wzniesienia (w wodnym ekwiwalencie). Poniżej 100 m n.p.m. pojawia się inwersja — efekt dodatkowej akumulacji przez wiatry fenowe. Silne wiatry (zazwyczaj wschodnie) zmiatają śnieg z wypukłych i gładkich jeziorów, osadzając go przy samym czole.

Prędkości i kierunki wiatrów znajdują się pod przemożnym wpływem cyrkulacji wschodniej. Wiatry północno-wschodnie i wschodnie o dużych szybkościach są częste i dominują w róży wiatrów. Rola wiatrów wschodnich jest wyraźna w powstawaniu tzw. akumulacji dodatkowej na lodowcach w postaci zasp i lawin śnieżnych. Znaczenie akumulacji tego typu dla niektórych lodowców jest duże (Jania, 1987, 1988).

Czynnikami ablacji powierzchniowej są dodatnie temperatury powietrza, promieniowanie słoneczne oraz sublimacja. Badania S. Ba-

ranowskiego (1977) wykazały, że na południowym Spitsbergenie najistotniejsze znaczenie mają dodatnie temperatury powietrza. Obserwacje autora potwierdzają opinię J. Pereymy (1983), że we wschodniej części badanego obszaru rośnie rola czynnika radiacyjnego (prawdopodobnie również sublimacji) w ablacji lodowców.

Zróznicowanie topoklimatyczne południowego Spitsbergenu jest bardzo znaczne. Zaznaczają się odmienne tendencje w części wschodniej (o charakterze bardziej kontynentalnej) i zachodniej (oceanicznym). Należy podkreślić, że wszystkie elementy klimatu tej części Spitsbergenu silnie zależą od warunków cyrkulacyjnych. Zakłócenia w ogólnym układzie cyrkulacji północnego Atlantyku wpływają zatem wyraźnie na fluktuacje klimatyczne na Spitsbergenie, a tym samym na przebieg procesów glacialnych. Tak więc lodowce południowego Spitsbergenu są szczególnie interesujące, także jako wskaźniki zmian klimatycznych.

Główne rysy budowy geologicznej i rzeźby terenu

Spitsbergen położony jest na północno-zachodnim skraju europejskiego szelfu kontynentalnego. W związku z tym przykrawędziowym położeniem, rozwój struktur geologicznych Spitsbergenu ma ścisły związek z historią powstawania dna oceanicznego pomiędzy szelfem grenlandzkim a europejskim (Birkenmajer, 1977). Układ formacji geologicznych jest w przybliżeniu południkowy (rys. 3), co odpowiada przebiegowi osi głównych basenów sedymentacyjnych i linii tektonicznych, równoległych do krawędzi szelfu.

Na południowym Spitsbergenie stwierdzono cztery główne jednostki geologiczne. Składają się na nie: formacja Hecla Hoek (prekambr-ordowik), serie paleozoiczne (dewon-karbon-perm), formacja mezozoiczna (trias-jura-dolna kreda) oraz osady trzeciorzędowe (Birkenmajer, 1968, 1984; Flood i in., 1971). Są one znacznie zróżnicowane litologicznie. Formacja Hecla Hoek zajmuje prawie całą zachodnią część badanego obszaru. Występują tutaj miększe serie wapieni różnego typu i wieku, dolomity oraz marmury. Skąły węglanowe ciągną się pasmem o różnej szerokości od masywu Hilmarfjellet na Sørkapplandzie, przez Tsjebysojvelfjellet, Sofiekammen i Luciakammen oraz masywy górskie we wnętrzu Wedel Jarlsberg Land, aż po pasma górskie w rejonie lodowca Recherche. Często występują tutaj łupki krystaliczne o różnym składzie i stopniu zmetamorfizowania, kwarcyty, a także amfibolity i skąły zgranityzowane. Pojawiają się także wychodnie młodszych dalek dolerytowych, prawdopodobnie wieku górnokredowego (Birkenmajer, 1968, 1978a, b).

Serie z młodszego paleozoiku składają się z dewońskich piaskowców, konglomeratów i bracki sedymentacyjnych oraz z wapieni, łupków i mułowców, czasami występują kwarcyty. Skąły te pojawiają się

w paśmie Traunkammen i budują Meranfjellet oraz rejon Hyrneodden i stoki Marietoppen. Osady karbońskie występują w północno-zachodniej części Sorkapp Landu oraz w masywie Marietoppen i budują grzbiet Bredichinryggen oraz kilka sąsiadujących od południa nunataków w rejonie Mefonna, a na północy odsłaniają się między innymi w masywie Berzeliustinden. Składają się na nie łupki, piaskowce, zlepieńce, szarogłazy, fyllity, pojawiają się wkładki węgla kamiennego. Serie górno-karbońskie przechodzą stopniowo w dolnopermskie. Osady permskie reprezentowane są przez: piaskowce, zlepieńce, łupki, wapienie i wapienie margliste oraz margle, a także wapienie rogowcowe z górnego permu (Birkenmajer, 1968; Flood i in., 1971).

Formacja mezozoiczna składa się z piaskowców, częściowo kwarcytów, zlepieńców i łupków z przeławiczeniami wapieni i wapieni marglistych oraz cienkimi pokładami węgla (Birkenmajer, 1968, 1984). Skąły mezozoiczne występują szerokim pasmem ciągnącym się od wschodniego wybrzeża w rejonie Vasilievbreen po południowe brzegi Fiordu Van Keulen, a także wąską strefą na brzegach Morza Barentsa, obramowując od wschodu serie trzeciorzędowe.

Trzeciorząd zajmuje duży obszar na Ziemi Torella, wyklinowując się w okolicy Hambergbukta i występując w dwóch rejonach na południu Sorkapp Landu. Na formację trzeciorzędową składają się osady klasyczne, głównie piaskowce, łupki i mułowce; lokalnie ze zlepieńcami oraz glinami. W tej miększej serii osadowej występują pokłady węgla, eksploatowane w Longyearbyen i Barentsburgu oraz Svcagruva (Flood i in., 1971).

Osady przedtrzeciorzędowe są silnie zaangażowane tektonicznie. Obok zafaldowania warstw liczne są nasunięcia i uskoki. Jak już wspomniano, główne linie tektoniczne mają przebieg zbliżony do południkowego. Opisany układ struktur geologicznych ma wielkie znaczenie dla rozwoju rzeźby tego obszaru i morfologicznego wyrazu zlodowacenia.

Rzeźba południowego Spitsbergenu rozwinęła się w wielkiej zależności od litologii i tektoniki podłoża geologicznego. Przebieg głównych dolin i oddzielających je grzbietów górskich jest w ogromnej przewadze południkowy. Nawiązuje to najprawdopodobniej do fluwialno-denudacyjnej rzeźby strukturalnej, rozwinętej w młodszym trzeciorzędzie. Doliny zostały wyerodowane w mniej odpornych seriach skalnych lub w nawiązaniu do stref nasunięć i uskoków.

Zróźnicowanie wysokościowe obszaru jest znaczne. Wysokość większości głównych grzbietów górskich zawiera się w przedziale od 500 m n.p.m. do 1000 m n.p.m. Maksymalne wzniesienia występują na Sorkapp Landzie. Są to karlingi: Hornsundtind (1431 m n.p.m.) i Mehesten (1354 m n.p.m.). Drugim co do wysokości masywem jest Berzeziustinden (1205 m n.p.m.), górujący nad fiordem Van Keulen. Niziny nadmorskie zajmują

stosunkowo wąskie (od 1 km do 3 km) strefy podniesionych teras morskich u podnóża gór.

Doliny niezlodowacone występują w zachodniej części terenu. Są to U-kształtne doliny o stosunkowo nisko położonym dnie, niewielkim nachyleniu i ze stromym zamknięciem, niekiedy w postaci zawieszonych dolinek, w których znajdują się małe lodowce górskie. Intensywność zlodowacenia narasta ku wschodowi oraz w kierunku wnętrza lądu (na północ i południe od Hornsundu). W tych samych kierunkach maleją wysokości względne grzbietów górskich i nunataków nad powierzchnią lodu.

A. Karczewski i inni (1984) opracowali stosunki geomorfologiczne rejonu Hornsundu w formie mapy z komentarzem. Autorzy ci, a także J. Jania i T. Szczypek (1987), wyróżniają kilka morfogenetycznych typów krajobrazu, z których każdy ma swoisty zespół form rzeźby. Układają się one mniej więcej południkowo i stopniowo przechodzą jeden w drugi. Wydzielić więc można:

- 1) wybrzeża niezlodowacone w obrębie podniesionych teras morskich z rzeźbą litoralną przeobrażoną przez procesy glacialne, w mniejszym stopniu przez procesy fluwioglacialne oraz eoliczne i krasowe;

- 2) niezlodowacone góry nadmorskie z ostrymi zazwyczaj formami grzbietów i wierzchołków, z formami stokowymi, tworzonymi pod wpływem różnego typu ruchów masowych oraz z obecnością lodowców szczątkowych, a w obrębie większych dolin z elementami rzeźby fluwialnej;

- 3) obszary rzeźby glacialnej, z występowaniem stref ablacyjnych lodowców oraz marginalnych form glacialnych i fluwioglacialnych, wkraczających na podniesione terasy morskie;

- 4) krajobraz nunataków i otoczonych lodem pasm górskich, gdzie dominują procesy wietrzenia mrozowego oraz ruchów masowych.

Przedstawione elementy rzeźby (warunki orograficzne), rozwinięte w silnej zależności od podłoża geologicznego są wraz z klimatem tego rejonu odpowiedzialne za typ zlodowacenia oraz charakter procesów glacialnych.

Procesy morfogenetyczne kształtujące rzeźbę wymienionych typów krajobrazowych, a także poszczególne formy i zespoły form były przedmiotem wielu prac. Najpełniejszy ich przegląd daje A. Karczewski w komentarzu do wspomnianej mapy (Karczewski i in., 1984).

Swoisty krajobraz form tworzących strefy marginalne lodowców, szczególnie tych kończących się na lądzie jest wyjątkowo interesujący, gdyż stanowi rezultat działania procesów glacialnych. W świetle badań wielu autorów (Michalska, 1961; Jewtuchowicz, 1966, 1968; Szupryczyński, 1963, 1968; Andrzejewski, Stankowski, 1981; Karczewski, 1982; Karczewski i in., 1984; Ostaficzuk i in., 1982; Kozarski, 1982) zarysowują się najbardziej typowe elementy rzeźby stref marginalnych lodowców południowego Spits-

bergenu. W bezpośrednim sąsiedztwie lodowca rozciąga się wewnętrzna strefa marginalna, gdzie spore powierzchnie zajęte są przez morenę denną (zazwyczaj płaską lub typu *fluted moraine*) na podłożu skalnym. Duże przestrzenie zajęte są przez sandr wewnętrzny, rozwinięty na podłożu skalnym, ale również na martwym lodzie. W tej części strefy marginalnej pojawiają się wały ozów i pagórki kemowe, a w przypadku konfluencji lodowców ciągną się wały moren środkowych z jądrem lodowym. Częstym elementem bywają jeziora zwykle o charakterze zaporowym. Wewnętrzna strefa marginalna położona jest zazwyczaj na wysokości od około 10 m n.p.m. do około 50 m n.p.m. i zajmuje podniesione terasy morskie. Otoczona jest ona wałem moren czołowych i bocznych z jądrem lodowym. W niektórych przypadkach stwierdzono dwudzielność tych moren czołowych. Usytuowane są one na podniesionych terasach morskich (podnóża na wysokości od kilku do kilkunastu metrów). Wysokości względne tych wałów wynoszą zazwyczaj od 50 m do 100 m. Są one intensywnie degradowane przez spływy błotne i soliflukcję w wyniku wytapiania jądra lodowego. Do moren czołowych po ich zewnętrznej stronie przylegają niekiedy moreny spiętrzone. Zbudowane są one często z osadów morskich. Na przedpolu wzniesień morenowych rozciągają się rozległe równiny sandrów zewnętrznych.

Pod względem wielkości zajmowanych powierzchni dominującym elementem stref marginalnych lodowców lądowych są równiny akumulacji wodnolodowcowej. Wydaje się więc, że głównym czynnikiem rzeźbotwórczym są wody roztopowe wypływające z lodowców.

Przedstawiono tutaj w sposób uproszczony najbardziej typowy układ form strefy marginalnej. W poszczególnych przypadkach, zależnych od wielkości i typu lodowców, zmieniają się wielkości, wzajemne proporcje i kompletność występujących form. Na podstawie obserwacji w innych rejonach zachodniego Spitsbergenu oraz literatury (np. Troickij, 1975) wydaje się, że przedstawiony schemat strefy marginalnej jest typowy dla spitsbergeńskich lodowców lądowych, natomiast w odniesieniu do lodowców uchodzących do morza niekompletny zestaw wymienionych form występuje w strefach bocznych lub pojawiają się specyficzne formy, jak na przykład krajobraz moreny grzędowo-pagórkowatej z zagłębieniami i obecnością martwego lodu (Troickij, 1975). Podmorskie strefy marginalne tego typu lodowców są obecnie prawie nieznanne.

Zróźnicowanie stref marginalnych wynika między innymi ze zróżnicowania charakteru i intensywności procesów glacialnych, zachodzących w obrębie lodowców różnych typów i rozmiarów. Niektóre z tych procesów są przedmiotem niniejszej pracy.

## 2. Metody badań fotointerpretacyjnych i fotogrametrycznych stosowane w glaciologii

Fotointerpretacja i fotogrametria są dziedzinami blisko spokrewnionymi. Jeżeli fotointerpretację zdefiniujemy jako metodę identyfikowania obiektów, określania ich cech charakterystycznych (właściwości fizycznych i chemicznych) oraz wzajemnej zależności na podstawie obrazów uzyskanych techniką fotograficzną, fotogrametrią zaś nazwiemy „naukę i technologię dostarczania informacji o obiektach fizycznych i ich otoczeniu przez rejestrację, pomiar, analizę i interpretację obrazów fotograficznych” (wg Międzynarodowego Towarzystwa Fotogrametrycznego, za Z. Sitkiem, 1981), to okazuje się, że obie metody wzajemnie się uzupełniają, a w dużej części także pokrywają ze sobą. Należą one do dużej, nowoczesnej rodziny teledetekcyjnych metod badania środowiska geograficznego. W fotointerpretacyjnym wykorzystaniu zdjęć (zwymiekle zdjęć lotniczych) główną uwagę zwraca się na poszukiwanie związków pomiędzy obiektami fotografowanymi a tymi, o których wnioskujemy na podstawie znajomości przedmiotu badań (w tym przypadku lodowców). Trzeba więc obok umiejętności odczytywania zdjęć dysponować odpowiednią wiedzą z zakresu właściwej dziedziny nauk o Ziemi.

Fotogrametria dzielona jest zwykle na dwie główne gałęzie: fotogrametrię topograficzną i nietopograficzną, czyli specjalną (Lisenb Barth, 1974). W glaciologii mają zastosowanie oba działy fotogrametrii. W fotogrametrii zwraca się uwagę na możliwość pomiarowego przetwarzania zdjęć tak, by uzyskać największą precyzję i powtarzalność pomiarów badanego obiektu, jego cech geometrycznych, czy ich zmienności w czasie.

Równoczesne wykorzystanie obu wymienionych dziedzin, z których fotointerpretacja wymaga większej wyobraźni i zdolności kojarzenia (niektórzy autorzy przyrównują ją do sztuki), a fotogrametria — dokładności, zdyscyplinowania i operowania matematycznymi oraz numerycznymi metodami opracowań, daje odpowiednie rezultaty, także w za-



stosowaniach glaciologicznych. Z tego powodu oba podejścia do wykorzystywania zdjęć fotograficznych lodowców rozważane są łącznie.

W niniejszym rozdziale przedstawiono zarys rozwoju zastosowań fotometod w glaciologii oraz ich stan współczesny. Podano skrótowe informacje o technikach teledetekcyjnych, wykorzystywanych w tej dziedzinie. Na tym tle przedstawiono metody zastosowane przez autora w odniesieniu do lodowców południowego Spitsbergenu oraz omówiono wykorzystane materiały.

## Zarys historii stosowania fotogrametrii i fotointerpretacji w badaniach lodowców

W większości podręczników do fotointerpretacji i fotogrametrii (np. Wolf, 1974; Sitek, 1981; Ciołkosz i in., 1978; Furmańczyk, 1980; Schneider, 1974 oraz in.) przedstawiana jest historia obu dziedzin poczynając od A. Laussedata, który w 1859 roku zbudował pierwszą kamerę pomiarową i G. F. Turnachona, który w 1858 roku jako pierwszy wykonał zdjęcia lotnicze Paryża z balonu na uwięzi. Nie ma zatem potrzeby omawiania historycznego rozwoju obu fotometod.

Wyznaczenie początkowej daty „fotograficznych” badań lodowców może natrafić na pewne trudności. Przyczyna tkwi w fakcie, że zdjęcia wykonane dawniej dla celów ilustracyjnych, obecnie służą często do analiz porównawczych zmian zasięgu lub stanu lodowców. Odnosi się to głównie do rejonu alpejskiego, gdzie już od połowy XIX wieku wykonywano fotografie widokowe, pamiątkowe lub przeznaczone na pocztówki. Podobnie wykorzystywane bywają nawet graficzne, rysunkowe albo malarskie obrazy zlodowaconych dolin Alp (Vivian, 1975), ale także innych obszarów (Hamilton, 1965). Jest to jednak sztuczne przedłużanie historii fotointerpretacji glaciologicznej.

Za prawdziwy początek zastosowania fotografii w glaciologii uznać należy pierwsze świadome — celowe — wykorzystanie kamery pomiarowej. W latach 1888/1889 S. Finsterwalder (1897) wykonał metodą terrofotogrametrii stolikowej (monoskopowej) wielkoskalowe zdjęcie małego lodowca Vernagtferner w Alpach Ötztalskich. S. Finsterwalder, znakomity badacz lodowców i gór, wykorzystał fotografię pomiarową jako pomoc w opracowaniu szczegółowej mapy badanego lodowca. Fotogrametria stolikowa polega na wykonywaniu pojedynczych zdjęć ze stanowiska stolika topograficznego, a następnie na opracowaniu kameralnym. Odtwarza się azymuty poszczególnych punktów graficznie (na podstawie współrzędnych fotogrametrycznych), wcięciem w przód. Rysunek poziomicowy powstaje więc jako interpolacja pomiędzy pomierzonymi punktami. Metoda ta, jako wygodniejsza w trudnym terenie niż klasyczne zdjęcie stolikowe, szybko znalazła zastosowanie w zlodowaconych

obszarach górskich i polarnych. Na Spitsbergenie jako pierwsza wykorzystaną ją w 1898 roku wyprawa szwedzka pod kierunkiem A. G. Nathorsta (Zagrajski, Zawadzki, 1936).

W ślad za pierwszym kartowaniem fotogrametrycznym lodowca Vernagtferner znany fotogrametra O. von Gruber zastosował na nim w 1912 roku naziemne zdjęcia stereofotogrametryczne dla uzyskania nowej mapy topograficznej (Finsterwalder, 1972a). Dane te świadczą, o błędnych sugestiach, powtarzanych w różnych pracach (Stirling, 1982; Small i in., 1984), uznających rok 1931 za początkowy w glaciologicznych zastosowaniach fotogrametrii. Opublikowana w tym właśnie roku praca Rich. Finsterwaldera (1931) jest bardzo ważnym punktem w historii fotoglaciologii: przedstawia użycie fotogrametrii naziemnej w badaniach procesu ruchu lodowca metodą tzw. paralaks czasowych. Pamiętać jednak należy, że wcześniej fotogrametria naziemna stała się zwykłą metodą wykonywania map topograficznych zlodowaconych obszarów wysokogórskich, głównie Alp, ale też rejonów polarnych, np. Alaski i Kanady (por. Furmańczyk, Jania, 1981) i Spitsbergenu (Zagrajski, Zawadzki, 1936), a mapy te miały wielkie znaczenie dla glaciologów.

Systematyczne pomiary topograficzne Spitsbergenu z zastosowaniem terrofotogrametrii stolikowej zapoczątkowały wyprawy organizowane przez Księcia Monako pod kierunkiem G. Isachsena w latach 1906 i 1907. Następne topograficzne wyprawy norweskie (corocznie z wyjątkiem 1915 roku, w 1909—1925) wykorzystywały fotogrametrię naziemną (wpierw stolikową, następnie stereofotogrametrię). O skali tych prac świadczą dane o liczbie stanowisk fotogrametrycznych w poszczególnych latach, których w każdym roku było zazwyczaj kilkaset. Najwięcej, bo 908, założono w 1920 roku (por. tab. II w pracy S. Zagrajskiego i A. Zawadzkiego, 1936). Polska wyprawa na Ziemię Torella w 1934 roku stosowała stereofotogrametrię naziemną jako podstawę kartowania obszarów do tej pory nie znanych. Nie było to pierwsze zastosowanie tej metody na Spitsbergenie, ale warto podkreślić, że po raz pierwszy wykonano mapę w tak dużej podziałce 1:50 000 i z taką precyzją.

Na rok 1931 przypada także pierwsza fotogrametryczna wyprawa powietrzna, nastawiona na pozyskanie dużej liczby zdjęć zlodowaconych obszarów Arktyki. Niemiecko-radziecka ekspedycja sterowcem „Graf Zeppelin” fotografowała Ziemię Franciszka Józefa, Ziemię Północną, Półwysep Tajmyr i Nową Ziemię, stosując dwie kamery fotogrametryczne (Schneider, 1974). Uzyskane materiały posłużyły do wykonania pierwszych dokładnych map topograficznych tych obszarów (1:400 000). Dzięki tym mapom ustalono rozległość i charakter zlodowacenia tej części Arktyki.

W następnym roku Norwegia zorganizowała wielkie ekspedycje lotnicze, które wykonały całe serie fotogrametrycznych zdjęć skośnych, pokrywając nimi prawie 30 000 km<sup>2</sup> na Spitsbergenie, Wyspie Niedźwiedziej i wschodniej Grenlandii (S c h n e i d e r, 1974). Już więc na początku lat trzydziestych rozpoczęło powszechne stosowanie stereofotogrametrii w celu uzyskania obrazu kartograficznego terenów zlodowoczonych. Do tego typu prac należały wspomniane polskie prace terrofotogrametryczne na Ziemi Torella na Spitsbergenie w 1934 roku (Z a g r a j s k i, Z a w a d z k i, 1936) i na Grenlandii w 1937 roku (Z a w a d z k i, 1938).

Na Spitsbergenie Norwegowie kontynuowali naloty fotogrametryczne w latach 1936 i 1938 (L u n c k e, 1949). Ich rezultaty (fot. 1) miały i mają nadal istotne znaczenie dla badań lodowców tego obszaru. W Antarktyce, w tym samym czasie, rozpoczęło podobne prace nad kartowaniem stref marginalnych lądolodu — przegląd tych prac zawarto w artykule K. F u r m a n c z y k a i J. J a n i (1981).

Pełne stosowanie metod stereofotogrametrii naziemnej do badania topografii lodowców, także procesów ruchu, zapoczątkował wspomniany Rich. F i n s t e r w a l d e r (1931, 1937) w zachodnich Himalajach — rejon Nanga Parbat. Podobny styl prac fotogrametryczno-glaciologicznych prezentowała niemiecka wyprawa na Spitsbergenie w 1938 roku (głównie rejon Hornsundu) z udziałem W. P i l l e w i z e r a (1939). Poza szczegółowymi mapami topograficznymi dwóch lodowców badano ich ruch powierzchniowy w kilku profilach poprzecznych, metodą paralaks czasowych, również ruch dwóch innych lodowców, ich ablację oraz zmiany położenia czoł wielu innych. Warto tutaj dodać, że w czasie pierwszej polskiej wyprawy na Spitsbergen, w 1934 roku, stosowano zdjęcia terrofotogrametryczne dla uchwycenia zmian zasięgu lodowców (Z a g r a j s k i, Z a w a d z k i, 1936), ale wyniki nie zostały opublikowane. Podobne prace wykonywano podczas polskiej ekspedycji na Grenlandię w 1937 roku (Z a w a d z k i, 1938).

Następnym, ważnym krokiem w glaciologicznym zastosowaniu rezultatów pomiarów fotogrametrycznych było opracowanie przez Rich. F i n s t e r w a l d e r a (1953, 1954) metody obliczania średnich zmian wysokości dla poszczególnych stref wysokościowych lodowca, przez nałożenie na siebie map z różnych lat. Metodę tę uzupełnili W. H o f m a n n (1957) i G. K o n e c n y (1964). Jest to wprawdzie metoda kartograficzna, ale powszechne stosowanie fotogrametrii do celów topograficznych sprawia, że zalicza się ją do metod fotogrametrycznych.

Lata pięćdziesiąte i początek sześćdziesiątych to okres wykonywania zdjęć lotniczych wielkich obszarów polarnych i wysokogórskich, w których występują lodowce i lądolady. Są to w ogromnej przewadze panchromatyczne zdjęcia pionowe, przeznaczone do wykorzystania to-



**Fot. 1.** Skośne zdjęcie lotnicze z sierpnia 1936 roku z widocznymi lodowcami Werenskiold (W), Nann (N), wschodni Torell (T)

(Fot. Norsk Polarinstitut, Oslo)

**Phot. 1.** Oblique aerial photograph taken in August 1936. The following glaciers are visible: Werenskioldbreen (W), Nannbreen (N) nad eastern Torellbreen (T)

(Photo by Norsk Polarinstitut, Oslo)

pograficznego. Wykorzystane zostały one także do opracowania inwentaryzacji i klasyfikacji lodowców Alaski (Meier, Post, 1962; Post, 1965, 1969, Kanady (Ommanney, 1969, 1980), a także Związku Radzieckiego (Vinogradov, 1976). W tym właśnie czasie wykonano nowe naloty fotogrametryczne na Spitsbergenie.

Na Spitsbergenie polskie wyprawy zaczęły stosowanie fotogrametrii naziemnej specjalnie dla zrealizowania programu glaciologicznego

A. Kosiby (1960). W okresie 1957—1959 grupa fotogrametryczna pod kierunkiem C. Liperta (1982) zrealizowała wiele interesujących opracowań. Pomiary krótkookresowych zmian położenia czoł lodowców uchodzących do morza oraz szczegółowe mapy podkładowe w podziałce 1 : 5000 należały wówczas do unikalnych na Spitsbergenie.

Jeszcze szersze zastosowanie fotogrametrii naziemnej w badaniach glaciologicznych zaprezentowały 2 ekspedycje niemieckie (NRD) w rejonie Kongsfiordu w 1962 roku, a zwłaszcza w roku 1964/1965 (Pillewizer, 1967). Fotogrametrycznie badano zmiany zasięgów lodowców oraz ich prędkość w ciągu całego roku, także podczas nocy polarnej. Wykonano aktualną mapę topograficzną terenu badań. Prace te uzupełniono o odpowiednie pomiary geodezyjne i badanie zjawisk refrakcji. Bardzo ważnym wynikiem tej ekspedycji stało się stosowanie fotogrametrycznej metody pomiaru ruchu lodowca przez wykonywanie zdjęć zbieżnych. Dało to możliwość określenia wektorów szybkości powierzchniowej (Knižnikov, 1962; Voigt, 1966; Militzer, 1967).

Równocześnie z omówionymi badaniami następował postęp w fotointerpretacji glaciologicznej zdjęć lotniczych. Poza fotograficznymi materiałami ortochromatycznymi i panchromatycznymi zaczęto używać także materiałów barwnych (np. Welch, 1968). Wielokrotne naloty umożliwiły fotointerpretacyjne badania struktury powierzchni lodowców i jej zmian oraz ruchu lodu (Hattersley-Smith, 1963; Dolgušin, 1963; Troickij, 1963). Zdjęcia lotnicze wykorzystywano powszechniej do opracowań typologii i charakterystyki różnych lodowców i ich stref marginalnych (Outcalt, Benedict, 1965; Welch, Howarth, 1968; Bauer, 1968; Ommanney, 1969; Korjakin, 1975a; Vinogradov, 1976; Østrem, 1973, 1975).

Na początku lat sześćdziesiątych fotointerpretacja zaliczona została do „normalnych” metod badań geograficznych. W tym samym okresie fotogrametria z fotointerpretacją stały się standardowymi metodami glaciologicznymi. Wyrazem tego są zalecenia instrukcji prowadzenia prac terenowych na lodowcach, uwzględniające przygotowanie znaków sygnalizacyjnych punktów kontrolnych (punktów osnowy fotogrametrycznej, dla nalotów fotogrametrycznych lub zdjęć naziemnych (Østrem, Stanley, 1966).

Pewien rodzaj podsumowania dotychczasowych doświadczeń w tym zakresie stanowiło Symposium on Glacier Mapping and Surveying w Ottawie w 1965 roku (*Symposium...*, 1966). W końcu lat sześćdziesiątych ustaliły się zasadnicze sposoby korzystania ze zdjęć lotniczych i naziemnych w badaniach lodowców. Zaczęto dołączać do tego interpretowanie zdjęć z kosmosu, jak również niefotograficzne techniki pozyskiwania informacji o lodowcach.

Przebieg historii fotoglacjologii podzielić można na 3 główne okresy:

I — okres początkowy z wykonywaniem przede wszystkim naziemnych zdjęć fotogrametrycznych dla zbadania topografii lodowców (od 1887 r.),

II — okres rozwoju specjalnych zastosowań glaciologicznych fotogrametrii naziemnej oraz intensywnego kartowania obszarów zlodowaczonych z wykorzystaniem zdjęć lotniczych (od 1931 r.),

III — okres standardowego wykorzystania zdjęć lotniczych i naziemnych w pracach glaciologicznych oraz początki stosowania metod teledetekcji (od ok. 1965 r.).

Obecnie glaciologiczne wykorzystanie fotometod wkracza w fazę stosowania automatyzacji pozyskiwania danych oraz automatyzacji opracowania pomiarowego i interpretacyjnego materiałów zdjęciowych. Stanowi to naturalną konsekwencję rozwoju, wymienionej 3 fazy historii tych metod w badaniach lodowców.

#### Przegląd metod fotogrametrycznych stosowanych w glaciologii współczesnej

W ciągu ostatnich lat wykorzystanie fotogrametrii w pracach glaciologicznych koncentruje się na kilku zasadniczych kierunkach:

1) wykonanie szczegółowych map topograficznych (podkładowych) badanych basenów glacialnych,

2) określenie zmian zasięgu czoł lodowców (wahania lodowców),

3) badania zmian wysokości powierzchni lodowców i zmian ich objętości (zmian geometrii),

4) pomiary prędkości powierzchniowej, rozkładu przestrzennego i zmienności czasowej ruchu lodowca,

5) badania procesów w bezpośrednim otoczeniu lodowca (głównie w strefie marginalnej).

Fotogrametria dzielią zazwyczaj podejmowane zadania na 2 grupy:

— topograficzne zastosowania fotogrametrii naziemnej i lotniczej,

— zastosowanie nietopograficzne — specjalne.

Fotogrametria topograficzna zajmuje się pracami wymienionymi w punkcie 1), ale korzysta się z niej także rozwiązując problemy wspomniane w punktach: 2), 3 i 5), przez odpowiednie zestawienie ze sobą różniących się wiekiem map topograficznych.

Biorąc pod uwagę cele glaciologicznych zastosowań fotointerpretacji i fotogrametrii, można wyróżnić dwa działy:

— określenie stanu lodowca i jego otoczenia (basenu glacialnego),

— określenie charakteru i tempa procesów glacialnych (jakościowe i ilościowe).

Stan lodowca najlepiej oddaje szczegółowa mapa topograficzna w odpowiedniej podziałce i o odpowiednio dobranym cięciu poziomico-

wym oraz dobranej treści, natomiast w badaniach procesów, poza specjalnymi — pomiarowymi — pracami fotogrametrycznymi, użyteczne są również powtarzane co pewien czas zdjęcia topograficzne. Przegląd metod fotogrametrycznych w obecnych badaniach lodowców przeprowadzony będzie według tego właśnie schematu.

Posiadanie aktualnej podkładowej mapy topograficznej badanego obszaru jest niezbędnym warunkiem prowadzenia obserwacji i prac terenowych w większości dyscyplin geograficznych. W glaciologii ma to szczególne znaczenie, gdyż obiekt badań zwykle zmienia się w czasie, to awansując, to ulegając regresji. Jeżeli nawet zachowuje swoje kształty i zasięg, to świadomość jego zmienności nakazuje sprawdzenie stanu topografii lodowca. W związku z tym istnieje zawsze zapotrzebowanie na możliwie najaktualniejszą mapę basenu zlodowaczonego; czy to badanego od dawna czy też takiego, w którym badania dopiero są podejmowane. Opracowanie map topograficznych małych lodowców górskich, dolinnych i wypływowych, jak również małych czap lodowych, jest zadaniem stosunkowo łatwym. Zależy w głównej mierze od możliwości technicznych, logistycznych i finansowych realizowanego programu oraz warunków terenowych i pogodowych w danym sezonie badawczym. Kartowanie rozległych lodowców, a zwłaszcza czasz lodowych, nie mówiąc już o lądolodach, to przedsięwzięcie bardzo skomplikowane i obecnie często rozwiązywane z pomocą technik teledetekcyjnych (por. podrozdział następny).

O doborze sposobu przeprowadzenia pomiarów fotogrametrycznych decyduje wiele czynników, o których już wspomniano. Dla lodowców małych, o dogodnej konfiguracji najodpowiedniejszą jest fotogrametria naziemna. Jej wybór podyktowany bywa także często brakiem możliwości wykonania zdjęć lotniczych. Metodą terrofotogrametrii wykonano wiele map lodowców, w tym alpejskich (np. Kasser, Roethlisberger, 1966; Rüd. Finsterwalder, 1972a; Rüd. Finsterwalder, Rentsch, 1973), norweskich (Kick, 1966; Knudsen, Theakstone, 1981), kanadyjskich (Arnold, 1977; Reid, 1977), a także spitsbergeńskich (Lipert, 1961; Pillewizer, 1939, 1967), a nawet antarktycznych (Miagkov, 1980).

Polskie wyprawy na obszary zlodowaczone najczęściej posługują się fotogrametrią naziemną dla uzyskania aktualnej mapy terenu badań: na Islandii (Konysz, 1973), w Hindukuszu (Furmańczyk i in., 1979) i na Spitsbergenie (Lipert, 1961; Żyszkowski, 1982; Mechliński, 1979; Jania, Kolondra, 1988). Należy stwierdzić, że obecnie zdjęcia terrofotogrametryczne stosowane są coraz rzadziej do celów topograficznych, a korzysta się z nich raczej w badaniach specjalnych, na przykład studia procesów dynamicznych w obrębie lodowców.

Mimo to metoda ta jest bardzo użyteczna, nawet w odniesieniu do stosunkowo rozległych lodowców spitsbergeńskich.

Wykonywanie map topograficznych lodowców na podstawie zdjęć lotniczych jest obecnie powszechnie praktykowane. W zależności od wielkości badanego lodowca, jego usytuowania i otoczenia, a także potrzeb i możliwości organizacyjnych stosowane są różne wysokości lotu i różne rozplanowanie pokrycia terenu zdjęciami. Trzeba powiedzieć, że najczęściej zdjęcia lotnicze wykorzystywane są do okresowego unaczęśniania map danego kraju, a do badań lodowców służą jedynie „przy okazji”. Coraz częściej jednak naloty fotogrametryczne prowadzi się specjalnie dla badanego obszaru zlodowaczonego (np. Meier, 1966; Rüd. Finsterwalder, 1972a; Schneider, 1977; Hastenrath, Cawkwell, 1979; King, 1981; Haakensen, Wold, 1981; Ommanney, 1977; Bilodeau i in., 1980). Instrukcje terenowych badań glaciologicznych (Østrem, Stanley, 1966, 1969) zawierają zalecenia odnośnie sposobu przygotowywania nalotu: sygnalizacja osnowy geodezyjnej, tyczek ablacyjnych i akumulacyjnych itd.

Opracowanie zdjęć lotniczych czy też naziemnych w postaci szczegółowej mapy topograficznej wykonywane jest w różnych podziałkach i różnym cięciem poziomicowym. Zależy to od wielkości lodowca i szczegółowości prowadzonych badań (np. 1:50 000 i poziomiami co 20 m dla Columbia Icefield — Bilodeau i in., 1980; 1:10 000 z poziomiami co 10 m dla Vernagtferner — Rüd. Finsterwalder, 1972a; Peyto Glacier — Henoch, Arnold, 1975; 1:5000 — poziomice co 5 m dla Kesselwandferner — Schneider, 1977; aż do 1:2500 — z cięciem co 10 m dla Lewis Glacier — Hastenrath, Cawkwell, 1979 i 1:2500 o cięciu poziomicowym 5 m dla White Glacier — eksperymentalna mapa K. C. Arnolda, 1977).

Obecnie dąży się do ujednolicenia podziałek. Dla lodowców górskich, dolinnych i wypływowych (są one najczęściej badane) sugerowana jest podziałka 1:10 000 i cięcie poziomicowe co 10 m (Blachut, Müller, 1966; Verstappen, 1977).

Stosunkowo niedawno nastąpił rozwój nowej techniki fotogrametrycznej — ortofotografii, polegającej na strefowym, ciągłym przetwarzaniu zdjęć lotniczych tak, że uzyskiwane jest zdjęcie w jednolitej skali. Usunięte zostają zniekształcenia wywołane deniwelacjami terenu. Jest to technika umożliwiająca dość szybkie i tanie otrzymywanie fotomap. Zasady produkcji ortofotogramów i ortofotomap zawierają prace: T. J. Blachuta (1968, 1971), T. J. Blachuta i M. C. Van Wijka (1976), Z. Sitka (1975), a także liczne podręczniki (np. Wolf, 1974; Ostaficzuk, 1978). Ortofotomapy są szczególnie dogodnym materiałem podkładowym w glaciologii (fot. 2). W ostatnich latach wykonano wiele ortofotomap lodowców: kanadyjskich (Young, Arnold, 1977;





**Fot. 2.** Ortofotogram czołowej części lodowca Körber opracowany na podstawie pionowych zdjęć lotniczych z 24 sierpnia 1961 roku. Zwraca uwagę rozbitcie jezora wieloma szczelinami

(Fot. Norsk Polarinstitut, Oslo — opracowanie OPGK, Kraków)

**Phot. 2.** An orthophotograph of the lower part of Körber Glacier produced from vertical aerial photos taken on 24 August 1961. Many wide crevasses are noticeable in the frontal part of the glacier

(Photo by Norsk Polarinstitut, Oslo — orthophoto by OPGK, Kraków)

Hell, 1961) oraz alpejskich (Rüd. Finsterwalder, 1972a, b; Brunner, 1976; Brunner, Rentsch, 1977; Pillewizer, 1977). Przeprowadzono także próby wykonania i glaciologicznego stosowania stereoortofotogramów, np. dla lodowca Peyto w Kanadzie (Young, Arnold, 1977). Ortofotomapa jest obecnie najnowocześniejszym materiałem podkładowym w glaciologii (przegląd możliwości dają Rüd. Finsterwalder, 1972b oraz K. Brunner, 1976).

Odminnym podejściem do określenia topografii terenu badań jest analityczne opracowanie zdjęć (lotniczych czy naziemnych) i zapis wy-

niku w postaci cyfrowej w pamięci komputera. Wydruk może nastąpić w żądanej formie. Jest to tzw. numeryczny model terenu, znajdujący coraz większe zastosowanie w naukach o Ziemi (Jordan, Kresse, 1981), a także w glaciologii (Peipe i in., 1978; Jania i in., 1984; Meier i in., 1985; Dowdeswell i in., 1986).

Ołok zastosowania topograficznego zdjęcia lotnicze są wykorzystywane także jako podstawa do analiz fotointerpretacyjnych. Glaciologiczna interpretacja zdjęć lotniczych ogranicza się zazwyczaj do odczytywania tylko głównych elementów lodowca: kształtu, zróżnicowania wysokościowego, zasięgu, przebiegu linii śniegu (linii równowagi), obecności moren, potoków i jezior supraglacialnych, szczelin itd. Wyniki takiego odczytywania zdjęć zamieszcza się często na opracowanych z tych zdjęć mapach topograficznych (np. Henoch, Arnold, 1975; Bilodeau i in., 1980). Zdjęcia lotnicze są również traktowane jako materiał podkładowy do właściwych studiów terenowych lub zestawienia danych w warunkach kameralnych (np. Baranowski, 1977).

Określenia zmian zasięgu czoł lodowców dokonuje się zazwyczaj przy okazji wykonywania kolejnych map topograficznych lub realizowania programu zmian wysokości i objętości lodowców, chociaż w niektórych pracach lub ich częściach analizuje się zmiany zasięgu lodowców jako oddzielne zadanie (Pillewizer, 1939; Vivian, 1975; Voigt, 1979; Lipert, 1982; Jania, 1982; Stirling, 1982; Furmańczyk, 1983; Dąbrowski, Lipert, 1984), a dane fotogrametryczne są w tym względzie bardzo cenione (*Fluctuations...*, vol. 3, 1977). Niezależnie od rozwoju fotogrametrii, obecnie do określania wahan czoł lodowców nadal się stosuje klasyczne metody geodezyjne: tachymetrię, pomiar stolikowy. Stopień dokładności i jednolitości tych metod jest mniejszy, a nakład prac odpowiednio większy.

Fotogrametryczne badania procesów glacialnych są prowadzone stosunkowo rzadko, mimo wygody, szybkości i precyzji tych metod. Prawdopodobnie brak jest pełnego rozeznania możliwości wykorzystania fotometod, a poza tym koszty opracowań fotogrametrycznych są na całym świecie stosunkowo duże. Symptomaticznie tego jest fakt, że znakomity, nowoczesny podręcznik W. S. B. Patersona (1981) w części poświęconej technikom badań lodowców nie wymienia metod fotogrametrii. Autor ten, mimo że wiele miejsca poświęca pomiarom ruchu lodowców, nie cytuje podstawowych prac fotogrametrycznych (Finsterwalder, 1931; Knižnikov, 1962; Blachut, 1963; Voigt, 1966). „Metoda fotogrametryczna” omawiana jest w odniesieniu do badań bilansu masy lodowców (Paterson, 1981, s. 51–52). Wyeksponowane są w tej pracy trudności związane z jej zastosowaniem do określenia bilansu masy (reszty bilansowej) całego lodowca czy nawet dowolnego punktu lodowca. W tej tzw. fotogrametrycznej metodzie pomiaru reszty

bilansowej całego lodowca lub danej strefy wysokościowej wykorzystuje się nałożenie na siebie dwóch szczegółowych map topograficznych w tej samej podziałce i o tym samym cięciu poziomowym, wykonanych w odstępach kilku lat. Korzystając z prac Rich. Finsterwaldera (1953, 1954), W. Hofmanna (1957) i G. Konecnego (1964), można obliczyć zmiany objętości dla poszczególnych stref wysokościowych lub dla całego lodowca.

Niezależnie od wypunktowanych przez W. S. B. Patersona (1981) mankamentów, uniemożliwiających dokładne poznanie bilansu masy lodowca metodą fotogrametrycznego określania zmian objętości, informacje uzyskane w ten sposób są cenne. Dają one pojęcie o „stanie zdrowia” lodowca (jak to ujął ten autor), czyli o tendencji zmian w jego masie. Istotne są także dane o średniej zmianie miąższości lodowca w poszczególnych strefach wysokościowych.

Dzięki powtarzalnym zdjęciom lotniczym i naziemnym wiele lodowców zostało zbadanych w ten sposób, przy czym często wykorzystywane są materiały archiwalne, nawet z początku XX wieku (Kick, 1966; Brunner, Rentsch, 1972; Rüd. Finsterwalder, Rentsch, 1973; Kasser i in., 1983; Knudsen, Theakstone, 1981; Post, 1975; Sikonia. Post, 1980; Lipert, 1981; Brown i in., 1982; Jania, 1987; Bukowska-Jania, Jania, 1988).

Poza wymienionymi zastosowaniami fotogrametria służy do badania krótkookresowych procesów dynamicznych w obrębie i sąsiedztwie lodowców. Wspomniano już duże osiągnięcia niemieckiej ekspedycji spitsbergeńskiej 1964/1965 (Voigt, 1966, 1979). Do grupy prac zrealizowanych zbliżoną metodą należą: A. N. Dikicha (1977), K. C. Arnolda (1981), D. M. Stirlinga (1982), R. J. Smalla i in. (1984), J. Jani, L. Kolondry (1982), J. Jani i in. (1983), W. D. Harrisona i in. (1986), J. Jani i in. (1986). Niektóre z nich (Arnold, 1981; Stirling, 1982), podobnie jak niedawna praca J. Jani i L. Kolondry (1988), podejmują się porównawczej oceny przydatności fotogrametrii lotniczej i naziemnej w badaniach procesów glacialnych.

Jak już wspomniano wcześniej, fotointerpretacja glaciologiczna zdjęć lotniczych jest stosowana bardzo często przez badaczy lodowców, ale jest to stosunkowo wąskie wykorzystanie informacji możliwych do uzyskania w ten sposób. Szersze studia fotointerpretacyjne należą do rzadkości (Fujii, 1981; Jania, 1987), chociaż ostatnio pojawiło się więcej prac tego typu (Annals..., 1986).

W ostatnim czasie dokonano kolejnego przeglądu osiągnięć w zakresie kartowania i pomiarów lodowców. W dniach 26—29 sierpnia 1985 roku odbyło się w Reykjaviku Symposium on Glacier Mapping and Surveying, którego materiały (Annals..., 1986) przedstawiają najnowsze

tendencje w wykorzystaniu zdjęć lotniczych, naziemnych, ale też obrazów satelitarnych i satelitarnych technik geodezyjnych w glaciologii.

#### Uwagi o metodach teledetekcji w badaniach lodowców

Dobłą i odpowiednio uzasadnioną, ogólną definicją teledetekcji dał A. Świątkiewicz (1978). Uważa, że jest to zespół metod pozwalających określić naturę lub stan obiektów i zjawisk oraz ich współzależność z otoczeniem na podstawie rejestracji energii promieniowania elektromagnetycznego badanych obiektów i właściwej interpretacji zapisu tego promieniowania. Określenie natury obiektów polega na poznaniu struktury fizyczno-chemicznej lub biologicznej, a zbadanie stanu — na podaniu charakterystyki geometrycznej, topograficznej, fizycznej lub fizjologicznej.

Metody teledetekcji dzieli się zazwyczaj według 3 kryteriów: wykorzystanego przedziału promieniowania elektromagnetycznego, zastosowanego sposobu rejestracji promieniowania oraz użytej „platformy”, z której rejestruje się promieniowanie od powierzchni Ziemi. Dla metod fotograficznych jest to przedział widzialny promieniowania elektromagnetycznego (oraz część sąsiednich zakresów podczerwieni i ultrafioletu). Rejestracja przebiega dzięki zastosowaniu kamer ze światłoczułymi materiałami fotograficznymi (reakcje fotochemiczne), „platformami” zaś są zwykle pokłady samolotów, statywy ustawiane w terenie, ale także sztuczne satelity Ziemi. Wiele podręczników teledetekcji i fotointerpretacji zawiera systematykę metod i technik teledetekcyjnych (Schneider, 1974; Verstappen, 1977; *Manual...*, 1975; Ciołkosz i in., 1978; Furmańczyk, 1980 i wiele in.). Nie wszystkie z wymienionych w tych pracach metod są stosowane w badaniach lodowców.

Przegląd metod teledetekcyjnych, wykorzystywanych w glaciologii nastąpił podczas Symposium on Remote Sensing in Glaciology, które odbyło się w Cambridge w 1974 roku (*Symposium...*, 1975), a M. F. Meier (1979) referuje to zagadnienie w skrótovej, syntetycznej formie. Z metod i technik teledetekcyjnych dwie należy uznać za najważniejsze.

1. Wielospektralne (promieniowanie widzialne i bliska podczerwień) obrazy satelitarne o dużej rozdzielczości, pochodzące z systemu „Landsat” oraz fotograficzne obrazy satelitarne. Służyły one do uzupełniania map lub ich unaczęśniania w obszarach zlodowaconych (np. MacDonald, 1976; Williams, 1976; Wallen, 1981). Badano z ich pomocą niektóre procesy glacialne: surging i szybkość jego przebiegu (Krimmel, Meier, 1975; Krimmel i in., 1976; Post i in., 1976; Meier, 1976), wahanie czół (Williams i in., 1975; Williams, 1976), bilans masy przez wyznaczanie przebiegu na lodowcu

linii śnieżnej (*transient snow line*) w końcu sezonu ablacji (Østrem, 1975).

2. Aktywne techniki wykorzystujące mikrofałe i fale radiowe (radar i radioechosondowanie) są zwykle stosowane z pokładu samolotów lub śmigłowców, a na mniejszych lodowcach z ich powierzchni. Metody te umożliwiają pomiar miąższości grubych, zimnych czasz lodowych i topografii ich podłoża (Gudmandsen, 1970, 1975; Robin, 1975; Berry, 1975; Oswald, 1975). Po odpowiednim udoskonaleniu metodyki i urządzeń, możliwe stało się badanie miąższości lodowców umiarkowanych oraz ich struktury wewnętrznej (Watts i in., 1975; Watts, England, 1976; Bogorodsky, 1975; Watts, Wright, 1981; Goodman, 1975; Clarke, Goodman, 1975). Pomiary takie przeprowadzono również na lodowcach spitsbergeńskich (Macheret, Zhuravlev, 1982; Macheret, 1981; Dowdeswell i in., 1984, 1986; Dowdeswell, 1986). Odnotować należy także polskie próby na południowym Spitsbergenie (Czajkowski, 1981). Specjalne zagadnienia glaciologiczne, jak ruch lodowców, struktura jeziorów lodowcowych i obecność, ilość oraz ruch wody w kanałach in- i subglacialnych, a także inne problemy podejmowane były z użyciem technik radioechosondowania (Nye i in., 1972; Doake, 1975; Jacobel, Raymond, 1984).

Poza tymi metodami stosowane są różne techniki dla rozwiązania niektórych problemów glaciologicznych. Na przykład technika sonarowa (*side-scanning sonar*) służy do określania kształtu klifowych czół lodowców uchodzących do morza oraz pływających gór lodowych (Klepšvik, Fossum, 1980), a także rzeźby dna morskiego (Verstappen, 1977), w tym na przedpolu jeziorów lodowcowych (prace autora w Hornsundzie — jesień 1985 r.).

Rejestracja termalnego promieniowania podczerwonego oraz promieniowania w zakresie mikrofał umożliwia badania rozkładu temperatur na powierzchni lodu i śniegu oraz w otoczeniu lodowców (Outcalt, 1975; Chang i in., 1976; Blomquist, 1975). Ma to istotne znaczenie dla prac nad bilansem energetycznym lodowców. Czynione są nawet próby oceny takimi metodami składowych bilansu masy lodowców (Zwally, 1977).

Problem pomiarów zmian kształtu rozległych czasz lodowych napotyka wiele trudności. Ogromnie pomocne są systemy satelitów geodezyjnych „Geos-3”, umożliwiające wyznaczania współrzędnych punktów na powierzchni terenu przez wykorzystanie efektu dopplerowskiego. Technika ta wraz z radioechoprofilowaniem została z powodzeniem zastosowana na Antarktydzie (*Antarctica...*, 1983). Natomiast R. L. Brooks i in. (1978) pokazali na przykładzie południowej Grenlandii, że zastosowanie satelitarnego altimetru radarowego może dać wyniki

podobne do uzyskiwanych przez naziemną geodezję dopplerowską, ale dla znacznie większych obszarów. Stworzyło to możliwości kartowania wielkich czasz lodowcowych z dokładnością wyznaczania wysokości rzędu 2 m (Zwally i in., 1979).

Przedstawiony szkic zastosowań teledetekcji w glaciologii nie wyczerpuje całości badań prowadzonych w świecie. Starano się ująć prace najważniejsze i, zdaniem autora, najciekawsze. Na Spitsbergenie stosowane były głównie klasyczne metody fotogrametryczne i fotointerpretacyjne oraz radioechosondowanie lodowców, a sporadycznie wykorzystywano też obrazy satelitarne. Kolejnym podsumowaniem teledetekcyjnych osiągnięć w glaciologii stało się Symposium on Remote Sensing in Glaciology, zorganizowane w Cambridge w sierpniu 1986 roku.

#### Zastosowane metody badań oraz wykorzystane materiały

W badaniach lodowców południowego Spitsbergenu fotointerpretacja i fotogrametria wykorzystywane były jako metody podstawowe. Zastosowano aero- i terrofotogrametrię, tę drugą w szerszy i bardziej zróżnicowany sposób.

Zdjęcia lotnicze uzyskano z Norsk Polarinstitut w Oslo w 1980 roku, ale pochodziły one z lat 1960 i 1961. Są to najaktualniejsze zdjęcia lotnicze dla południowego Spitsbergenu (T. Gjelsvik — informacja ustna). Zdjęcia te wykonano na potrzeby topograficzne (unaczęśnianie map, w tym głównie zasięgu lodowców; np. mapa morska 1:200 000). Jak do tej pory zdjęć tych nie opracowano w pełni pod kątem topograficznym (w dużej podziale), a prace prowadzone z inicjatywy i pod kierunkiem autora należy uznać za pierwsze w tym względzie, mimo że objęły tylko obszar lodowców (bez części lądowych terenów). Ostatnio Instytut Geofizyki PAN, we współpracy z Instytutem Geodezji i Kartografii przystąpił do sporządzania map 1:25 000 na podstawie tych zdjęć.

Ponad dwudziestoletnia nieaktualność materiału zdjęciowego stanowi z jednej strony dużą niedogodność, gdyż brak jest współczesnego, jednolitego obrazu topografii lodowców, ale z drugiej strony jest korzystną, ponieważ zdjęcia te umożliwiają badanie zmian lodowców od czasu ich wykonania. Stan aktualny (dla początku lat osiemdziesiątych) starano się uzyskać przez stosowanie fotogrametrii naziemnej w odniesieniu do niektórych lodowców oraz poprzez obserwacje terenowe i wykonywanie fotografii niepomiarowych. Pełne opracowanie terrofotogrametryczne wszystkich lodowców nie wchodziło w rachubę z powodu rozległości i znacznego skomplikowania terenu, co wymaga zaangażowania dużej liczby specjalistów i asystentów pracujących przez wiele

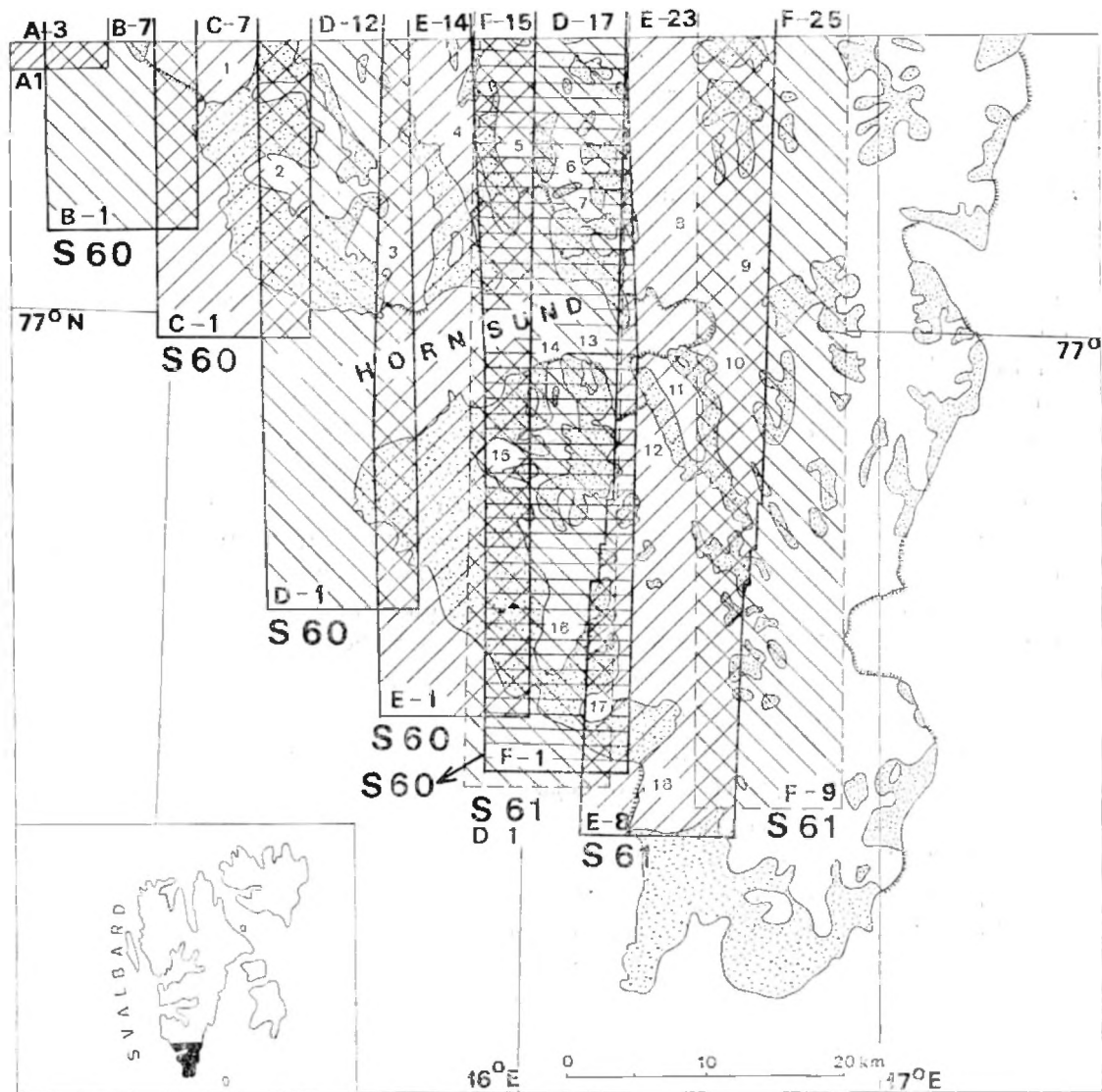
lat. Wykonanie nowego nalotu fotogrametrycznego także nie wchodziło w zakres możliwości polskich wypraw z przyczyn technicznych, organizacyjnych i finansowych.

Panchromatyczne zdjęcia lotnicze, które wykorzystano w opracowaniu, są półmatowymi odbitkami papierowymi na podłożu poliestrowym, formatu 23 cm × 23 cm. Cała seria otrzymana z Oslo składa się ze 111 sztuk. Pokrywają one rejon Hornsundu ośmioma południkowymi szeregami (rys. 7). Całą serię wykonano w trzech terminach. Pierwszy nalot odbył się 9 lipca 1960 roku w godzinach popołudniowych (między 12 a 15 LMT). Dalszą część obszaru fotografowano 24 i 25 sierpnia 1961 roku w południe (około 12 LMT). Wszystkie zdjęcia wykonano z pułapu około 8000 m, kamerą RC 8, produkcji Wild (Szwajcaria), z obiektywem „Universal Aviogon” o ogniskowej 153,45 mm. Dla powiązania obu części zespołu zdjęć powtórzono nalot na obszar pokryty poprzednio szeregiem D (rys. 7). Wynika stąd, iż dla kilku lodowców dysponowano zdjęciami z dwóch kolejnych lat i z różnych okresów sezonu ablacji. Jest to bardzo korzystny zbieg okoliczności. Ogólnie biorąc, dla badań lodowców na zdjęciach lotniczych najbardziej przydatne są te wykonane pod koniec roku hydrologicznego, czyli na końcu sezonu ablacji.

Jakość odbitek jest zróżnicowana. Zdjęcia z 1960 roku są mało kontrastowe i noszą ślady błędów obróbki (taśmy negatywowej lub odbitek) w postaci jaśniejszych i ciemniejszych smug w poprzek zdjęć. Fotogramy z 1961 roku są bardziej kontrastowe i znacznie lepsze technicznie, mimo że występują na nich ciemniejsze i jaśniejsze smugi.

Zdjęcia te poddano interpretacji glaciologicznej i opracowaniu fotogrametrycznemu w taki sposób, by możliwie wiele danych o lodowcach uzyskać w formie kartometrycznej; były to zatem prace sprzężone ze sobą. Zrealizowano je w ten sposób, że równolegle z przygotowywaniem osnowy fotogrametrycznej (aerotriangulacja), jako wstępu do opracowania autogrametrycznego, autor wykonał interpretację zdjęć (jakościową) dla wybranych obszarów, szczególnie dobrze poznanych w terenie. Odczytywano i interpretowano możliwie wszystkie cechy lodowców. Interpretacja jakościowa przebiegała w sposób klasyczny i polegała na przeglądzie ogólnym stereogramów z całego obszaru, a następnie przystępowano do interpretacji szczegółowej wybranych obszarów, z wykonaniem kalek interpretacyjnych. W interpretacji posługiwano się przesłankami wynikającymi z form obserwowanych stereoskopowo, zróżnicowania fototonalnego obrazu i struktury (tekstury) obrazu. Korzystano przy tym ze stereoskopu lustrzanego, stereopantomietru, interpretoskopu oraz lup z podświetleniem, stanowiących wyposażenie Pracowni Fotointerpretacji przy Katedrze Geomorfologii Krasu Uniwersytetu Śląskiego.





**Rys. 7.** Pokrycie południowego Spitsbergenu zdjęciami lotniczymi z lat 1960 i 1961, uzyskanymi z Norsk Polarinstittutt, Oslo: S 60 — nalot z 9 lipca 1960 roku, S 61 — nalot z 24 i 25 sierpnia 1961 roku, symbolami od A do F oznaczono szeregi nalotów, towarzyszące zaś liczby oznaczają początkowy i końcowy numer zdjęcia w szeregu. Liczbami od 1 do 18 oznaczono ważniejsze lodowce:

1 — wschodni Torellbreen, 2 — Werenskioldbreen, 3 — Hansbreen, 4 — Paierlbreen, 5 — Mühlbacherbreen, 6 — Kvalfangarbreen, 7 — Wibebreen, 8 — Storbreen, 9 — Hornbreen, 10 — Mendelejev breen, 11 — Chomjakovbreen, 12 — Samarinbreen, 13 — Petersbreen, 14 — Körberbreen, 15 — Gås breen, 16 — Bungebreen, 17 — Vitkovskibreen, 18 — Olsokbreen

**Fig. 7.** Aerial photographs of South Spitsbergen taken in 1960 and 1961, obtained from Norsk Polarinstittutt, Oslo: S-60 — strips taken on 9 July 1960, S-61 — strips taken on 24 and 25 August 1961. The letters from A to F determine strip symbols, while the added numbers determine the first and the last number of photos in the strip. The numbers from 1 to 18 mark glacier names:

1 — eastern Torellbreen, 2 — Werenskioldbreen, 3 — Hansbreen, 4 — Paierlbreen, 5 — Mühlbacherbreen, 6 — Kvalfangarbreen, 7 — Wibebreen, 8 — Storbreen, 9 — Hornbreen, 10 — Mendelejev breen, 11 — Chomjakovbreen, 12 — Samarinbreen, 13 — Petersbreen, 14 — Körberbreen, 15 — Gås breen, 16 — Bungebreen, 17 — Vitkovskibreen, 18 — Olsokbreen



Celem takiego opracowania było przygotowanie klucza interpretacyjnego dla lodowców badanego obszaru. Opracowany w ten sposób wykaz wydzieleni glaciologicznych (legendę) przeznaczono do zastosowania podczas fotogrametrycznej analizy zdjęć na autografie. Mając na względzie precyzyjne wykonanie opracowania fotogrametrycznego, zlecono je Okręgowym Przedsiębiorstwom Geodezyjno-Kartograficznym w Katowicach oraz w Krakowie. Legenda (klucz interpretacyjny) i wzorcowo uczytelnione stereogramy były podstawą do interpretacji poszczególnych elementów lodowców i ich otoczenia przez operatorów autografów, wykonanej pod nadzorem autora. Szerzej o wykorzystanych zdjęciach lotniczych oraz o szczegółach interpretacji pisał autor w osobnej pracy (Jania, 1987).

Opracowanie autogrametryczne ma charakter mapy topograficznej (sytuacyjno-wysokościowej) z treścią glaciologiczną, w podziałce 1 : 20 000, obejmującej tylko lodowce i ich strefy marginalne. Zastosowano cięcie poziomicowe co 25 m. Sieć osnowy aerotriangulacyjnej charakteryzuje się błędami maksymalnymi:  $m_{xy} = \pm 9,2$  m,  $m_z = \pm 2,6$  m. Są to wartości spore, ale najlepsze, jakie udało się uzyskać wykorzystując odbitki papierowe zdjęć lotniczych.

W pracy oparto się także na archiwalnych norweskich skośnych zdjęciach lotniczych z 1936 roku, stanowiących uzupełnienie map opracowanych przez Norsk Polarinstitut, na ich podstawie 1 : 100 000 i 1 : 50 000). Ponadto analizowano pionowe zdjęcia basenu lodowca Penck z 1956 roku, w podziałce około 1 : 25 000. W pracy pomocne były zdjęcia dokumentacyjne i ilustracyjne (niepomiarowe), wykonane przez autora podczas przelotów samolotem lub śmigłowcami nad badanym obszarem (barwne przeźroczka i zdjęcia panchromatyczne), jak również zdjęcia robione z wyniosłych szczytów górskich przez autora lub innych uczestników wypraw UŚ (T. Szczypek, L. Kolondra, M. Pulina, A. Kozik i in.).

Fotogrametria naziemna stosowana była na kilka różnych sposobów, w zależności od celu prowadzonych pomiarów. Można wyróżnić zasadnicze rodzaje prac fotogrametrycznych prowadzonych w terenie:

- pomiary stereofotogrametryczne czołowej części lodowców kończących się na lądzie z kilku baz zdjęciowych, w celu opracowania szczegółowej mapy topograficznej (Werenskioldbreen, część czoła Hansbreen);
- ponowienie stereofotogrametrycznych zdjęć lodowców kończących się na lądzie z tych samych stanowisk w odstępie roku (Werenskioldbreen) lub dwóch lat (część czoła Hansbreen) dla określenia zmian ich geometrii;
- stereofotogrametryczne zdjęcia w celu określenia zasięgu i wysokości czoł lodowców uchodzących do morza (Torellbreen, Körber-

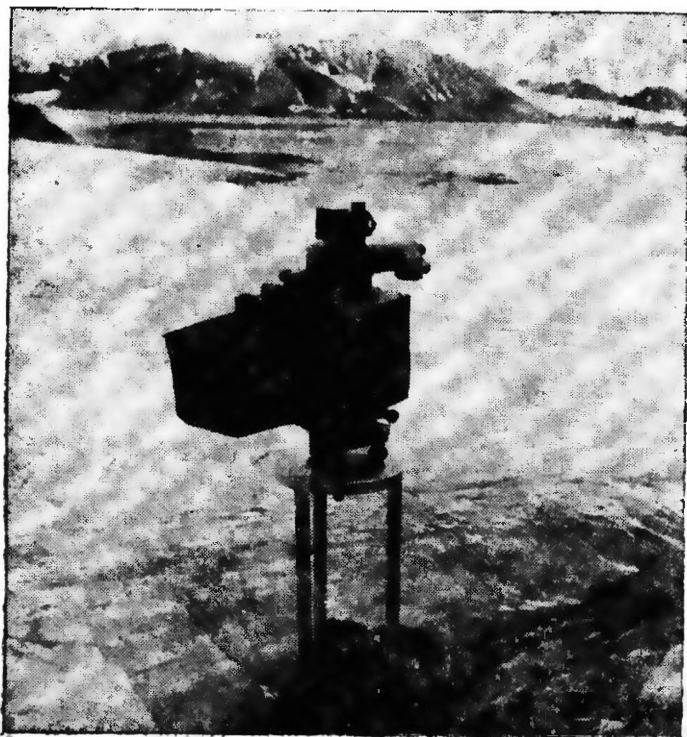
brein, Mühlbacherbrein, Paierlbrein, Kvalfangarbrein, Wibein, Storbrein, Hornbrein):

- specjalny program powtarzalnych zdjęć stereofotogrametrycznych z zastabilizowanych stanowisk dla badania krótkookresowych oscylacji położenia czoła lodowca Hans;
- terrofotogrametryczny pomiar wektorów ruchu powierzchniowego, w strefie czołowej lodowca Hans metodą U. Voigta (1966), dla okresu roku i krótszych okresów w sezonie ablacji.

Jak wynika z tego zestawienia, prace terenowe miały trojaki charakter:

- pomiary dla celów topograficznych,
- pomiary dla określenia położenia elementów liniowych lub punktowych,
- pomiary w celu określenia zmian położenia elementów liniowych lub punktowych w czasie.

W tym ostatnim przypadku zastosowano zacementowane na stałe w litej skale metalowe statywy z tzw. tarczami autocentrującymi, które gwarantują identyczność elementów orientacji zewnętrznej kamery (fototeodolitu) w czasie kolejnych serii zdjęć tego samego obiektu (fot. 3). Wpływa to na podniesienie precyzji i ułatwia opracowanie ka-



**Fot. 3.** Fototeodolit „Photheo 19/1318” na metalowym statywie z tarczą autocentrującą podczas zdjęć lodowca Hans

(Fot. L. Kolondra, 1983)

**Phot. 3.** Phototeodolite „Photheo 19/1318” on a permanent metal tripod with an autocentric disc used during a survey of the Hans Glacier

(Photo by L. Kolondra, 1983)

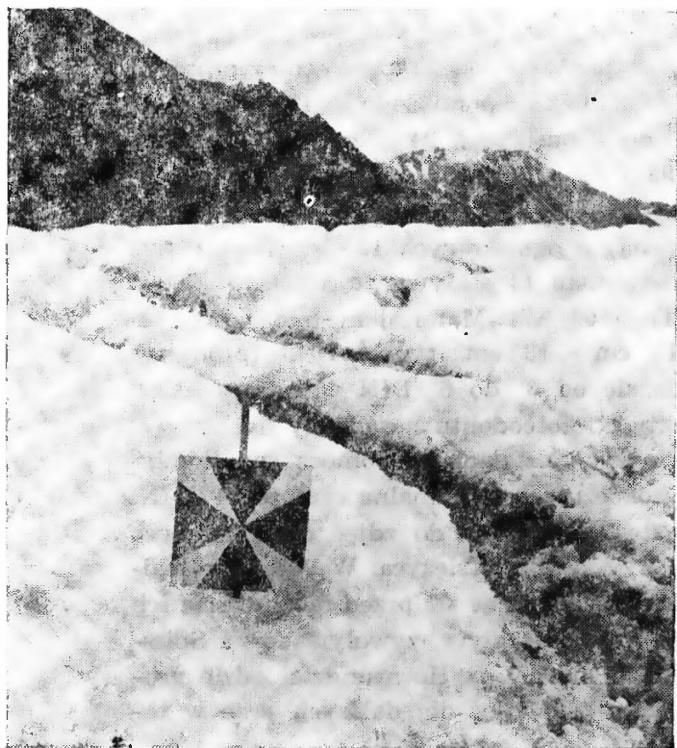
meralne. Należy podkreślić, że stałe (zastabilizowane) stanowiska dla fototeodolitu zastosowano na Spitsbergenie po raz pierwszy.

Poza tym stosowano (po raz pierwszy na Spitsbergenie) prototyp automatycznych, stereoskopowych kamer niepomiarych (8 mm), własnej konstrukcji. Fotografowały one w odstępach 24 godzin klifowe czoło lodowca Hans (Jania i in., 1983).

W pracach fotogrametrycznych używano fototeodolitów „Photoe 19/1318” (produkcji Carl Zeiss-Jena), o ogniskowych 195,76 mm i 194,23 mm, wraz z fabrycznym wyposażeniem (3 statywy, tarcze sygnałowe, łąta pozioma 2 m i teodolit „Theo 020A”). Materiałem fotograficznym były płyty szklane formatu 13 cm  $\times$  18 cm, typu „T01” (produkcji ORWO), których czułość wahała się od 3° do 6° DIN w zależności od warunków oświetlenia. Na obiektyw fototeodolitu nasadzony był zazwyczaj filtr żółty 3x. Warunki ekspozycji ustalano za pomocą światłomierza. Korzystano także z płyt wysokoczułych (nominalna czułość 24° DIN) produkcji Agfa-Gevaret, które stosowane były do zdjęć czoła lodowca Hans podczas nocy polarnej — przy świetle Księżyca. W 90% przypadków wykonywano dublety zdjęć, zabezpieczając się przed możliwością ich stłuczenia lub innych uszkodzeń. Wszystkie płyty wywoływano na Spitsbergenie w ciemni Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie, gdzie zrobiono także dużą część kopii stykowych zdjęć dla dalszych prac w terenie (np. uczytelnianie).

Pomiary geodezyjne wykonywano teodolitami „Theo 020A” i „Theo 010A” (produkcji Carl Zeiss-Jena). Jako znaki sygnałowe fotopunktów (punktów dostosowania fotogrametrycznego) stosowano kwadratowe płyty z namalowanym krzyżem maltańskim. Płyty miały różne wymiary: 75 cm  $\times$  75 cm, 60 cm  $\times$  60 cm, 25 cm  $\times$  25 cm i służyły do sygnalizowania punktów różnie oddalonych od stanowisk fotogrametrycznych (fot. 4, por. także fig. 3 z pracy J. Jania, L. Kolondry, 1982).

Współrzędne geodezyjne stanowisk fotogrametrycznych wyznaczało wcięciem wstecz, celując na punkty norweskiej sieci triangulacyjnej (zaznaczone kopcami kamieni na szczytach górskich) lub na charakterystyczne wierzchołki górskie o znanych współrzędnych. Stosowano układ współrzędnych prostokątnych Gaussa-Krügera. W obliczeniach współrzędnych stanowisk uwzględniano wpływ krzywizny Ziemi i refrakcji, analizując każdorazowo warunki przebiegu celowej nad różnym podłożem. Długość baz fotogrametrycznych mierzono paralaktycznie z wykorzystaniem łąty poziomej „Bala 2 m”. W przypadku baz dłuższych niż 80 m pomiar ich długości prowadzono, stosując bazę pomocniczą. Punkty osnowy fotogrametrycznej mierzono wcięciem w przód z odpowiednio dobranych i pomierzonych baz. Szczegółowy opis pomiarów paralaktycznych oraz założonej kątowno-odległościowej sieci geodezyjnej dla foto-



**Fot. 4.** Tyczka sygnalizowana tarczą z krzyżem maltańskim na powierzchni lodowca Hans

(Fot. L. Kolondra, 1983)

**Phot. 4.** A stake on the Hans Glacier surface. A Maltese cross sign marks the target

(Photo by L. Kolondra, 1983)

grafowanego obszaru wraz z danymi o dokładności pomiarów zamieszczono w raporcie z badań w 1982 roku (Jania, Kolondra, 1982).

W czasie prac w 1982 roku wykonano 20 stereogramów, z czego 2 uległy stłuczeniu w czasie transportu do kraju. W 1983 roku zrobiono 30 stereogramów, a w 1984 roku dla celów glaciologicznych sporządzono ich 36 (Kolondra, 1985). Pełny zakres fotogrametrycznych prac terenowych opisują raporty z kolejnych wypraw (Jania, 1979; Jania, Kolondra, 1982; Jania i in., 1983; Kolondra, 1985). Należy dodać, że stały program pomiarowy lodowca Hans kontynuowany był w latach 1985, 1986 i 1987.

Zdjęcia opracowano w Okręgowym Przedsiębiorstwie Geodezyjno-Kartograficznym w Katowicach pod kierunkiem L. Kolondry oraz w Zespole Rzeczoznawców Stowarzyszenia Geodetów Polskich w Warszawie, pod kierunkiem C. Liperta. W obu przypadkach autor na bieżąco nadzorował i konsultował opracowania, które prowadzono według jego szczegółowych wytycznych i zaleceń. Prace o charakterze topograficznym wykonywano w sposób rutynowy, przeprowadzając uzbrojenie kolejnych stereogramów przez pomiar współrzędnych tłowych punktów dostosowania i przetransportowanie ich na współrzędne geodezyjne. Usuwano w ten sposób błędy zwrotu kamery. Na etapie opracowania analitycz-

nego wykorzystywany był stereokomparator precyzyjny „Stecometr” (produkcji Carl Zeiss-Jena). Następnie prowadzono opracowanie analogowe na autografie „Wild A-10”.

Stopień trudności opracowania autogrametrycznego zależał od jakości zdjęć, charakteru powierzchni lodowca (np. trudno prowadzić znaczek pomiarowy po powierzchniach zaśnieżonych) i usytuowania stanowisk względem analizowanych fragmentów lodowca („kąt wglądu w teren” — por. Jania, Kolondra, 1988). Pomiary elementów punktowych i liniowych prowadzono analitycznie z wykorzystaniem stereokomparatora, starając się uzyskać największą dokładność i wyeliminować, poprzez przetworzenie numeryczne wyników, wszystkie możliwe błędy lub niedokładności.

Pomiary zmian dynamicznych metodą paralaks czasowych przeprowadzono na ogólnych zasadach tego typu opracowań (Bernasik, 1983). Polegały one na analitycznym badaniu pseudoejektu stereoskopowego, wynikającego z przesunięć punktów na powierzchni lodowca (w wyniku jego ruchu) lub przez wyznaczanie współrzędnych zidentyfikowanych punktów na kolejnych seriach zdjęć. Zdjęcia analizowano zgodnie z zaleceniami J. F. Knižnikova (1962), U. Voigta (1966) oraz I. Militzer (1967); szczegóły postępowania zawiera praca L. Kolondry (1984). Inne niezbędne dane o wykonywaniu zdjęć w terenie oraz sposobie ich opracowania wraz z analizą dokładności każdego przypadku zawierają odnośne rozdziały analitycznej części niniejszej pracy, w których wykorzystano wyniki poszczególnych opracowań.

W przeprowadzonych badaniach procesów glacialnych korzystano także z wyników wcześniejszych prac fotogrametrycznych prowadzonych na tym terenie. Są to materiały zazwyczaj opublikowane. Ich pełniejsza charakterystyka podana jest w odpowiednich częściach pracy. W tym miejscu wymienić należy najważniejsze z nich:

- mapa topograficzna 1:5000 lodowca Werenskiöld, wykonana przez C. Liperta (1961), opracowana metodą terrofotogrametryczną ze zdjęć z lat 1957 i 1959;
- terrofotogrametryczna mapa czołowej części lodowca Werenskiöld, w podziałce 1:5000, wykonana w 1973 roku przez J. Żyszkowskiego (1982);
- wyniki fotogrametrycznych pomiarów zmian zasięgu klifowego czoła lodowca Hans, prowadzonych w latach 1957—1959 przez C. Liperta (1982) i częściowo przez niego opublikowane (Dąbrowski, Lipert, 1984), a udostępnione wcześniej autorowi (Jania, 1982);
- mapy lodowców Hans i Gås w podziałce 1:25 000, wykonane w 1938 roku metodą fotogrametrii naziemnej przez W. Pillewizera (1939).

Korzystano również z map topograficznych Norweskiego Instytutu Polarne go 1 : 100 000 (arkusze: Torellbreen, Markhambreen, Van Keulen, Serkapp) oraz ich pierworysów wydanych w 1966 roku w podziałce 1 : 50 000. Mapy te przedstawiają stan lodowców według zdjęć lotniczych z 1936 roku. Analizowano także dane dotyczące zmian zasięgów lodowców Hornsundu, zawarte w pracach W. Pillewizera (1939), A. Heintza (1953), V. S. Korjakina (1974) oraz zestawione przez autora dane najnowsze, zamieszczone na mapie geomorfologicznej Hornsundu (Karczewski i in., 1984).

W każdym przypadku korzystania z publikowanych lub nie publikowanych materiałów kartograficznych analizowano ich kartometryczność, rezygnując z wykorzystania materiałów błędnych lub mało dokładnych. Inne, nie fotogrametryczne i fotointerpretacyjne, metody stosowane w badaniach procesów glacialnych prezentowane są w odpowiednich częściach pracy.

Zakres wykorzystanych metod fotogrametrycznych, tak w terenie, jak i podczas opracowań kameralnych fotogramów, nawiązuje do ważniejszych kierunków tego typu prac prowadzonych współcześnie w różnych ośrodkach glaciologicznych.

### 3. Stan lodowców południowego Spitsbergenu ze szczególnym uwzględnieniem rejonu Hornsundu

Główne cechy morfologii i morfometrii lodowców na południowym Spitsbergenie

Baseny glacialne południowego Spitsbergenu

Analiza stanu lodowców sprowadziła się do zebrania i zinterpretowania wszystkich dostępnych i możliwie aktualnych materiałów na ten temat. Podstawową czynnością i pierwszym etapem badań było określenie granic poszczególnych basenów glacialnych, co dla tak rozległego obszaru okazało się zadaniem pionierskim i niełatwym (Jania, 1988). Granice basenów glacialnych i poszczególnych lodowców prowadzono głównie na podstawie analizy stereoskopowej pionowych zdjęć lotniczych z lat 1960 i 1961. Poza obszarem pokrycia tymi zdjęciami sięgano do zdjęć z 1936 roku i zdjęć dokumentacyjnych. Granice basenów lodowcowychznaczono na podkładzie w podziale 1 : 100 000 (stan z 1936 r.).

Rozdzielenie wspólnych pól akumulacyjnych lodowców sieciowych-półpokrywowych (np. Amundsenisen, Mefonna, Sørkappfonna) między poszczególne lodowce narażało wiele problemów. Brak jest danych dotyczących topografii podlodowcowej, które ułatwiłyby podział. Stąd niektóre fragmenty granic basenów uznać należy za przybliżone (wyróżniono to na rys. 8 linią przerywaną). Dolne zamknięcie basenów prowadzono u podstawy czołowych wałów lodowo-morenowych. Autor wyszedł z założenia, że obecność reliktowego lodu lodowcowego we wnętrzach tych moren wiąże je z systemem lodowcowym i należy brać je pod uwagę przy rozpatrywaniu całości masy lodowej basenu glacialnego. Ponadto wały moren czołowych stanowią wyraźną granicę, poza którą w ciągu XX wieku nie zachodziły procesy glacialne. Łącznie wydzielono granice 114 basenów glacialnych.

Granice basenów glacialnych oraz wielkość i cechy rzeźby lodowców były podstawą ich klasyfikacji morfologicznej. Obszerną dyskusję

różnych systemów klasyfikacyjnych lodowców Spitsbergenu zawierają prace V. S. Korjakina (1975a, s. 10—12) i S. Baranowskiego (1977, s. 7—8). Nawiązał do nich autor (Jania, 1988), eksponując propozycje V. S. Korjakina (1975a) dostosowaną do lodowców Spitsbergenu i klasyfikację F. Müllera (*Fluctuations...*, 1977) wywodzącą się z koncepcji morfologicznego podziału lodowców W. H. Ahlmana (1948). Ta druga umożliwia numeryczne kodowanie wyników, a składa się z 3 określeń:

- klasyfikacja wstępna (1. cyfra kodu),
- forma (2. cyfra kodu),
- charakterystyka czoła (3. cyfra kodu).

W każdym z tych 3 elementów klasyfikacji wydzielono 10 typów morfologicznych. Wyniki prac klasyfikacyjnych zawarto w tabeli 1 (jest ona uzupełnieniem mapy na rys. 8).

Spśród badanych lodowców 21 to lodowce wypływowe (półpokrywowe wg V. S. Korjakina, 1975a). Lodowce dolinne kończą się zazwyczaj na lądzie w formie pojedynczej łapy, natomiast lodowce wypływowe najczęściej wpadają do morza. Łącznie 27 lodowców ma czoło w postaci ciążącego się klifu. Małe lodowce górskie kończą się zawsze na lądzie.

Basen glacialny Hornsundu był przedmiotem szczególnego zainteresowania. Należy do niego 28 spośród badanych lodowców, 10 z nich to lodowce górskie. Lodowców dolinnych jest 13, z czego 7 uchodzi do morza, a 6 kończy się na lądzie. Te ostatnie mają zazwyczaj czoła nie pokryte warstwą moreny ablacyjnej (lód czysty). Lodowce wypływowe należą do największych w basenie Hornsundu; jest ich 5. Ich czoła zawsze dochodzą do morza i mają formę ciążącego się klifu lodowego.

#### Wybrane cechy morfometryczne lodowców

Interesującym zagadnieniem jest stosunek lodowców do orografii terenu, na którym się rozwinęły. Na południowym Spitsbergenie nie występują lodowce, których forma jest zupełnie niezależna od ukształtowania terenu. Wzorując się na analizie zlodowacenia Alp Wschodnich, wykonanej przez R. Viviana (1975), zbadano ekspozycję pól akumulacyjnych i jeziorów lodowców południowego Spitsbergenu, według 8 kierunków geograficznych. Lodowce alpejskie są w tym względzie łatwiejszym obiektem badań, a ich pola akumulacyjne mniej rozbudowane.

Celem uzyskania reprezentacyjnych wyników dla tak dużego i silnie zlodowaczonego obszaru (ok. 70% powierzchni) podzielono powierzchnię pól firnowych i jeziorów na części o odpowiedniej ekspozycji, kierując się układem poziomym na mapie 1 : 100 000. Powierzchnię poszczególnych części mierzono w sposób przybliżony, wyniki zgrupowano w 8 przedziałach. Już pobieżna analiza danych ukazuje przewagę ekspozycji





Rys. 8. Podział południowego Spitsbergenu na baseny glacialne (por. tab. 1 i 2) — wg. J. Jani, 1988:

1 — granice basenów (przebieg pewny), 2 — granice basenów (przebieg przypuszczalny), 3 — granica basenu glacialnego Hornsundu, 4 — numer lodowca (w przypadku lodowców małych), 5 — typ lodowca według klasyfikacji Permanent Service on Fluctuations of Glaciers, 6 — lodowce, 7 — obszary wolne od lodu, 8 — moreny, 9 — jeziora

Fig. 8. Glacier basins of South Spitsbergen (compare tab. 1 and 2) — after J. Jania, 1988:

1 — basins boundary (undoubted run), 2 — basins boundary (assumable run), 3 — the Hornsund glacial basin boundary, 4 — the glacier number (in case of small glaciers), 5 — glacier type according to the Permanent Service on Fluctuations of Glaciers classification, 6 — glaciers, 7 — unglaciated areas, 8 — moraines, 9 — lakes

Klasyfikacja lodowców rejonu Hornsundu \*  
Classification of the glaciers of the Hornsund region \*

Numer lodowca (Glacier number)	Nazwa lodowca (Glacier name)	Polożenie geograficzne (Geographical coordinates)		Kod kla- syfikacji PSFG (PSFG classifi- cation)	Klasyfikacja mor- fologiczna wg V. S. Korjakina (Morphological classification of V. S. Korjakin)	Klasyfikacja termiczna — por. rys. 15 (Thermic classification — cf. Fig. 15)	Klasyfikacja dynamiczna (Dynamic classification)	Uwagi (Remarks)
		N	E					
1	2	3	4	5	6	7	8	9
01	vestre Torellbreen	77°18'	14°52'	404 <sup>a</sup>	złożony dolinny lodowiec dwu- spływowy	termika złożona typ D	przewaga ślizgu dennego	<sup>a</sup> basen złożo- ny z kilku pół akumulacyj- nych i kilku współpłyną- cych jeziorów; klif lodowy i rozszerzona stopa
02	austre Torellbreen	77°11'	15°20'	424 <sup>a</sup>	złożony dolinny lodowiec pół- pokrywowy	jw.	jw.	
03	Nannbreen	77°08'	15°20'	538	lodowiec dolinny	termika złożona typ B	przewaga defor- macji	jw.
04	Werenskioldbreen	77°05'	15°25'	518	lodowiec dolinny złożony	jw.		
05	Bratteggbreen	77°03'	15°17'	528	jw.	jw.	wyłącznie defor- macje	
06	Gångpassbreen	77°02'	15°18'	606 <sup>b</sup>	—	zimny (?)	jw.	<sup>b</sup> lodowiec przełączowy
07	Dimfiellbreane	77°03'	15°22'	687	—	zimne	jw.	z elementami
08	Skålfjellbreen	77°03'	15°27'	648	lodowiec karowy	zimny	jw.	płytkiego cyr- ku i formy
09	Arieibreen	77°01'	15°31'	538	lodowiec dolinny	termika złożona typ B	jw.	fartuchowej
10	Hansbreen	77°05'	15°38'	494	złożony dolinny lodowiec półpo- krywowy	termika złożona typ C	przeważa ślizg dennej	

c.d. tabeli 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
11	Sofiebreen	77°02'	15°47'	538	lodowiec dolinny	termika złożona typ B zimny	przewaga defor- macji	
12	Princessbreen	77°02'	15°50'	649 <sup>d</sup>	lodowiec karowy		wyłącznie defor- macje	
13	Paierbreen	77°08'	15°45'	424	lodowiec dolinny	termika złożona typ C	przeważa ślizg denny	
14	Mühlbacherbreen	77°07'	15°56'	524	półpokrywowy lodowiec dolinny złożony	jw.	jw.	
15	Kvalfangarbreen	77°06'	16°06'	524	jw.	jw.	jw.	
16	Wibebreen	77°04'	16°10'	524	jw.	jw.	jw.	
17	Krusebreen	77°03'	16°06'	949 <sup>d</sup>	lodowiec karowy	zimny	martwy	
18	Urnebreen	77°03'	16°07'	649 <sup>d</sup>	jw.	zimny	wyłącznie defor- macje	
19	Lorchbreen	77°02'	16°07'	649	jw.	zimny	jw.	
20	Hyrnebreen	77°03'	16°20'	520	lodowiec dolinny złożony	termika złożona typ D	przeważa ślizg denny	
21	Storbreen	77°09'	16°22'	524 <sup>c</sup>	lodowiec dolinny złożony	termika złożona typ D	jw.	<sup>c</sup> część czoła spoczywa na łądzie
22	Hornbreen	77°04'	16°49'	414	złożony dolinny półpokrywowy lodowiec	termika złożona typ C	jw.	
23	Mendelejev breen	76°56'	16°36'	539	jw.	jw.	jw.	
24	Bautabreen	76°58'	16°26'	524	lodowiec dolinny	zimny (?)	wyłącznie defor- macje	
25	Chomjakovbreen	76°57'	16°26'	524	lodowiec dolinny złożony	termika złożona typ C	przeważa ślizg denny	
26	Samarinbreen	76°52'	16°24'	404	złożony dolinny lodowiec dwu- splotowy	jw.	jw.	

1	2	3	4	5	6	7	8	9
27	Petersbreen	76°57'	16°10'	524	lodowiec dolinny złożony	zimny	wyłącznie defor- macje	
28	Reischachtbreen	76°57'	16°08'	648 <sup>d</sup>	lodowiec karowy		przewaga ślizgu dennego	<sup>d</sup> ewoluuje w kierunku lo- dowca gruzo- wego
29	Körberbreen	76°57'	16°05'	524	lodowiec dolinny złożony	termika złożona typ C	przewaga defor- macji	
30	Nordfallbreen	76°55'	16°00'	539	lodowiec dolinny	termika złożona typ B	jw.	
31	Nigerbreen	76°57'	15°58'	649 <sup>d</sup>	lodowiec karowy	zimny	jw.	
32	Gåsbreen	76°54'	16°02'	522	lodowiec dolinny złożony	termika złożona typ B		
33	Goësbreen	76°53'	15°59'	676	—	zimny	wyłącznie defor- macje	
34	Portbreen	76°53'	15°57'	677	—	zimny	jw.	<sup>e</sup> lodowiec
35	Gråkalbreen	76°53'	15°57'	648	lodowiec karowy	zimny	jw.	wypływa z
36	(beziemienny) SI I	76°51'	15°57'	649 <sup>d</sup>	jw.	zimny	jw.	pokrywy lo-
37	(beziemienny) SI II	76°51'	15°58'	649 <sup>d</sup>	jw.	zimny	jw.	dowej nie-
38	Wiederbreen	76°50'	16°01'	438 <sup>e</sup>	lodowiec roz- członkowanych wierzchowin	zimny (?)	przewaga defor- macji (?)	wielkiego płaskowyżu
39	Bungebreen	76°50'	16°08'	518	lodowiec dolinny złożony	termika złożona typ B	przewaga defor- macji	
40	Vitkovskibreen	76°47'	16°18'	528	jw.	jw.	jw.	
41	Olsokbreen	76°46'	16°26'	424	złożony dolinny lodowiec dwu- spływowy	termika złożona typ D	przewaga ślizgu dennego	

\* Numery lodowców odpowiadają numerom na mapie (rys. 8).

\* Numbers of the glaciers correspond to the numbers on the map (Fig. 8).

— brak danych (lack of data)

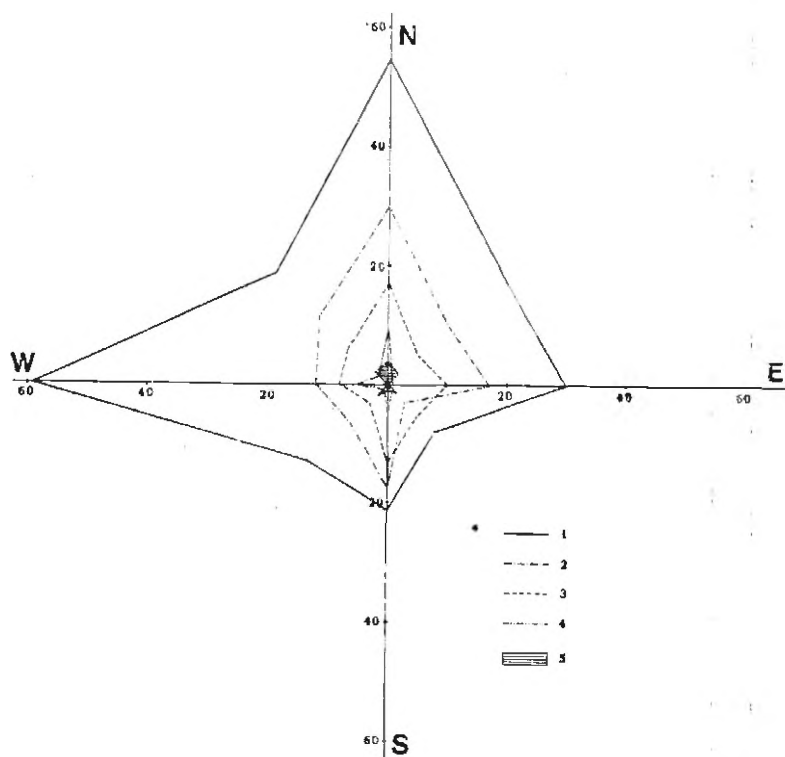
w kierunkach północnym i południowym (rys. 9). Tylko w odniesieniu do lodowców najmniejszych ujawnia się dominacja wystawy zachodniej, zarówno jeziorów, jak i pól akumulacyjnych.

Dobry pogląd na zorientowanie lodowców daje rozkład ekspozycji stref akumulacyjnych i ablacyjnych (rys. 10). Wyodrębniono tutaj osob-

**Rys. 9.** Ekspozycja pól akumulacyjnych lodowców na południowym Spitsbergenie (liczba przypadków). Powierzchnie pól akumulacyjnych:

1 — powierzchnia mniejsza lub równa  $1 \text{ km}^2$ , 2 — powierzchnia  $1 \text{ km}^2 - 2 \text{ km}^2$ , 3 — powierzchnia  $2 \text{ km}^2 - 5 \text{ km}^2$ , 4 — powierzchnia  $5 \text{ km}^2 - 10 \text{ km}^2$ , 5 — ponad  $10 \text{ km}^2$

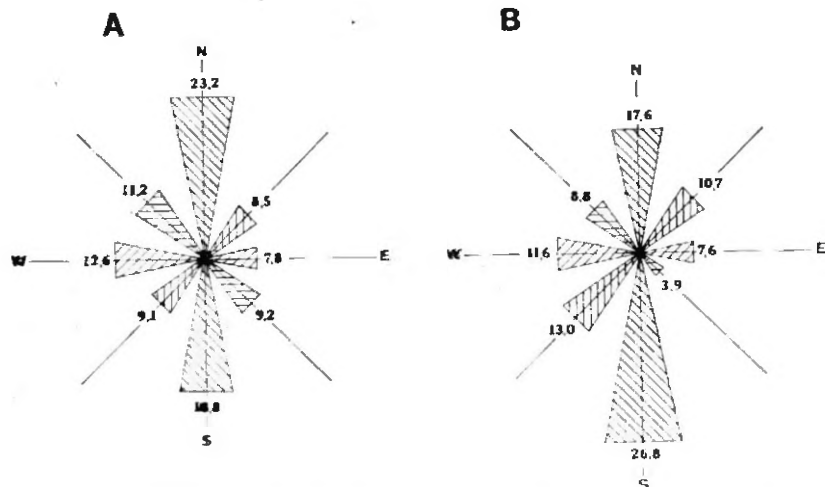
**Fig. 9.** Exposition of accumulation fields in South Spitsbergen (number of cases in octants) according to their area:  
1 — area smaller or equal  $1 \text{ km}^2$ , 2 — area  $1-2 \text{ km}^2$ , 3 —  $2-5 \text{ km}^2$ , 4 —  $5-10 \text{ km}^2$ , 5 — area larger than  $10 \text{ km}^2$



no basen glacialny Hornsundu (rys. 11). Wyraźnie uwidoczniła jest dominacja kierunku południkowego, przy czym dla całego badanego obszaru przeważa wystawa północna pól akumulacyjnych, w basenie zaś Hornsundu przeważa ich orientacja południowa, natomiast w strefach ablacyjnych, tak w otoczeniu Hornsundu, jak i na całym południowym Spitsbergenie, największe powierzchnie wystawione są na południe.

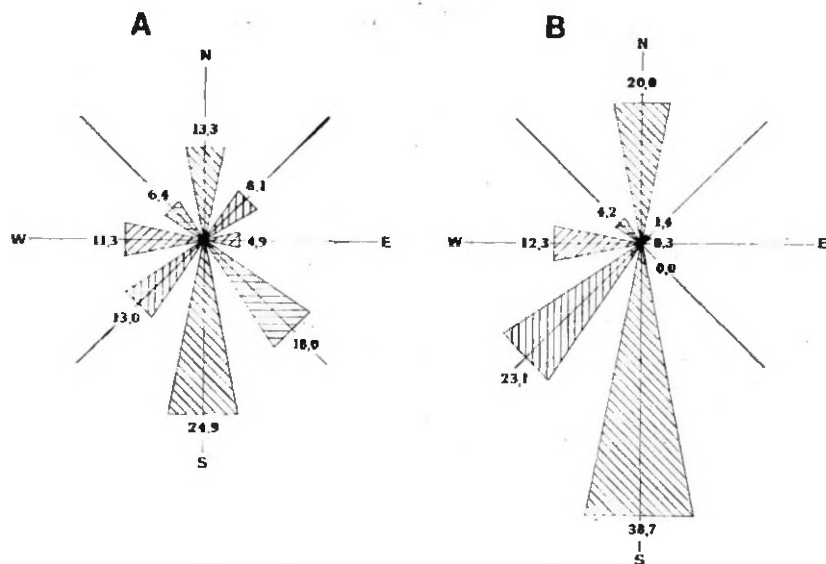
Stwierdzone zróżnicowanie ekspozycji lodowców wyraźnie nawiązuje do struktury geologicznej tej części Spitsbergenu (por. rys. 3). Główne linie tektoniczne i granice geologiczne mają przebieg zbliżony do południkowego (rys. 12). Uskoki mniejszej rangi przebiegają zazwyczaj w kierunku wschód—zachód (Birkenmajer, 1978a, 1978b).

Wpływ zróżnicowania klimatycznego południowego Spitsbergenu na ekspozycję lodowców jest mniej wyraźny i uwidacznia się w zachodniej



**Rys. 10.** Orientacja obszarów akumulacji (A) oraz ablacji (B) lodowców południowego Spitsbergenu w procentach liczby przypadków

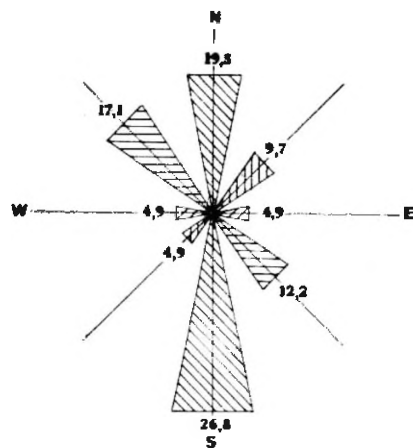
**Fig. 10.** Exposition of accumulation zones (A) and ablation zones (B) of the South Spitsbergen glaciers as percentage of the general number of cases



**Rys. 11.** Orientacja obszarów akumulacji (A) oraz ablacji (B) lodowców basenu glacialnego Hornsundu w procentach liczby przypadków

**Fig. 11.** Exposition of accumulation zones (A) and ablation zones (B) of the glaciers in the Hornsund glacial basin as percentage of the general number of cases





**Rys. 12.** Orientacja głównych linii geologicznych na południowym Spitsbergenie (granice litologiczne, nasunięcia, uskoki) w procentach ogólnej liczby przypadków

**Fig. 12.** Exposition of main geological lines in South Spitsbergen (lithological boundaries, overthrusts, faults) as percentage of the general number of cases

ekspozycji lodowców małych oraz silniejszym zlodzeniu wschodniej części obszaru.

Należy podkreślić, że rzeźba preglacjalna południowego Spitsbergenu wyraźnie wpłynęła na rozwój i formę pokrywy lodowcowej w przeszłości, tak jak obecna orografia znacząco wpływa na morfologię lodowców i przebieg współczesnych procesów glacialnych. Wydaje się, że rzeźba preglacjalna (przebieg głównych dolin) związana była ściśle ze strukturą geologiczną. Rozpatrując historię zlodowacenia tego obszaru, należy brać pod uwagę kierunki ruchu lodowców i ekspozycję ich obszarów zasilania, które wynikają z orografii. Warto zwrócić uwagę, że lodowce badanego obszaru, mimo zajmowania dużej powierzchni, są bardzo silnie uzależnione od rzeźby podłoża.

Najważniejsze cechy morfometryczne lodowców ujawniają zróżnicowanie ilości lodu w profilu o przebiegu wschód—zachód. Świadczy to o różnej intensywności zlodowacenia, czyli o różnicach klimatycznych pomiędzy zachodnią a wschodnią częścią wyspy. Dane morfometryczne zaczerpnięto z wcześniejszej pracy autora (Jania, 1988), w której przedstawiono sposób ich uzyskania. Dotyczą one lodowców otoczenia Hornsundu, a przytoczono je w tabeli 2.

Z tabeli tej wynika, że największym lodowcem Hornsundu jest Hornbreen (268 km<sup>2</sup>), który od 1936 roku do 1983 roku zmniejszył swą powierzchnię w strefie czołowej o 13,7 km<sup>2</sup>. Do grupy lodowców dużych należą również: Storbreen (255,2 km<sup>2</sup>), Paierlbreen (104 km<sup>2</sup>) i Samarinbreen (107,5 km<sup>2</sup>). Z wyjątkiem lodowca Stor są one typu wypływowego (półpokrywowego). Pozostałe lodowce półpokrywowe są także sporych rozmiarów: Hansbreen (72,8 km<sup>2</sup>) i Mendelejevbreem (50,5 km<sup>2</sup>). Największym systemem lodowcowym południowego Spits-

Wybrane cechy morfometryczne lodowców basenu Hornsundu  
Selected morphometric features of the glaciers in the Hornsund glacial basin

Numer lodowca (Glacier number)	Nazwa lodowca (Glacier name)	Kod klasyfikacji PSFG (PSFG classification)	Powierzchnia w 1936 roku (Area in 1936) [km <sup>2</sup> ]	Długość lodowca w 1936 roku (Length of the glacier in 1936) [km]	Skrajne wysokości profilu podłużnego (Extreme altitudes of the longitudinal profile) [m a.s.l.]		Średnie nachylenie profilu podłużnego (Mean slope of the longitudinal profile)	Uwagi (Remarks)
					max.	min.		
1	2	3	4	5	6	7	8	9
07	Eimfjellbreane	687	0,9	1 <sup>a</sup>	400	150	14°05'	a dotyczy jeziora zachodniego
08	Skålfjellbreane	648	0,3	0,9	600	420	11°20'	
09	Ariebreane	538	0,7	2	560	270	8°13'	b powierzchnia w 1983 roku c wg Kor-jakina (1974)
10	Hansbreane	424	72,8	17	550	0	1°42'	
11	Sofiebreane	538	1,7	2,5	650	170	10°52'	
12	Prinsessebreane	649	0,1	0,5	460	330	14°35'	
13	Paierlbreane	424	104	27	720	0	1°35'	
14	Mühlbacherbreane	524	62,1	19	550	0	1°35'	
15	Kvalfangarbreane	524	15	6,5	500	0	3°40'	
16	Wiðebreane	524	6,7	5,5	600	0	5°47'	
17	Krusebreane	949	0,1	0,3	350	210	25°	
18	Urnebreane	649	0,6	0,9	300	150	9°25'	
19	Lorchbreane	649	1,6	2,2	350	50	7°45'	
20	Hyrnebreane	520	6,2 <sup>b</sup>	—	—	—	—	
21	Storbreane	524	255,2 <sup>c</sup>	30,5	600	0	1°	
22	Hornbreane	414	268,0 <sup>c</sup>	34	600	0	0°37'	
23	Mendelejevbreane	414	50,5 <sup>c</sup>	15,5	320	0	1°	
24	Bautabreane	539	0,8 <sup>d</sup>	2	360	60	8°30'	
25	Chomjakovbreane	524	16,9	9	580	0	3°30'	



c.d. tabeli 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
26	Samarinbreen	404	107,5	18	300	0	0°50'	d powier- chnia w 1961 roku
27	Petersbreen	524	2,3	3	600	0	10°35'	
28	Reischachtbreen	647	0,3	1	400	150	14°05'	
29	Körberbreen	524	10,5	6	750	0	6°45'	
30	Nordfallbreen	539	0,8	2,5	700	170	11°58'	
31	Nigerbreen	649	0,3	1	600	220	20°50'	
32	Gäsbreen	522	14	7,3	800	40	5°57'	
33	Goësbreen	676	1,7	2	300	120	5°10'	
34	Portbreen	677	0,8	2	450	130	9°05'	

— brak danych (lack of data)

bergenu jest Nothorstbreen, zajmujący aż 774 km<sup>2</sup> bez dopływu Doktorbreen (Korjakin, 1974).

Lodowce dolinne kończące się na lądzie mają powierzchnię mniejszą od lodowców tego samego typu uchodzących do morza. Największym lądowym lodowcem dolinnym basenu Hornsundu jest Gåsbreen (14 km<sup>2</sup>), w skali zaś całego południowego Spitsbergenu Penckbreen (194 km<sup>2</sup>) — V. S. Korjakin, 1974. Do dużych lodowców dolinnych należą: ponadto: Bungebreen (58 km<sup>2</sup>), Vitkovskibreen (22,5 km<sup>2</sup>, Finsterwalderbreen (43,5 km<sup>2</sup>) i Werenskioldbreen (27 km<sup>2</sup>). Petersbreen (2,3 km<sup>2</sup>) jest najmniejszym lodowcem dolinnym uchodzącym do Hornsundu. Lodowce górskie mają małe powierzchnie, które zawierają się w granicach od 0,1 km<sup>2</sup> (Krusebreen) do 1,7 km<sup>2</sup> (Goësbreen)

Zróznicowanie wysokościowe lodowców Hornsundu jest wyraźne i zarysowują się w nim pewne prawidłowości, które związane są 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. Średni spadek lodowców półpokrywowych zawiera się w granicach od 0°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 Petersbreen i Körberbreen są najbardziej strome, co ma znaczne konsekwencje w ich dynamice. Najbardziej strome są lodowce górskie: od około 5°10' (Goësbreen) do 20°50' (Nigerbreen).

Niektóre cechy morfologiczne i morfometryczne, a także pewne elementy dynamiki lodowców wynikają z ich miąższości. Pomiaru lodowców Spitsbergenu prowadzone były przez wyprawy radzieckie (Macheret, Zhuravlev, 1981; Macheret, 1982) metodą radioechosondowania ze śmigłowców. Ich wyniki zostały zakwestionowane przez grupę brytyjsko-norweską (Dowdeswell i in., 1984) z powodu użycia niewłaściwej dla lodowców umiarkowanych (wilgotnych) częstotliwości fali radiowej. Te najnowsze badania objęły niektóre lodowce południowego Spitsbergenu. W tabeli 2 zebrano wszystkie dostępne dane o miąższości lodowców Hornsundu. Dotyczą one zazwyczaj strefy ablacyjnej i części czołowej. Duża ich część jest efektem szacunku autora na podstawie głębokości morza przed czołem lodowców o znanej wysokości klifu.

Z tych, niestety niepełnych i szacunkowych, danych wynika, że miąższość jezorów wypływowych Hornsundu waha się w granicach od 100 m do 200 m. Maksymalne miąższości pól akumulacyjnych osiągają 500 m (na płaskowyżach firnowych). Lodowce dolinne są cieńsze tak w strefie akumulacji (do ok. 300 m), jak i ablacji (od 50 m do 100 m).

Grubość lodowców górskich nie była do tej pory badana, ale z całą pewnością są one cieńsze od lodowców typu dolinnego.

## Uwagi o strefach glacialnych i termice lodowców

### Rozkład stref glacialnych

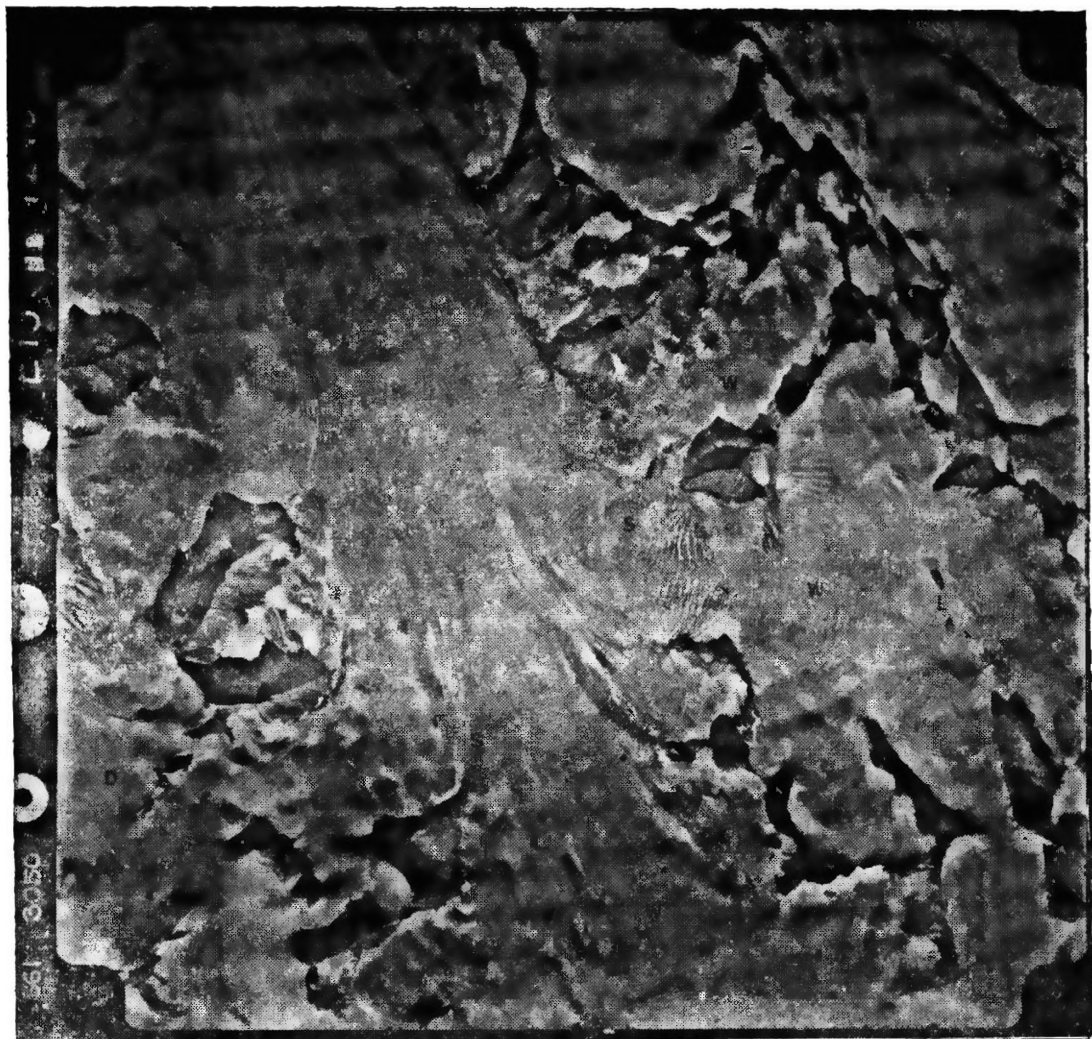
Rodzaj i rozkład stref glacialnych stanowi dobry wskaźnik stanu lodowców, ich sposobu zasilania i ablacji. Strefy glacialne są ważnym elementem w klasyfikowaniu lodowców, zwłaszcza w odniesieniu do termiki i wilgotności. Zagadnienia te przedstawił szczegółowo S. Baranowski (1977, s. 8—12).

Wspomnieć należy, że P. A. Šumski (1955) jako pierwszy zwrócił uwagę na zmienność termicznych i wilgotnościowych stref w obrębie jednego lodowca i wydzielił 6 stref. Obecnie przyjął się szeroko podział F. Müllera (1962), który wyróżnił 5 stref glacialnych. Podział ten został zastosowany w analizie lodowców rejonu Hornsundu. Podstawą do badań stref glacialnych była interpretacja zdjęć lotniczych z 1961 roku.

Wielkość i układ poszczególnych stref glacialnych w obrębie lodowców o odmiennej topografii, ekspozycji i położeniu wykazują wyraźne zróżnicowanie. Szczególnie widoczne to jest w przypadku porównania stromych lodowców dolinnych i górskich ze słabo nachylonymi, rozległymi lodowcami półpokrywowymi.

Poszczególne strefy akumulacyjne prawie płaskich lodowców półpokrywowych są zazwyczaj szerokie, a ich granice, tak w terenie, jak i na zdjęciach lotniczych, mało wyraźne. Obszar ablacji jest relatywnie mniejszy, a w części akumulacyjnej dominują rozległe powierzchnie strefy perkolacyjnej i lodu nałożonego. Przykładem jest lodowiec Samarin (fot. 5). Konsekwencją tego jest duża ilość wody, która utrzymuje się na powierzchni w postaci papki śnieżnej (*slush*). W czasie badań terenowych obszary te są szczególnie trudne do przejścia z powodu grząskiego, mokrego śniegu. O dużej skali tego zjawiska świadczy między innymi opis S. Siedleckiego (relacja ustna), który podczas przemarszu przez lodowce Spitsbergenu w 1936 roku stwierdził, że ogromne ich przestrzenie pokryte są mokrą papką śnieżną.

Niewielkie nachylenie i nierówności lodowców półpokrywowych są przyczyną wolnego spływania wód roztopowych. Powoli odpływająca i przesiąkająca woda roztopowa tworzy w zagłębieniach lodowca rozległe zastoiska — jeziora supraglacialne. Systemy potoków supraglacialnych doprowadzają do nich wodę. Jeziora te zanikają zazwyczaj z końcem lipca (niekiedy później), ale z roku na rok wykazują zadziwiającą permanencję. Obserwowano je na Werenskioldbreen (w rejonie moreny środkowej), Hansbreen (rejon Wienertinden), Torellbreen, Samarinbreen



**Fot. 5.** Lodowiec Samarín na zdjęciu lotniczym z 24 sierpnia 1961 roku. Oznaczono strefy glacialne:

**A** — ablacyjna, **S** — lodu nałożonego, **W** — strefa przesiąkania i śniegu mokrego, **D** — strefa śniegu suchego, **L** — jeziora supraglacialne (por. fot. 20). Zwraca uwagę intensywne uszczelinienie jezora (Fot. Norsk Polarinstitut, Oslo)

**Phot. 5.** Aerial photograph of the Samarín Glacier taken on 24 August 1961. Glacial zones are indicated:

**A** — ablation zone, **S** — superimposed ice zone, **W** — percolation and wet snow zone, **D** — dry snow zone, **L** — supraglacial lakes (cf. Phot. 20). A dense net of crevasses is noticeable (Photo by Norsk Polarinstitut, Oslo)

i na innych lodowcach Hornsundu. O. Liestøl i inni (1980) opisali tego typu jeziora na Finsterwalderbreen i innych lodowcach Spitsbergenu. Drenaż jeziora supraglacialnego we wschodniej części lodowca Finsterwalder zachodził co każdy drugi rok pomiędzy 1950 a 1972 rokiem. Tak

więc jeziora tego typu mogą wykazywać dłuższą trwałość niż 1 sezon ablacji. Ma to znaczenie dla bilansu masy lodowca, ale głównie dla stosunków wodnych w jego wnętrzu, od których w dużej części zależy dynamika ruchu i aktywność geomorfologiczna.

Najczęściej zastoiska drenowane są studniami lodowymi lub otwartymi kanałami supraglacialnymi. Pionowe studnie szybko odprowadzają wodę do kanałów in- i subglacialnych (w obniżeniach bezodpływowych wypełnionych okresowo wodą istnieją dogodne warunki do powstawania studni). Studnie, które zimą są „zakorkowane” śniegiem, nie są drożne na samym początku ablacji, więc przed ich uruchomieniem zbiera się zwykle większa ilość wody i ich odetkanie prawdopodobnie ma charakter zjawiska katastrofalnego. Duże ciśnienie wód ułatwia odbudowanie kanałów drenażu wewnątrzlodowcowego po okresie zimy.

Płaskie, słabo uszczelinione pola firnowe są obszarami powolnego przesiąkania międzygranularnego wód roztopowych. Proces ten dostarcza ze znacznym opóźnieniem wodę do podłoża lodowca i transportuje również w jego głąb energię przemian fazowych wody. W czasie radzieckich wierceń na Amundsenisen natrafiono na 2 poziomy wodonośne (jeden z nich na 150 m — Zagorodnov, Zotikov, 1981). Stanowiły one silnie zmineralizowane wody w kanałkach o średnicy od 0,5 cm do 1 cm (Jania, Pulina, 1983).

Nie zbadano do tej pory czasu przesiąkania wody na lodowcach spitsbergeńskich. Zapewne jest on długotrwały i należy go liczyć w miesiącach, nawet w latach. Pewne jest natomiast to, że obserwowane często zimowe wypływy wód supraglacialnych związane muszą być z wodami perkolacyjnymi. Dowodzi tego ich wysoka mineralizacja (Pulina, 1984b; Pulina i in., 1984).

Na stromych lodowcach, glacialne strefy akumulacyjne są węższe, ale wyraźniej zarysowane. Strefa ablacji zajmuje stosunkowo duży procent powierzchni lodowców. Przykładami są lodowce Körber i Peters (rys. 13). Na obu tych lodowcach nie widać wyraźniejszych śladów drenażu powierzchniowego. Spore nachylenie i nierówności profilu podłużnego sprawiają, że wody roztopowe trafiają do licznych szczelin zanim zdążą zorganizować sieć rzek supraglacialnych. Również z powodu stromości strefa perkolacji nie odgrywa tak ważnej roli. Ma to zapewne konsekwencje w postaci mniejszej ilości zimowych wód w podłożu lodowców, a może również w ich termice.

Doliny lodowiec Werenskiöld, którego strefy glacialne w 1970 roku skartował S. Baranowski (1975c), z powodu dosyć łagodnego spadku przejawia cechy zbliżone do lodowców półpokrywowych.

Małe lodowce górskie, które są bardzo strome, mają bardzo wąskie strefy akumulacji glacialnej (Reischachtbreen na rys. 13). Spływ wód roztopowych po ich powierzchni jest jeszcze szybszy. Na dużej części

lodowców tego typu nie obserwuje się studni lodowcowych czy innych śladów drenażu wglębnego. Ma to odpowiedni wpływ na ich dynamikę i termikę.

Stwierdzić można, że cechy podłoża, morfometrii, ekspozycji lodowców odzwierciedlają się w charakterze i układzie stref glacialnych, a tym samym decydują o procesach ruchu i zjawiskach termicznych lodu, więc również pośrednio o procesach erozji i sedymentacji glacialnej.

Przebieg i zasięg stref glacialnych w każdym konkretnym roku zależy od wielkości zimowej akumulacji (i jej rozkładu na powierzchni lodowca) oraz od przebiegu ablacji w lecie. Dopiero na te warunki nakładają się czynniki topograficzno-glacialne. Dla południowego Spitsbergenu typowa jest nieciągłość i skomplikowany przebieg stref glacialnych.

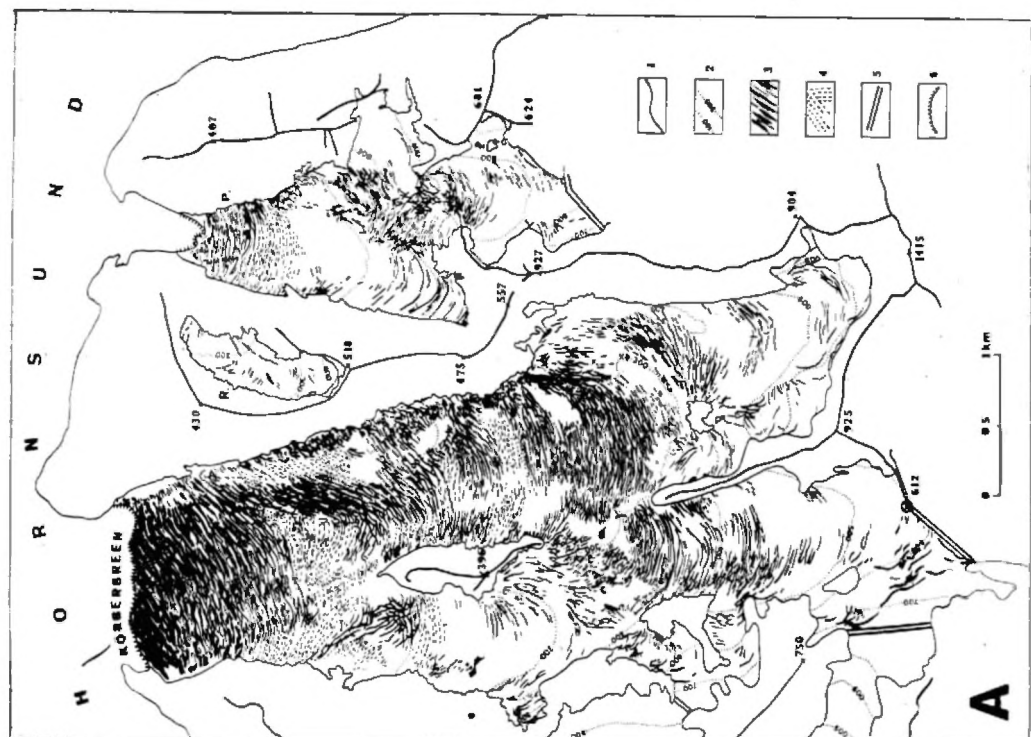
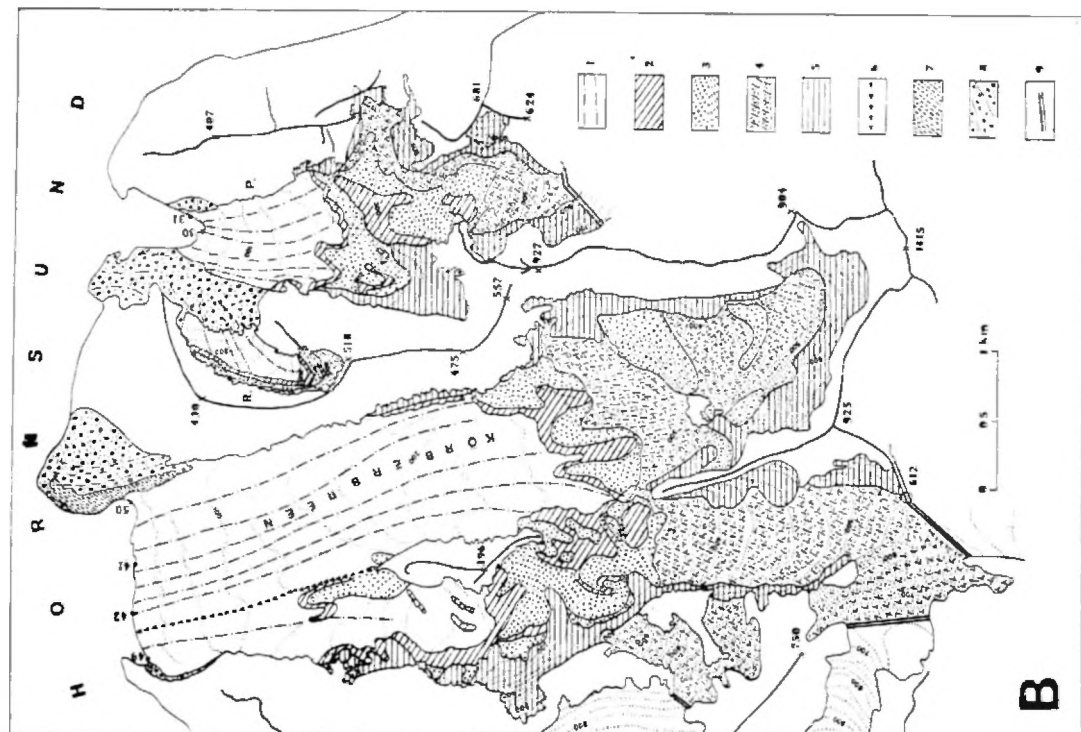
Zdaniem L. S. Troickiego i innych (1975) oraz S. Baranowskiego (1977) na Spitsbergenie zmniejsza się powierzchnia stref śnieżnych, a powiększa strefa zasilania lodowego. Po wyjątkowo ciepłym okresie ablacji w 1985 roku prawie cała powierzchnia lodowca Werenskiöld znalazła się w strefie ablacji i strefie lodowej. Ma to być symptom kontynentalizacji stosunków klimatycznych. Analizowane tutaj strefy glacialne są wynikiem interpretacji zdjęć lotniczych z 1961 roku. Jest to końcowy rok z serii lat cieplejszych (1952—1961). Dowodzi tego wykres skumulowanych odchyłeń od średniej temperatury wieloletniej, opracowany przez A. Kamińskiego (1988) na podstawie analizy średnich temperatur dobowych norweskich stacji meteorologicznych w Arktyce (rys. 14). Temu cieplejszemu wahnięciu towarzyszyły większe opady i większa akumulacja. Wnioski dotyczące kontynentalizacji pochodzą z badań w drugiej połowie lat sześćdziesiątych i na początku lat siedemdziesiątych, czyli późniejszego, chłodniejszego okresu.

Na początku lat osiemdziesiątych obserwowano podobne symptomy układu stref glacialnych do stwierdzonych przez L. S. Troickiego i innych (1975) oraz S. Baranowskiego (1977).

Należy stwierdzić, że mimo fluktuacji klimatycznych w ciągu ostatnich dziesięcioleci nie zaszły zasadnicze zmiany przekształcające opisane tutaj charakterystyczne strefy glacialne i ich rozciągłość (Troickij, 1985).

Uwagi o termice lodowców

Układ stref glacialnych jest źródłem kształtowania termiki współczesnych lodowców południowego Spitsbergenu. Zagadnienia termiki lodowców Spitsbergenu były jednym z elementów pracy S. Baranowskiego (1977). Rozważania na ten temat podjął autor (Jania, 1988)



**Rys. 13.** Struktura powierzchni i strefy glacialne lodowców Körber, Peters, i Reischacht (wg J. Jani, 1987):

**A** — struktura powierzchni lodowców — układ szczelin i uskoków: **1** — pasma górskie i ważniejsze szczyty (wysokości w m n.p.m. wg opracowania fotogrametrycznego zdjęć lotniczych z 1961 r.), **2** — poziomicę na lodowcach stan w 1961 roku (cięcie poziomowe co 100 m, a w części B rysunku co 25 m), **3** — szczeliny tensyjne (szerokość szczelin w podziale mapy), **4** — uskoki lodowcowe w strefach kompresji, **5** — sztucznie wyznaczona granica opracowanych lodowców, **6** — klifowe, cielące się czoła lodowców; **B** — strefy glacialne i kierunki ruchu lodu: **1** — strefa ablacji, zaznaczono linie płynięcia (na podstawie foliacji lodu), **2** — strefa lodu nałożonego, **3** — strefa przesiakania i śniegu mokrego, **4** — strefa śniegu suchego, **5** — obszary akumulacji lawinowej, **6** — morena środkowa, **7** — strefa lodu martwego (zimnego), **8** — moreny z jądrem lodowym (zaznaczono ich grzbieły — zazwyczaj wychodnie płaszczyzn ślizgu), **9** — sztucznie wyznaczona granica opracowanego lodowca; **P** — Petersbreen; **R** — Reischachtbreen

**Fig. 13.** Surface structure and glacial zones of Körberg Glacier, Peters Glacier and Reischacht Glacier (after J. Jani, 1987):

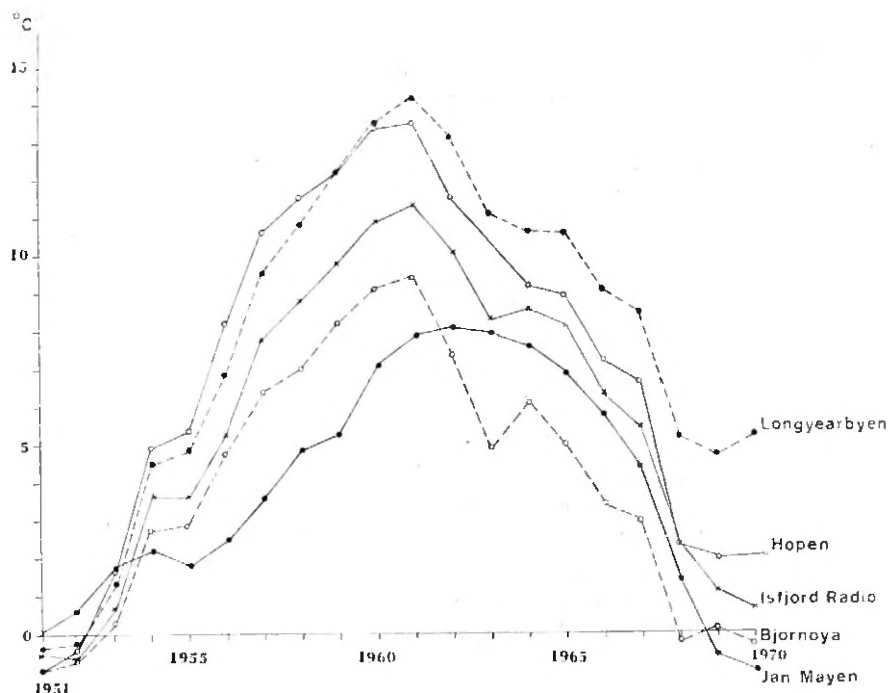
**A** — surface structure of the glaciers — crevasses and faults pattern: **1** — mountain ridges and important peaks (altitude in m a.s.l. according to photogrammetric examination of the aerial photos taken in 1961), **2** — contour lines on glaciers in 1961 (contour lines interval each 100 m, in part B each 25 m), **3** — tensional crevasses (crevasse width related to the map scale), **4** — glacier faults in compression zones, **5** — artificial border line of the investigated glaciers, **6** — calving ice cliff; **B** — glacial zones and directions of ice flow: **1** — ablation zone with marked ice flow lines (based upon ice foliation pattern), **2** — superimposed ice zone, **3** — percolation and wet snow zone, **4** — dry snow zone, **5** — zone of accumulation by snow avalanches, **6** — medial moraine, **7** — dead-ice zone (cold ice), **8** — ice-cored moraine (ridges are marked — usually outcrops of shear planes), **9** — artificial border line of the investigated glaciers; **P** — Petersbreen, **R** — Reischachtbreen

podczas klasyfikowania lodowców Hornsundu. Należy uznać, że rozległe obszary zajęte przez papkę śnieżną w końcu okresu ablacji są źródłem termiki typu umiarkowanego. Stopniowe przemarzanie strefy ablacyjnej (pogrubianie zimnego lodu w stronę czoła lodowca) W. S. B. Patterson (1981) uznaje za typowe dla lodowców umiarkowanych. Zjawisko to występuje ze szczególną intensywnością na Spitsbergenie, gdzie ablacja jest stosunkowo niewielka. Prawidłowości te oraz nieliczne wyniki pomiarów temperatury lodu, pozwoliły na wyróżnienie głównych typów termicznych lodowców południowego Spitsbergenu (Jani, 1988). Wydzielono 3 zasadnicze schematy rozkładu temperatur w lodowcach (rys. 15):

- małe lodowce górskie przemarznięte w całość masie,
- lodowce kończące się na lądzie, których prawie cała masa znajduje się w temperaturze topnienia, a pogrubiająca się w dół lodowca warstwa lodu zimnego powoduje przymarznięcie czoła do podłoża,
- lodowce uchodzące do morza nie przemarzają aż do podłoża, gdyż kontakt z wodą morską uniemożliwia to, tylko zatem górna warstwa lodu przy czołe ma temperatury ujemne. Jeżeli część takiego lodowca kończy się na lądzie, termika jej jest podobna jak lodowców lądowych.

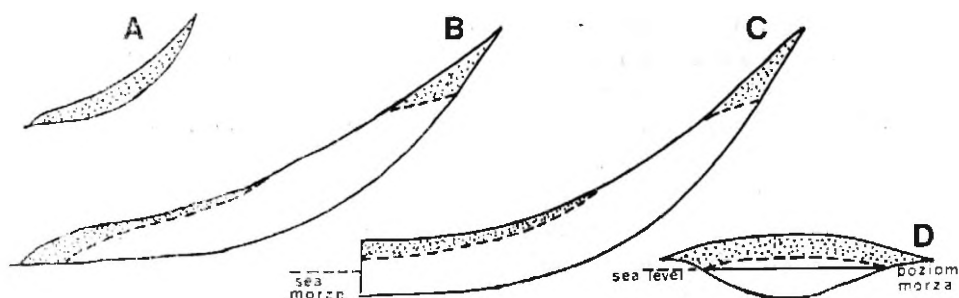
Na polach akumulacyjnych silnie rozbudowanych w pionie w wysokich partiach gór pojawia się strefa zimna śniegu suchego. Pomiędzy





**Rys. 14.** Przebieg skumulowanych odchyłań średnich dobowych temperatur powietrza od średniej wieloletniej w norweskich stacjach meteorologicznych w Arktyce w latach 1951—1970 (wg A. Kamińskiego, 1988)

**Fig. 14.** Run of cumulated deviations of mean daily air temperatures from the mean perennial temperature at the Arctic Norwegian meteo-stations over the period 1951—1970 (after A. Kamiński, 1988)



**Rys. 15.** Schematyczne przekroje najważniejszych typów termicznych lodowców spitsbergeńskich (wg J. Jania, 1988):

A — lodowiec górski — zimny w całej masie, B — lodowiec dolinny kończący się na lądzie, C — lodowiec dolinny uchodzący do morza, D — schematyczny przekrój poprzeczny czoła lodowca uchodzącego do morza (por. C). Lód w temperaturach niższych od punktu topnienia zakropkowano

**Fig. 15.** Schematic cross-sections of the main thermic types of the Spitsbergen glaciers (after J. Jania, 1988):

A — mountain glacier — cold through the whole mass, B — valley glacier terminates on land, C — valley glacier emptying to the sea, D — cross-section of a tidewater glacier terminus (comp. C). Ice at temperatures below the melting point is dotted

opisanymi typami występują lodowce o charakterze przejściowym (por. *Glaciologia Špicbergena*, 1985). Ten ogólny i — z całą pewnością — schematyczny podział lodowców jest jednak bardzo użyteczny i znajduje odzwierciedlenie w ich dynamice i przebiegu procesów geomorfologicznych.

Problem głębokości przemarznięcia czołowych partii lodowców kończących się na lądzie jest bardzo trudny, gdyż nie prowadzono odpowiednich obserwacji na południowym Spitsbergenie, natomiast badania w różnych rejonach Swalbardu są nieliczne. Poczyniono pierwsze próby teoretycznego modelowania przemarzania lodowca Werenskiöld z użyciem metod numerycznych. Oparte są one na przebiegu temperatur zimowych w rejonie Hornsundu i zmienności pokrywy śnieżnej na tym lodowcu (wg danych Pereymy, 1983; Puliny i in., 1984). Wstępne wyniki sugerują głębokość przemarznięcia czoła na około 40 m.

#### Kartowanie przebiegu linii równowagi na podstawie zdjęć lotniczych z lat 1960 i 1961

Zdaniem P. A. Šumskiego (1969), w klasyfikowaniu lodowców ważną rolę odgrywa związek strefy zasilania ze strefą ubytku lodu i morfologiczna specyfika obu stref oraz ich zróżnicowanie. Stosunek strefy akumulacji do strefy ablacyjnej lodowca (tak pod względem rozmiarów, jak i zróżnicowania wysokościowego) jest ważną cechą glaciologiczną. Najbardziej precyzyjne rozdzielenie obu stref wykonać można przez wyznaczenie linii równowagi bilansowej. Jednak jej przebieg zmienia się z roku na rok w zależności od stosunku akumulacji do ablacji w każdym konkretnym roku glaciologicznym. Średni wieloletni przebieg linii równowagi utożsamiany jest z granicą zasilania.

Na Spitsbergenie mało jest systematycznych obserwacji bilansu masy lodowców (Troickij i in., 1985), jak też zmian położenia linii równowagi. Na południowym Spitsbergenie tego typu prac jest bardzo niewiele. Lodowiec Finsterwalder był przedmiotem stosunkowo częstych badań norweskich (*Research in Svalbard*, 1985). Na lodowcu Werenskiöld zarejestrowano położenie linii równowagi w niektórych latach (Kosiba, 1960; Baranowski, 1975c, 1977), a dla lodowca Gås w 1938 roku określono położenie granicy firnu (Pillewizer, 1939).

Są to dane niewystarczające do badania przestrzennych i czasowych zmian przebiegu granicy zasilania lodowców. Wyniki badań radzieckich (Troickij i in., 1985, rys. 14) dla całego Spitsbergenu pokazują, że w jego południowej części granica zasilania przebiega na zachodzie na wysokości od około 300 m n.p.m. do 400 m n.p.m., następnie podnosi się w rejonie fiordu Van Keulen do około 500 m n.p.m. by na południowym wschodzie obniżyć się do około 100 m n.p.m. Obniżanie się gra-

nicy zasilania od zachodu ku wschodowi jest również obserwowane w rejonie Hornsundu (Baranowski, 1977). Do tej pory nie przeprowadzono jednak dokładniejszych studiów na ten temat.

Badanie przebiegu linii równowagi wymaga pomiarów akumulacji i ablacji w profilu podłużnym lodowca. Na Spitsbergenie utrudnienie stanowi akumulacja w postaci lodu nałożonego (Troickij i in., 1975; Baranowski, 1975c, 1977). Przybliżone położenie linii równowagi można określić na podstawie obserwacji zasięgu strefy lodu nałożonego w końcu okresu ablacji. Dobre wyniki daje śledzenie przebiegu granicy tej strefy na zdjęciach lotniczych wykonanych w końcu okresu ablacji, a na których granica ta jest zazwyczaj czytelna (Jania, 1987). W podobny sposób wykorzystali małoskalowe odbitki obrazów satelitarnych „Landsat” z 1976 roku L. S. Troickij i inni (1985).

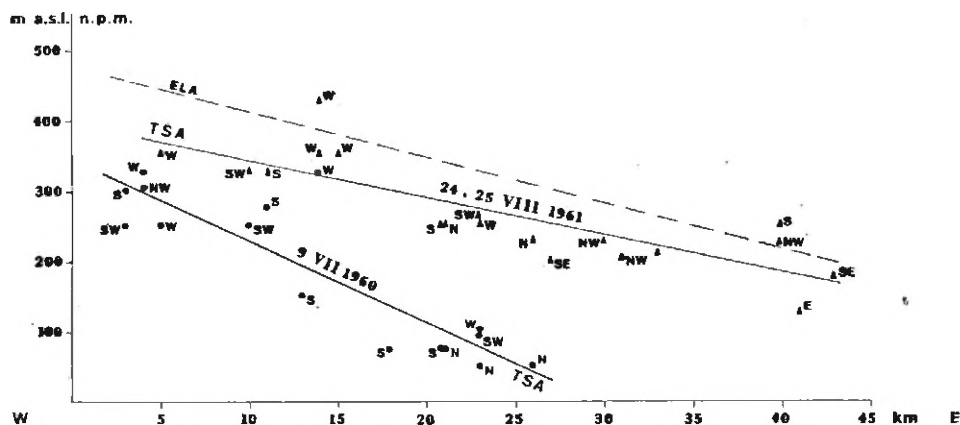
W przypadku zdjęć lotniczych wykonanych podczas trwania okresu ablacji nie ma możliwości poprawnego wyznaczania linii równowagi. Na zdjęciach tych czytelna jest granica pomiędzy bardzo jasnym śniegiem z ostatniej zimy a lodem lodowcowym lub powierzchnią firnu z roku ubiegłego. G. Østrem (1973, 1975) nazywa tę granicę przejściową (chwilową) linią śnieżną (*transient snow line*), gdyż obrazuje przebieg linii chwilowej równowagi pomiędzy akumulacją zimową a dotychczasową ablacją. Wraz z upływem sezonu ablacyjnego linia ta podnosi się. W końcu lata jest ona zbliżona wysokością do linii równowagi.

Zdjęcia lotnicze z lat 1960 i 1961 umożliwiają śledzenie przestrzennej zmienności chwilowej linii śniegu. Utrudnieniem jest podział obszaru basenu Hornsundu na 2 naloty wykonane w różnych częściach sezonu ablacji, na dodatek w różnych latach. W strefie środkowej obszaru dla kilku lodowców istnieją zdjęcia z początku sezonu ablacji (9 lipca 1960 r.) i z jego końca w roku następnym (25 sierpnia 1961 r.). Przeprowadzono analizę średniej wysokości chwilowej linii śnieżnej (*TSA — transient snow line altitude*) w dniu 9 lipca 1960 roku dla 16 lodowców rejonu Hornsundu. Różnią się one wielkością, ekspozycją, nachyleniem powierzchni i wzajemnym rozmieszczeniem. Jako wskaźnik rozmieszczenia przyjęto średnią odległość od Morza Grenlandzkiego (od zachodu). Podobną analizę przeprowadzono dla 19 lodowców odfotografowanych na zdjęciach z 24 i 25 sierpnia 1961 roku (rys. 16).

W rozkładzie TSA na różnych lodowcach można zauważyć zależność od następujących czynników:

- oddalenia lodowca od Morza Grenlandzkiego,
- ekspozycji,
- nachylenia powierzchni.

Przy czym ostatnie 2 czynniki są ze sobą powiązane, gdyż TSA przebiega wyżej na stromych lodowcach eksponowanych ku południowi, a niżej — na lodowcach stromych, ale wystawionych ku północy. Na



**Rys. 16.** Wysokość położenia chwilowej linii śnieżnej (TSA) oraz prawdopodobny przebieg średniej linii równowagi (ELA) w profilu równoleżnikowym dla rejonu Hornsundu, na podstawie analizy zdjęć lotniczych z lat 1960 i 1961:

trójkąty — uśrednione położenie TSA dla lodowców przedstawionych na zdjęciach z 24 i 25 sierpnia 1961 roku, kółeczka uśrednione położenie TSA dla lodowców fotografowanych 9 lipca 1960 roku (ekspozycję lodowców podpisano)

**Fig. 16.** Altitude of transient snow line (TSA) and probable course of the mean equilibrium line (ELA); latitudinal profile for the Hornsund region, based upon aerial photos taken in 1960 and 1961:

the triangles — the averaged TSA for the glaciers photographed on 24 and 25 August 1961, the small circles — averaged TSA for the glaciers photographed on 9 July 1960 (glaciers exposure is also marked)

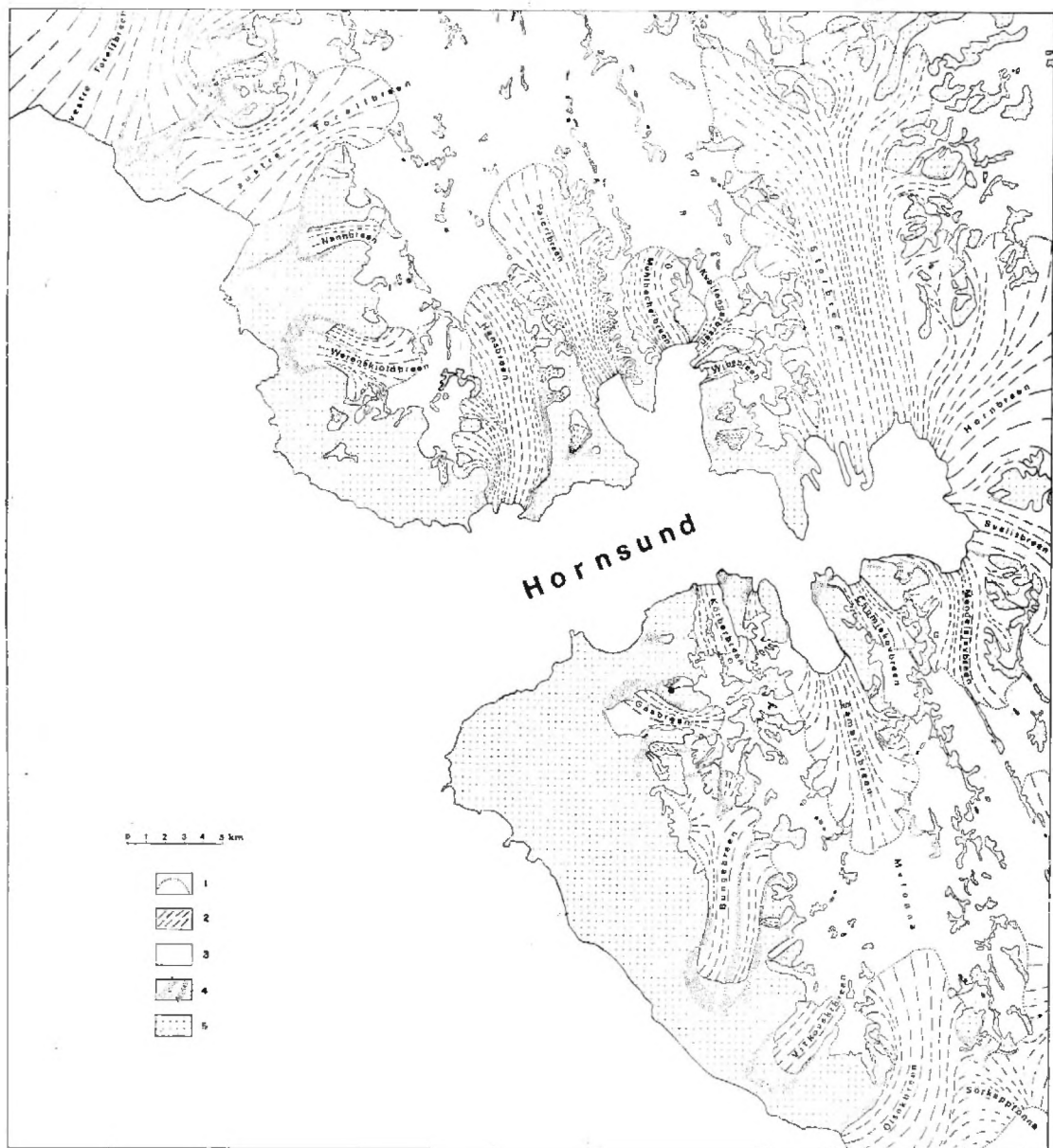
lodowcach o małym nachyleniu (zwykle półpokrywowych) TSA przebiega odpowiednio niżej. Najsilniej zaznacza się odpyły oddalenia od wybrzeża zachodniego, „ogrzewanego” ciepłym prądem morskim. Zależność ta jest wyraźna dla obu serii obserwacji TSA z kolejnych lat, ale linie regresji nie są równoległe. Przy założeniu, że akumulacja zimowa i letnia ablacja były podobne, nierównoległość linii regresji świadczy o szybkim postępie topnienia śniegu zimowego w początkach sezonu ablacji w zachodniej części terenu. K. Migala i inni (1988) podkreślają tutaj rolę insolacji w okresie wiosny. W części wschodniej ablacja rozpoczyna się później, ale w drugiej części lata chwilowa linia śniegu szybciej przesuwana się w górę. Wyjaśnienie tego zagadnienia wymaga przeanalizowania zmian wielkości zimowej akumulacji w przebiegu równoleżnikowym (od zachodu ku wschodowi) oraz zmienności czynników decydujących o ablacji. Niewiele jest danych o zimowej akumulacji śniegu na różnych lodowcach Hornsundu. Najszerzej zakrojone badania przeprowadzili K. Migala i M. Sobik wiosną 1982 roku. Wstępne wyniki ich pomiarów marszrutowych sugerują wyraźny wzrost miąższości zimowego śniegu ku wschodowi (Migala i in., 1988).

Dwa główne czynniki decydują o wielkości ablacji: dodatnie temperatury powietrza i intensywność promieniowania docierającego do powierzchni lodowca. Na lodowcu Werenskiöld główne znaczenie dla ca-

łości sezonu ablacji mają dodatnie temperatury powietrza, a nie suma promieniowania całkowitego (Baranowski, Głowicki, 1975, s. 56). Stwierdzony w niniejszej analizie wpływ ekspozycji i nachylenia na przebieg TSA wskazuje na znaczniejszą rolę promieniowania słonecznego w procesie ablacji, zwłaszcza na lodowcach bardziej stronowych, ale także położonych w głębi fiordu (w części wschodniej).

Długość trwania termicznego okresu ablacji na lodowcach Hornsundu nie była oddzielnie badana. Stacja meteorologiczna Polskiej Akademii Nauk w Hornsundzie leży stosunkowo nisko (9 m n.p.m.) i w pewnym oddaleniu od lodowca, natomiast stacja Uniwersytetu Wrocławskiego w pobliżu lodowca Werenskiöld (26 m n.p.m.) nie pracuje, niestety, w ciągu całego roku. Badania J. Pereymy (1983) ujawniły uprzywilejowanie termiczne stacji przy lodowcu Werenskiöld w porównaniu ze stacją Isbjørnhamna, leżącą dalej w głębi fiordu (w oddaleniu 18 km od otwartego morza). Wpływa na to między innymi efekt fenowy przy częstych wiatrach wschodnich. Autor ten konkluduje, że typowy okres lata charakteryzuje się wysokimi średnimi temperaturami dobowymi, a kończy się regularnie w trzeciej dekadzie sierpnia. Dodatkowo temperatury notowane są jeszcze do końca września, ale ablacja nie sięga już daleko w górę lodowców i praktycznie zamiera na początku września. Potwierdziły to obserwacje ablacji, prowadzone przez autora na lodowcu Nordfall w 1978 roku. Topnienie śniegu w strefie firnowej ustało w końcu sierpnia. Z rozważań tych wynika, że po terminie wykonania zdjęć lotniczych w 1961 roku ablacja mogła jeszcze trwać od 5 do 10 dni. Na podstawie przebiegu linii regresji (rys. 16) i rozwoju ablacji na poszczególnych lodowcach oszacowano, że TSA mogła się podnieść jeszcze od około 20 m do 50 m do czasu ustania topnienia. Biorąc pod uwagę przedstawione przebiegi TSA, obserwacje i zdjęcia autora z odbytych wypraw oraz cytowaną wcześniej literaturę, wyznaczono przybliżony przebieg linii równowagi na lodowcach rejonu Hornsundu. Podstawą wykreślenia tej linii była interpretacja zdjęć lotniczych z 24 i 25 sierpnia 1961 roku. Stwierdzone wysokości linii zasilania w 1961 roku są wyższe o około 100 m od wyników L. S. Troickiego i innych (1985) dla połowy lat siedemdziesiątych. Ogólne obniżenie linii równowagi w 1976 roku, w porównaniu z przebiegiem z 1961 roku jest wynikiem ochłodzenia klimatu w latach siedemdziesiątych (por. rys. 14).

Wykorzystując obraz struktury powierzchni lodowców na zdjęciach lotniczych (foliacja, przebieg moren środkowych, układ szczelin), określono kierunki ruchu lodu (linie płynięcia) w strefach ablacyjnych. Uzyskana mapa przebiegu średniej linii zasilania (dokładniej oddana w pracy A. Karczewskiego i in., 1984) ujawnia znaczący wpływ ekspozycji i nachylenia lodowca na przebieg granicy zasilania (rys. 17).



**Rys. 17.** Przebieg średniej granicy równowagi bilansowej i linie płynięcia na lodowcach rejonu Hornsundu, na podstawie interpretacji zdjęć lotniczych z lat 1960 i 1961:

1 — linia równowagi bilansowej, 2 — linie wypięcia lodowców w strefie ablacyjnej, 3 — strefa akumulacji, 4 — moreny, 5 — obszary niezłodowcazone

Fig. 17. Mean equilibrium line and flow lines on the Hornsund region glaciers based upon aerial photos taken in 1960 and 1961:

1 — mean equilibrium line, 2 — glacier flow lines in the ablation zone, 3 — ablation zones, 4 — moraines, 5 — unglaciated areas

Obraz ten potwierdza obniżanie się granicy zasilania z zachodu na wschód. Przyczyna tego zjawiska leży w większej śnieżności wschodnich części wyspy oraz uprzywilejowaniu termicznym części zachodniej. Przy czym kontynentalizacja klimatu objawia się relatywnie większym udziałem promieniowania dostarczania energii do powierzchni lodowca.

## 4. Zmiany geometrii lodowców południowego Spitsbergenu

Charakterystyka związków geometrii lodowca z głównymi procesami glacialnymi

Geometria lodowca jest określana jako jego kształt i wielkość, opisane z większą lub mniejszą dokładnością przez mapy lub wyniki pomiarów geodezyjnych, przy czym rozciągłość dawnych lodowców odtworzana bywa przez analizę zasięgów form i osadów morenowych. Wielkość i kształt lodowca w sposób oczywisty wiąże się z przebiegiem procesów glacialnych, które bezpośrednio lub pośrednio odzwierciedlają warunki klimatyczne, ale także warunki topograficzne jego rozwoju. Na wstępie stwierdzono, że splot wielu czynników powoduje, że problem zmian geometrii lodowców, jako wyraz fluktuacji tych warunków, należy do bardzo skomplikowanych zagadnień glaciologicznych.

Dla uproszczenia rozważań wyeksponować należy związki zmian geometrii lodowca z najważniejszymi procesami glacialnymi zachodzącymi w jego obrębie. D. E. Sugden i B. S. John (1976, s. 41) przedstawili wyidealizowany schemat lodowca, podkreślający te zależności (rys. 18).

Równowaga bilansowa zachodzi, gdy

$$A_c + A_b = 0,$$

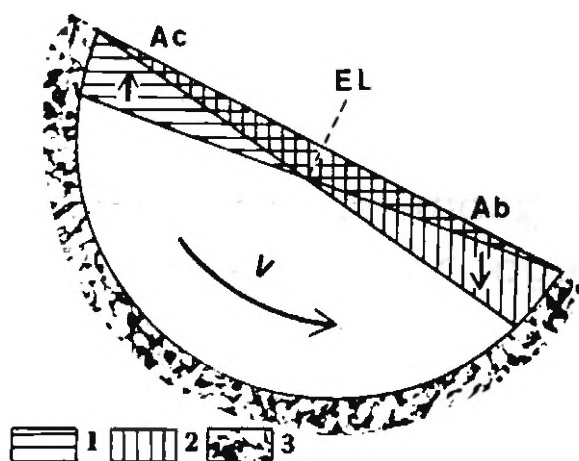
gdzie:

$A_c$  — roczna akumulacja w ekwiwalencie wodnym,

$A_b$  — roczna ablacja w ekwiwalencie wodnym (wartość ujemna).

W. S. B. Paterson (1981, s. 45) słusznie podkreśla, że mimo równowagi bilansowej w konkretnym roku, wymiary i kształt lodowca zmieniają się jako efekt minionych lat o reszcie bilansowej różnej od zera. Stąd, aby rozmiary i kształt lodowca były trwałe, czyli by istniał stan równowagi, niezbędny jest długotrwały zerowy bilans masy. Poza





Rys. 18. Wyidealizowany schemat lodowca (wg D. E. Sugdena i B. S. Johna, 1976), pokazujący związek pomiędzy akumulacją (Ac) i ablacją (Ab) oraz ruchem lodowca (V):

1 — „klin” akumulacji, nadbudowujący lodowiec zimą, 2 — „klin ablacji, obniżający lodowiec latem, EL — linia równowagi

Fig. 18. Idealized scheme of a glacier (after D. E. Sugden and B. S. John, 1976) showing relationships between accumulation (Ac), ablation (Ab) and glacier flow (V):

1 — accumulation „wedge” building up a glacier in winter, 2 — ablation „wedge” decreasing a glacier in summer, EL — equilibrium line

tym należy wziąć pod uwagę niezwykle ważny czynnik, jakim jest ruch lodu — jego przepływ między strefą akumulacji i ablacji. Stan równowagi jest zachowany wówczas, gdy

$$A_c = -A_b = Q_{EL}$$

gdzie:

$Q_{EL}$  — przepływ lodu ze strefy akumulacji do strefy ablacji przez profil liniowy równowagi (equilibrium line — EL) — wszystkie wyrażenia w ekwiwalencie wody,

stąd

$$A_c - Q_{EL} = 0 \text{ i } Q_{EL} + A_b = 0.$$

Wynika z tego, że zmiana wielkości  $Q_{EL}$  spowoduje zmianę kształtu tak strefy akumulacyjnej, jak i ablacyjnej, nie naruszając równowagi bilansowej, natomiast zmiany akumulacji ( $A_c$ ) lub ablacji ( $A_b$ ), przy  $Q_{EL} = \text{const}$  odbijają się tylko w zmianie geometrii odpowiednich stref, w badaniach zmian geometrii lodowca należy zatem dużą wagę przykładać do pomiarów ruchu lodowca, na co zwracają uwagę M. F. Meier i W. V. Tangborn (1965).

W każdym konkretnym punkcie lodowca zmiany geometrii zależą od stosunku reszty bilansowej ( $B$ ) do składowej pionowej ruchu lodowca  $EV$ . Reszta bilansowa ( $B$ ) w strefie akumulacji jest dodatnia ( $+B = A_c$ ), w strefie ablacji zaś — ujemna ( $-B = A_b$ ). Składowa pionowa ruchu lodowca  $EV$  przyjmuje wartości ujemne na obszarze akumulacji (ruch zanurzający), a dodatnie — zazwyczaj w strefie ablacji (ruch wynurzający). Warunkiem istnienia stanu równowagi w dowolnym

punkcie lodowca (o współrzędnych prostokątnych płaskich  $x$  i  $y$ ) są zmiany zerowe jego wysokości w określonym czasie ( $dH_{(x; y)} = 0$ ). Zaczodzi to, gdy

$$B_{(x, y)} + EV_{(x, y)} = dH_{(x, y)} = 0.$$

Jeżeli  $A_{c(x, y)} > -EV_{(x, y)}$ , to powierzchnia lodowca w badanym punkcie podnosi się, w przypadku zaś  $A_{c(x, y)} < -EV_{(x, y)}$ ,  $dH$  przyjmuje wartości ujemne — powierzchnia lodowca obniża się. W strefie ablacji odpowiednio:  $A_{b(x, y)} > EV_{(x, y)}$  powoduje, że  $dH < 0$ , natomiast  $A_{b(x, y)} < EV_{(x, y)}$  sprawia, że  $dH > 0$  — powierzchnia lodu podnosi się.

Zbadanie wielkości  $B$  i  $EV$  umożliwia określenie  $dH$ , czyli zmiany wysokości danego punktu lodowca. Niezbędne są do tego pomiary bilansu masy i składowej pionowej ruchu w wielu punktach. Jest to niezwykle trudne i tylko dla niewielu lodowców na świecie przeprowadzono takie studia (np. Meier, Tangborn, 1965; Hooke i in., 1983; Iken i in., 1983). Znacznie łatwiej można badać zmiany geometrii lodowców i na tej podstawie wnioskować o stanie „zdrowia” lodowca, jak to określają niektórzy autorzy (Paterson, 1981), czyli o zmianach rozmiarów i objętości, a nie wprost o bilansie masy. Nowsze badania zmierzają do wykorzystania pomiarów zmian geometrii w obliczaniu reszty bilansowej lub składowej pionowej ruchu dla wybranych punktów lodowca (Arnold, 1981; Bukowska-Jania, Jania, 1988). Jest to zadanie skomplikowane, ale możliwe do przeprowadzenia. Szczególne trudności pojawiają się w obszarze akumulacji, gdzie na położenie powierzchni lodowca obok ruchu zanurzającego wpływa osiadanie śniegu, występujące podczas jego metamorfozy w firn i lód lodowcowy. Jak do tej pory zadowalająca metoda „oddzielania” tych 2 procesów nie została opracowana.

Podsumowując dotychczasowe rozważania, stwierdzić należy, iż w glaciologii, podobnie jak i w innych naukach o Ziemi, łatwiej rejestrować skutki procesów, niż śledzić ich przebieg. Na południowym Spitsbergenie trudne warunki polowe znacznie ograniczają możliwość obserwacji i pomiarów procesów lodowcowych. Tak więc wnioskowanie o tych procesach na podstawie pomiarów zmian geometrii lodowców jest jedną z niewielu możliwości ich badania.

#### Uwagi o metodach badań zmian geometrii lodowców

Analiza zmian geometrii może dotyczyć całego lodowca, jego wybranych obszarów, profili lub punktów. W zależności od tego, czy obiektem zainteresowania jest cały lodowiec czy jego część, stosowane są różne sposoby określania zmian wysokości i kształtu powierzchni lodu.

Najstarsze są pomiary zmian zasięgu czoła lodowca, przy czym stosuje się w tym przypadku metody geodezyjne i fotogrametryczne. Niezależnie od użytej metody i jej dokładności rezultat pomiaru może być podany w różny sposób. Punktem wyjścia analizy bywa zazwyczaj naniesienie na podkład kartograficzny kolejnych linii lub punktów zasięgu lodowca. Instrukcja Word Glacier Monitoring Service sugeruje podawanie zmian zasięgu lodowca jako:

- zmianę położenia czoła w centralnym profilu podłużnym (pomiar punktowy),
- średnią zmianę położenia kilku (kilkunastu) punktów równomiernie rozlokowanych na całej szerokości czoła,
- średnią zmianę położenia całej szerokości czoła (rezultat pomiaru powierzchni pomiędzy starym a nowym zasięgiem czoła, podzielony przez szerokość jezora).

Analiza zmian kształtu profilu podłużnego lodowca wnosi znacznie więcej informacji o stanie jego „zdrowia”. Profil bywa najczęściej prowadzony wzdłuż osi lodowca, zgodnie z centralną linią płynięcia. Dla skonstruowania profilu wykorzystuje się mapy topograficzne z różnych lat lub przeprowadza specjalne pomiary geodezyjne albo fotogrametryczne. Użyteczność profili podłużnych jest duża, zwłaszcza gdy brak innych danych o zmianach geometrii.

Inny rodzaj informacji o zmianach geometrii lodowców można uzyskać przez porównanie krzywych hipsograficznych z różnych lat. Krzywa hipsograficzna uwidacznia rozkład powierzchni lodowca w poszczególnych strefach nad poziomem morza. Są to dane bardziej reprezentatywne niż linie profilowe, gdyż przedstawiają wartości średnie dla całej szerokości lodowca. Ostatnio D. J. Furbish i J. T. Andrews (1984) przeprowadzili badania nad stosowaniem krzywych hipsograficznych jako wskaźnika długookresowej stabilności lub skutków zmian w przepływie masy w obrębie lodowca. Uzyskali oni satysfakcjonujące funkcje regresji liniowej pomiędzy zmianami powierzchni zajętej przez pole akumulacyjne a zmianami wysokości linii równowagi (ELA) i wysokości czoła (TA) dla lodowców alaskańskich.

Najdokładniejsze dane uzyskuje się, stosując wspomnianą poprzednio metodę Rich. Finsterwaldera (1954) określania zmian objętości poszczególnych stref wysokościowych lodowca, a dzieląc je przez powierzchnię odpowiednich stref, można uzyskać informację o średnich zmianach wysokości lodowca. W polskich badaniach lodowców metoda Rich. Finsterwaldera stosowana była stosunkowo rzadko (Marcinkiewicz, 1961; Lipert, 1981; Jania, 1987; Bukowska-Jania, Jania, 1988).

Sprowadza się ona do precyzyjnego nałożenia na siebie map lodowca, przedstawiających jego stan w odstępie kilku lub więcej lat.

Mapy muszą być wykonane w tym samym odwzorowaniu, w tej samej podziałce i z identycznym cięciem poziomcowym. W celu obliczenia zmian geometrii wykorzystuje się pomiar powierzchni zawartych między poziomcami ilustrującymi te same wysokości na obu mapach. To znaczy, że gdy na przykład poziomice 100 m i 150 m na mapie pierwszej pokrywają się z odpowiednimi poziomcami 100 m i 150 m na mapie późniejszej, to nie nastąpiła zmiana wysokości lodowca w tej strefie. Gdy jednak na mapie późniejszej poziomice te przesunięte są w górę lodowca to musiał nastąpić ubytek objętości lodu (obniżenie powierzchni). Pomiar powierzchni pomiędzy kolejnymi jednoimiennymi poziomcami na nałożonych mapach umożliwia określenie zmian objętości kolejnych stref wysokościowych. Obliczenia prowadzone są według wzoru:

$$dV = \frac{S_i + S_{i+1} + \sqrt{S_i \cdot S_{i+1}}}{3} \cdot dz,$$

gdzie:

- $dV$  — zmiana objętości w danej strefie wysokościowej (między poziomcami  $i$  a  $i + 1$ ),
- $S_i$  — powierzchnia między dolnymi poziomcami tej strefy na nałożonych mapach,
- $S_{i+1}$  — powierzchnia pomiędzy górnymi poziomcami tej strefy na nałożonych mapach,
- $dz$  — cięcie poziomcowe.

Zmiana objętości całego lodowca jest sumą zmian w poszczególnych strefach wysokościowych. Jeżeli wynik obliczeń zmian objętości w kolejnych strefach wysokościowych zostanie podzielony przez powierzchnię odpowiednich stref, uzyska się informację o średniej zmianie wysokości (miąższości) danych interwałów wysokościowych lodowca w badanym okresie. Zmiany wysokości podaje się najczęściej dla okresu jednego roku, korzystając ze wzoru:

$$d\bar{H} = \frac{2dV}{(P_t + P_{t+n}) \cdot n},$$

gdzie:

- $d\bar{H}$  — średnia roczna zmiana wysokości lodowca w danej strefie wysokościowej,
- $dV$  — zmiana objętości lodu w tej strefie wysokościowej,
- $P_t$  — powierzchnia badanej strefy wysokościowej na mapie „starszej”,
- $P_{t+n}$  — powierzchnia tej samej strefy wysokościowej na mapie „nowszej”,
- $n$  — liczba lat, które upłynęły pomiędzy sporządzeniem obu map.

Wykres lub tabela obrazująca przebieg zmian wysokości lodowca dla jego poszczególnych stref wysokościowych jest najlepszą informacją o zmianach geometrii.

Najdogodniejszym sposobem analizy zmian geometrii lodowca jest wykorzystanie numerycznych modeli terenu (DTM) z różnych lat. Oczywiście modele te muszą się opierać na tym samym układzie współrzędnych i dotyczyć punktów o tych samych współrzędnych. Dokładność tej metody zależy od dokładności numerycznego modelu lodowca oraz sposobu przedstawienia wyników (dla punktów tworzących model dokładność duża, dla stref wysokościowych dokładność relatywnie mniejsza niż metody Finsterwaldera).

Próbę wykorzystania tej metody do badań zmian czołowej części lodowca Werenskiöld podjęli J. Jania i inni (1984), przy czym dygitalizację danych dla modelu wykonano na podstawie map topograficznych 1 : 5000 o cięciu poziomicowym co 2,5 m.

Większość z zaprezentowanych metod badania zmian geometrii lodowców została wykorzystana w niniejszej pracy.

#### Zmiany objętości i miąższości wybranych lodowców rejonu Hornsundu

Mapy topograficzne opracowane na podstawie zdjęć lotniczych wykonanych w latach 1960 i 1961 były podstawą badań zmian geometrii lodowców w stosunku do ich stanu z 1936 roku. Badania prowadzono metodą Finsterwaldera. Na norweskie mapy topograficzne 1 : 50 000 z cięciem poziomicowym co 50 m nakładano pomniejszone do tej skali nowe mapy lodowców. Starano się wykorzystywać przede wszystkim mapy z 1961 roku, gdyż przedstawiały lodowce u schyłku okresu ablacji.

Wpasowanie folii z nową mapą w mapę z 1936 roku odbywało się na podstawie siatek współrzędnych geodezyjnych układu Gaussa-Krügera. Z powodu skurczu papieru map norweskich pomocne okazały się także punkty triangulacyjne, linie grzbietów oraz charakterystyczne szczyty. W przypadku dużych zniekształceń pasowano mapy fragmentami, korzystając z wymienionych szczegółów. Dokładność wpasowania map wynosiła średnio  $\pm 0.3$  mm.

Powierzchnie pomiędzy poziomicami, potrzebne do obliczeń zmian objętości i wysokości lodowców, mierzono kalką milimetrową, zliczając każdy kontur trzykrotnie, a w obliczeniach korzystano z wartości średniej. Maksymalny błąd względny pomiarów nie przekraczał 5‰.

Badaniami objęto głównie lodowce mniejsze, które w całości pokryte były mapami z 1961 roku. Były to zazwyczaj lodowce dolinne i górskie. Na 2 lodowcach dużych (Samarin, Mendelejev) analizowano dolną część głównego jezora i tylko boczne pola akumulacyjne, bez głównych obszarów zasilania.

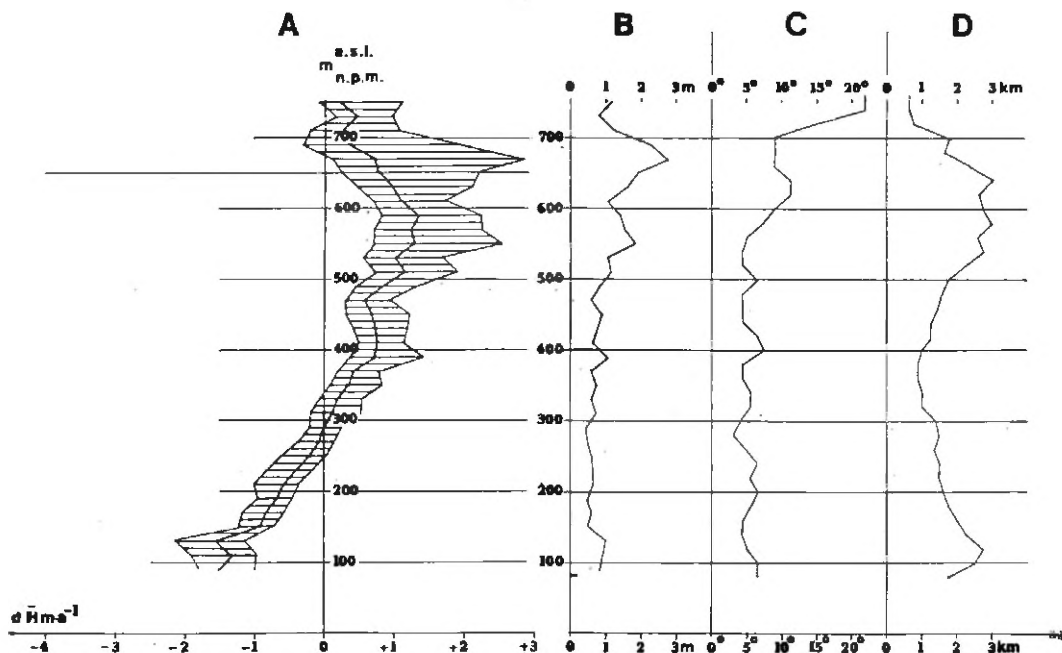
W odniesieniu do lodowca Werenskiöld wykorzystano, pomniejszoną do podziałki 1 : 50 000, terrofotogrametryczną mapę C. Liperta (1 : 5000), przedstawiającą stan z 1958 roku.

Dokładniejsza analiza zmian była możliwa dla lodowców Gås i Nordfall, gdyż wykorzystano mapę 1 : 25 000 W. Pillewizera (1939), wykonaną metodą terrofotogrametryczną w 1938 roku. Na podstawie zdjęć lotniczych z 1961 roku wykonano mapę w takiej samej podziałce i z identycznym cięciem poziomowym (co 20 m). Do spasowania obu map wykorzystano tylko charakterystyczne punkty terenowe o znanych współrzędnych (wardy na szczytach górskich), gdyż układy współrzędnych obu map różniły się (mapa niemiecka miała inny początek układu). Z tego powodu oraz z powodu skurczów papieru mapy niemieckiej spasowanie obu map było mniej dokładne ( $\pm 0,5$  mm).

Po dokonaniu obliczeń postawiono pytanie: Jak na uzyskany wynik wpłynęły niedokładności wykorzystanych map i wykonanych obliczeń? W celu wyeliminowania przypadkowości wyników i ustalenia granic ich wiarygodności przeprowadzono analizę dokładności dla map w obu podziałkach (1 : 50 000 i 1 : 25 000), na przykładzie lodowców Gås i Chomjakov.

Dokładność wyznaczenia powierzchni pomiędzy poziomcami oraz podziałka mapy mają zasadniczy wpływ na błąd obliczeń dokonanych metodą Rich. Finsterwaldera. Błąd wyznaczenia powierzchni składa się z błędów wyznaczenia przebiegu poziomicy i błędów wpasowania. Błąd sytuacyjny ( $m_{xy}$ ) i błąd wysokości poziomicy ( $m_z$ ) wywierają wpływ na wyznaczenie przebiegu poziomicy. O ile maksymalny błąd sytuacyjny i błąd wpasowania są jednolite dla całej mapy, o tyle błąd  $m_z$  zależy od kąta nachylenia powierzchni terenu (im teren bardziej płaski, tym większe znaczenie błędu  $m_z$ ). Jest on odwrotnie proporcjonalny od tangensa kąta nachylenia. Dokładność wyznaczenia powierzchni między poziomcami zależy również od długości poziomicy (upraszczając — od szerokości lodowca). Na rysunku 19 pokazano, jak przebiega maksymalny błąd wyznaczenia zmian wysokości lodowca Gås w zależności od nachylenia powierzchni lodowca i jego szerokości.

Dane dotyczące dokładności map z 1961 roku były znane (błędy maksymalne zaokrąglono „w górę”:  $m_{xy} = \pm 10$  m,  $m_z = \pm 2,5$  m). Występowały trudności z określeniem dokładności map norweskich, zwłaszcza że stwierdzono ich zniekształcenia wywołane skurczami papieru. Założono, że błąd sytuacyjny nie przekracza  $\pm 10$  m, błąd zaś wysokości poziomicy —  $\pm 5$  m. W przypadku mapy W. Pillewizera z 1938 roku przeprowadzono obliczenia  $m_{xy}$  i  $m_z$  na podstawie znajomości bazy fotografowania (na grani Wurmbrandegga), zakładając błąd jej wyznaczenia i błąd wyznaczenia stałej kamery ( $m_{ck}$ ) taki sam, jak podczas badań fotogrametrycznych prowadzonych przez zespół współpracujący z auto-



**Rys. 19.** Zmiany geometrii lodowca Gås w okresie 1938—1961 wraz z analizą czynników decydujących o dokładności pomiarów zmian:

A — średnie roczne zmiany miąższości lodowca ( $dH$ ) wraz z wysokością (zakresowano zakres błędów obliczeń), B — maksymalny błąd obliczeń  $dH$  dla poszczególnych stref wysokościowych, C — średnie nachylenie lodowca, D — średnia szerokość lodowca w poszczególnych strefach wysokościowych

**Fig. 19.** Geometry changes of Gås Glacier in the period 1938—1961 and analysis of factors determining value of measurements error:

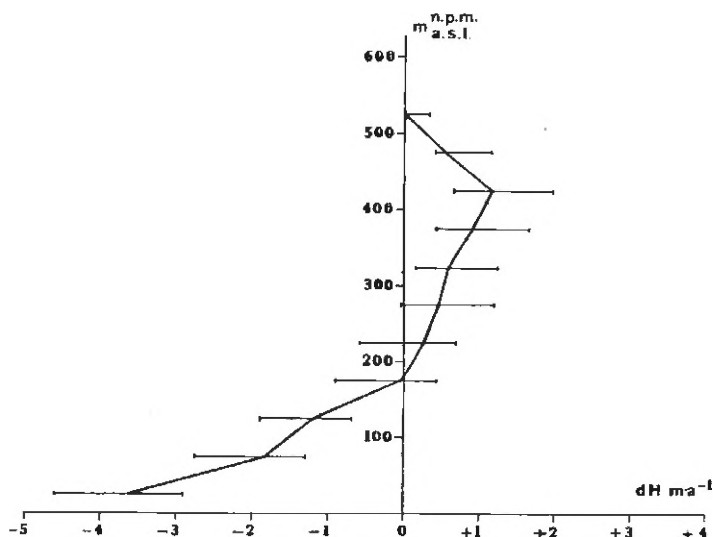
A — mean annual change of glacier thickness ( $dH$ ) against altitude (the error range is hatched), B — maximum error of  $dH$  calculation for particular altitude zones, C — mean glacier slope, D — glacier width in particular altitude zones

rem na Spitsbergenie w latach 1982—1986. Wartość błędów rosła wraz z odległością fotografowania ( $Y_{\text{tot.}}$ ) i przy  $Y_{\text{max}}$  wynosiła:

$$m_{x_{11}} = \pm 1,5 \text{ m}, m_z = \pm 0,3 \text{ m}.$$

W dalszym etapie analizy dokładności obliczeń zsumowano wszystkie błędy dotyczące położenia poziomicy oraz wpasowania map i obliczono maksymalną, jak również minimalną, wersję powierzchni między nimi (dotyczyło to powierzchni pomiędzy poziomiami jednoimiennymi i powierzchniami stref wysokościowych). Podstawiając te dane do wzorów (1) i (2), uzyskano cztery wersje wyników, z których wykorzystano ekstremalne (por. rys. 19 i rys. 20) oraz średnie. Jak z tego widać, zakres błędów dla poszczególnych przedziałów wysokościowych jest różny. Dla niektórych jest bardzo duży.

Rezultaty te dowodzą, że nawet w przypadku wykorzystania dokładnych map terenu i szczególnej staranności badań warto określić zakres błędu celem upewnienia się co do prawidłowości wyniku. Wyniki



**Rys. 20.** Średnie roczne zmiany miąższości lodowca Chomjakov dla poszczególnych przedziałów wysokościowych w okresie 1936—1961 (zaznaczono zakres błędów pomiarów)

**Fig. 20.** Mean annual changes of the Chomjakov Glacier thickness against altitude in the period 1936—1961 (the error range is marked)

opierające się na mapach o wątpliwej dokładności lub te, które nie oceniają błędów opracowania, należy traktować z dużą ostrożnością.

Badania zmian objętości całych lodowców możliwe były tylko w odniesieniu do tych, które w całości skartowano ze zdjęć lotniczych, wykonanych w latach 1960 i 1961. Były to więc lodowce dolinne. Analiza dokładności pomiarów lodowców Gås i Chomjakov ujawnia, że pomiędzy skrajnymi wartościami wyników mogą istnieć znaczne różnice (np. dla Gåsbreen zmiana objętości zawiera się w przedziale  $-59,9 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \leq \leq +66,9 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ ). Niezależnie od tego wyniki te uwypuklają ogólną tendencję w zmianach objętości lodowców. Uśrednione dane zanotowano w tabeli 3.

Z danych tu zestawionych widać, że od 1936 roku do początku lat sześćdziesiątych część lodowców wyraźnie zmniejszyła swą objętość, natomiast kilka z nich powiększyło się, przy jednoczesnej wyraźnej recesji prawie wszystkich (stagnacja Nordfallbreen wynika ze specyficznych warunków topograficznych jego czoła).

Średnie zmiany miąższości dla całego lodowca umożliwiają porównywanie lodowców niezależnie od ich wielkości. Na tle danych ujętych w tabeli 3 znacznie wyróżniają się: Werenskioldbreen z bardzo dużym obniżeniem powierzchni ( $-1,75 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ ) i Wibebreen ( $-0,52 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ ; przy czym a — symbolizuje jednostkę czasu — rok). Tendencję do podnoszenia powierzchni przejawiają lodowce Körber i Nordfall. Rezultaty



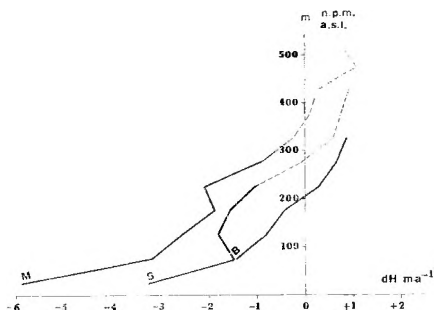
Tabela 3  
Table 3Zmiany geometrii wybranych lodowców rejonu Hornsundu  
Changes of geometry of the selected glaciers in the Hornsund region

Nazwa lodowca (Glacier name)	Kod klasyfikacji PSFG (PSFG classification)	Okres badań (Research period)	Powierzchnia lodowca * (Area of the glacier) [km <sup>2</sup> ]	Zmiana objętości (Change of the volume) [m <sup>3</sup> · 10 <sup>6</sup> ]	Średnia zmiana miąższości (Mean thickness change) [m · a <sup>-1</sup> ]	Zmiana położenia czoła R — recesja, S — stagnacja (Front position change) R — recession, S — stagnation)
Wernskioldbreen	518	1936—1958	28,1	-1082,6	-1,75	R
Kvalfangarbreen	524	1936—1961	12,6	-1,2	-0,004	R
Wibeibreen	524	1936—1951	5,9	-76,5	-0,52	R
Chomjakovbreen	524	1938—1961	15,4	-57,5	-0,15	R
Petersbreen	524	1936—1960	2,3	-12,1	-0,22	R
Körberbreen	524	1936—1960	10,5	+83,4	+0,3	R
Nordfallbreen	539	1938—1961	0,68	+3,8	+0,24	S
Gåsbreen	522	1932—1961	12,1	+2,7	+0,01	R

\* Powierzchnia średnia pomiędzy pomiarem na początku i na końcu badanego okresu

\* The mean area between the surveys carried out at the beginning and at the end of a given period

dla pozostałych mogą się mieścić w granicach błędu podobnego jak dla Gasbreen ( $-0,21 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1} \leq dH \leq +0,22 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ ) i należy uważać, że oscylują wokół zmian zerowych. Warto zwrócić uwagę, że na wykresach (rys. 20—26) zerowe zmiany  $dH$  pojawiają się na wysokościach zbliżonych do średniego położenia granicy zasilania.

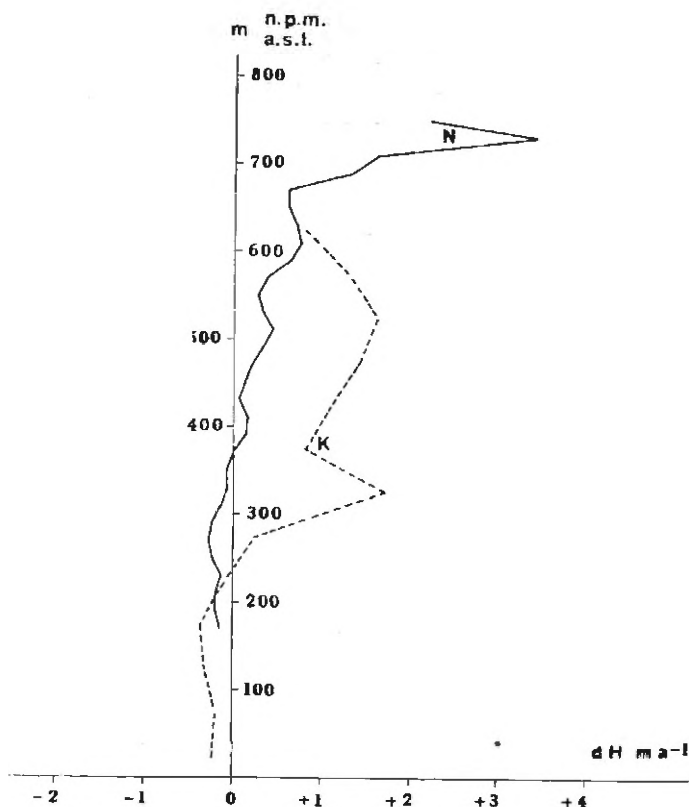


**Rys. 21.** Średnie roczne zmiany miąższości lodowców Mendelejev (M), Samarin (S) i Bauta (B) dla poszczególnych przedziałów wysokościowych, w okresie 1936—1961. Linia przerywaną zaznaczono przebieg zmian miąższości w bocznych częściach akumulacyjnych (nie w głównym obszarze zasilania)

**Fig. 21.** Mean annual changes of thickness of Mendeleyev Glacier (M), Samarin Glacier (S) and Bauta Glacier (B) at particular altitude zones in the period 1936—1961. Broken line marks thickness changes at lateral accumulation fields (outside the main accumulation zone)

Lodowiec znajdujący się w stanie równowagi bilansowej w przeciągu dłuższego okresu winien charakteryzować się stałością stosunków akumulacji, ablacji i przepływu lodu przez linię równowagi, jak to omawiano poprzednio. Pomiędzy czołem a linią równowagi nie powinny zachodzić zmiany jego wysokości. Jest to oczywiście sytuacja teoretyczna, raczej nie spotykana w naturze.

Znaczniejsze podniesienie powierzchni pola firnowego dowodzi, że akumulacja jest większa niż składowa pionowa ruchu (EV skierowana w dół). Obniżanie powierzchni w części ablacyjnej świadczy, że składowa pionowa ruchu (skierowana w górę) jest mniejsza od ablacji. Jeżeli nawet lodowiec nie zmienił swojej masy, to recesja jego czoła postępuje nadal. Nagromadzenie dużej masy śniegu w części górnej winno



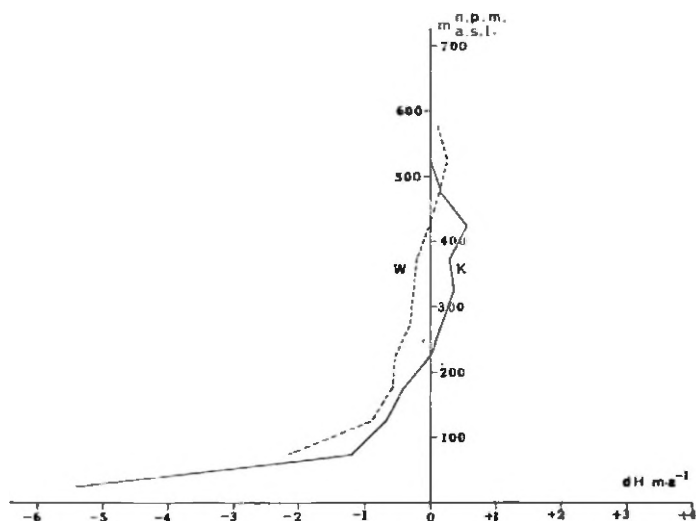
**Rys. 22.** Średnie zmiany miąższości lodowca Nordfall (N) w okresie 1938—1961 i lodowca Körber (K) w okresie 1936—1960

**Fig. 22.** Mean annual changes of thickness of Nordfall Glacier (N) in the period 1938—1961 and Körber Glacier (K) in the period 1936—1960

wywołać większe naprężenie ścinające i przyspieszyć ruch lodowca. Niekiedy przybiera to formę zjawiska szybkiego lub katastrofalnego (surging, pulsacja).

Taki przebieg wykresu  $d\bar{H}$  wraz z wysokością wskazuje na możliwość występowania niestabilności dynamiki lodowca. W rejonie Hornsundu tego typu zmiany geometrii stwierdzono dla lodowców: Gås, Körber, Nordfall, Chomjakov, Kvalfanger, Samarin, Mendelejew, Bauta, czyli dla większości z badanych (rys. 19—24).

Biorąc pod uwagę różnice gęstości lodu w części ablacyjnej w stosunku do firnu wraz ze śniegiem w strefie akumulacji, trzeba stwierdzić, że niestabilność taką wykazują lodowce o ujemnym długookresowym bilansie masy.



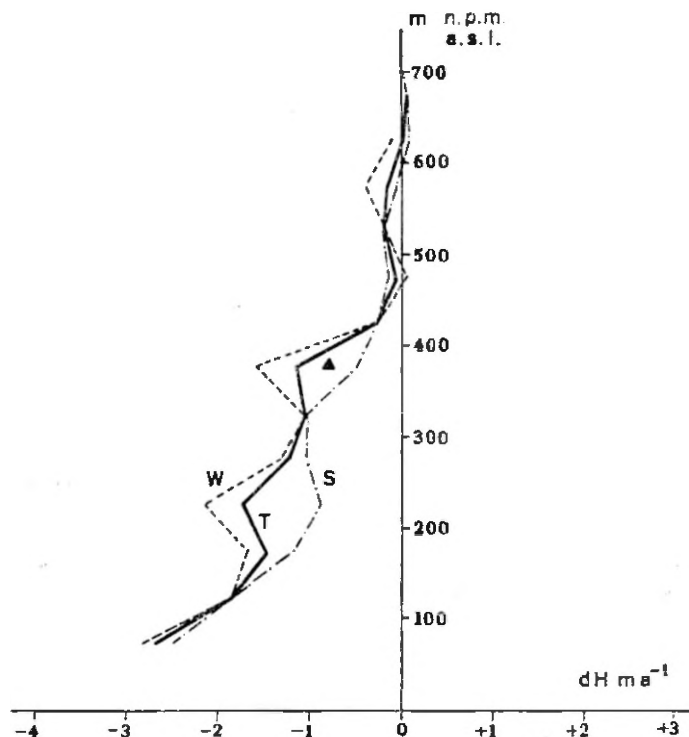
Rys. 23. Średnie roczne zmiany miąższości lodowców Wibe (W) i Kvalfanger (K) w okresie 1936—1961

Fig. 23. Mean annual changes of thickness of Wibe Glacier (W) and Kvalfanger Glacier (K) in the period 1936—1961

Jeżeli w świetle tych prawidłowości rozważy się zblżoną do zera zmianę objętości lodowca Gås w okresie 1938—1961, to okazuje się, że jego ogólna masa zmniejszyła się w tym okresie. Zakładając, że średnia gęstość lodu w strefie ablacji wynosi  $0,88 \text{ t} \cdot \text{m}^{-3}$ , śniegu zaś w strefie akumulacji —  $0,5 \text{ t} \cdot \text{m}^{-3}$ , ubytek masy wyniesie  $42,3 \cdot 10^6 \text{ t}$ , co daje bilans ujemny całego lodowca ( $0,15 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  w ekwiwalencie wodnym).

Podobna, przybliżona analiza zmian objętości lodowców wymienionych w tabeli 3 pokazuje, że w badanym okresie tylko Körberbreen i Nordfallbreen miały dodatni bilans masy. Oba te lodowce są uprzywilejowane pod względem sytuacji topograficznej. Zapewnia ona dodatkowe zasilanie lawinowe i ograniczenie ablacji dzięki korzystnej ekspozycji i zacienieniu przez strome stoki dolin. W obrębie lodowca Körber stwierdzono zjawiska dynamiczne typu surge (Jania, 1984), które musiały mieć istotny wpływ na przebieg wykresu zmian wysokości lodowca w poszczególnych przedziałach wysokościowych.

Problem zmian geometrii lodowców podlegających pulsacji (zjawisko surgingu) analizowany był przez L. D. Dolgušina i G. B. Osipową (1982) na przykładzie zmian profili poprzecznych i podłużnych lodowców znajdujących się w różnych fazach pulsacji. O. Liestøl (1969) analizował zmiany wysokości południowospitsbergeńskich lodowców Finsterwalder i Hess (oba kończące się na lądzie). W okresie 1898—1936 znacznie podniosła się dolna część Finsterwalderbreen, natomiast

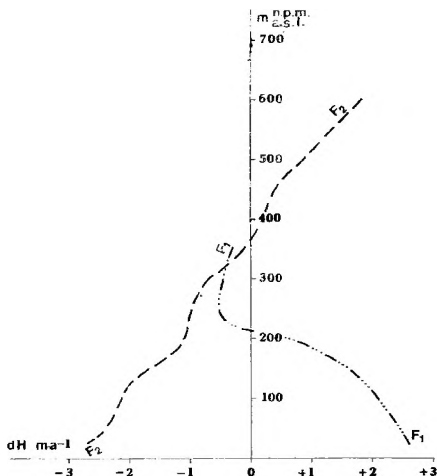


**Rys. 24.** Średnie roczne zmiany miąższości całego lodowca Werenskiold (**T**) oraz jego części składowych: Skilryggbreen (**S**) i główna część Werenskioldbreen (**W**). Trójkątem oznaczono zmianę miąższości lodowca w miejscu stacji glaciologicznej A. Kosiby (1960) w latach 1958—1982 (por. fot. 6 i 7)

**Fig. 24.** Mean annual changes of the whole Werenskiold Glacier (**T**) and its components: Skilryggbreen (**S**) and the main part of Werenskioldbreen (**W**). The triangle marks glacier thickness change at the A. Kosiba's (1960) glaciological station in the period 1958—1982

w latach 1936—1964 jezioro obniżył się, pole akumulacyjne uległo zaś wyraźnemu nadbudowaniu (rys. 25). Był to efekt pulsacji, która w początkach XX wieku przesunęła wielką masę lodu z części akumulacyjnej do jeziora. Na okres 1936—1964 przypada faza uspokojenia (*quiescent phase*), w której silnie nadbudowane zostało pole akumulacyjne. Sygnalizuje to możliwość przygotowania do kolejnej fali pulsacji. Hessbreen wykazywał tendencję podobną i jego surge zaobserwowano w 1974 roku (Korjakin, 1985b).

Wykresy zmian  $d\bar{H}$  wraz z wysokością dla lodowców Gås, Chomjakov, Körber, Nordfall są zbliżone do wykresu Finsterwalderbreen ( $F_2$ ) w podobnym okresie badawczym. Niepełne dane dla Mendeleyvbreen



Rys. 25. Średnie zmiany miąższości lodowca Finsterwalder w okresach:

$F_1$  — lata 1898—1936 — stan po surgingu,  $F_2$  — lata 1936—1964 — faza uspokojenia, przygotowanie do nowego surgingu (wg S. Baranowskiego, 1977)

Fig. 25. Mean annual thickness changes of Finsterwalder Glacier in the following periods:

$F_1$  — 1898—1936 result of a surge event,  $F_2$  — 1936—1964 quiescent phase state — preparation for a next surge (after S. Baranowski, 1977)

i Samarinbreen sugerują takie samo podobieństwo. Werenskioldbreen i Wibebeen odbiegają od tego schematu, Kvalfangarbreen zajmuje zaś pozycję pośrednią. Należy dodać, że A. Marcinkiewicz (1961), analizując zmiany geometrii lodowców Antonia i Penck w okresie 1936—1958, stwierdził wyraźne obniżenie ich części dolnych, natomiast nadbudowanie partii firnowych. Wyniki te potwierdził C. Lipert (1931). Zmierzył on podniesienie powierzchni pola firnowego lodowca Penck w latach 1934—1958, średnio o  $0,56 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ . Autor ten wykorzystał dokładne mapy terrofotogrametryczne 1:10 000 (cięcie poziomnicowe co 10 m) i zastosował metodę Rich. Finsterwaldera.



**Fot. 6.** Górna część masztu anemografu stacji glaciologicznej na lodowcu Werenskiöld, założonej w 1957 roku, zagrzebanej pod śniegiem i firnem — stan wiosną 1980 roku

(Fot. M. Pulina)

**Phot. 6.** The upper part of the anemometer mast at the glaciological station on the Werenskiöld Glacier in spring 1980. The station was built in 1957 and later covered by snow and firn

(Photo by M. Pulina)

Przedstawione dane wskazują, że najczęstsze zmiany geometrii lodowców południowego Spitsbergenu od 1936 roku do lat sześćdziesiątych polegały na znacznym obniżeniu dolnych ich części i wyraźnym nadbudowaniu pól firnowych. Nasuwa to przypuszczenie, że znajdują się one w fazie uspokojenia (relaksacji) procesu surge.

Poza generalnym przebiegiem zmian wysokości lodowców należy zwrócić uwagę na bardzo wyraźne załamania wykresów  $dH$  dla niektórych lodowców (np. Körberbreen, Werenskiöldbreen, Samarinbreen, Mendelejev breen). Owe wygięcia, wyraźnie różniące się od ogólnego przebiegu krzywej  $dH$ , dokumentują procesy dynamiczne w obrębie jezora. Dowodzą przemieszczania się dużych fal kinematycznych w dół lodowca. Wygięcie w kierunku wartości dodatnich świadczy o pojawieniu się nabrzmienia lodu w czasie drugiego kartowania, natomiast załama-



**Fot. 7.** Pozostałości stacji glaciologicznej na lodowcu Werenskiöld, z maszłem anemografu (długość 425 cm) — stan we wrześniu 1985 roku

(Fot. J. Jania)

**Phot. 7.** The melted-out remnants of the glaciological station with the anemometer mast (4.25 m long) — the state in September 1985

(Photo by J. Jania)

nie ku wartościom ujemnym dowodzi istnienia nabrzmienia (fali kinematycznej) w czasie pierwszego kartowania lodowca. W przypadku Werenskiöldbreen zaobserwowano występowanie dwóch fal kinematycznych w 1936 roku (rys. 24). Wykres pokazuje także fale kinematyczne na obu częściach tego lodowca: Werenskiöld (właściwy) i Skilrygg (jęzor: północny), nie są one synchroniczne. Problem stosunku mniejszych fal kinematycznych do procesu surge rozważany będzie oddzielnie.

Bardzo mało jest najnowszych danych o zmianach geometrii lodowców południowego Spitsbergenu. S. Baranowski (1975c) badał zmia-



ny profilu podłużnego Werenskioldbreen pomiędzy 1958 rokiem a 1970 rokiem. Średnie tempo obniżania lodowca ocenia on na  $2,3 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  w części dolnej, powyżej zaś 200 m n.p.m. powierzchnia prawie nie uległa zmianie. Fotogrametryczne pomiary Werenskioldbreen przeprowadzone w latach 1982 i 1983 przez zespół autora objęły tylko część czołową lodowca (do ok. 180 m n.p.m.). Udało się jednak zmierzyć wysokość dawnej stacji glaciologicznej A. Kosiby, położonej w strefie firnowej. W 1957 roku zbudowano ją na wysokości 386,5 m n.p.m. Na początku lat siedemdziesiątych budynek pokryty był w całości śniegiem (wystawał tylko czubek masztu anemometrycznego — fot. 6), natomiast w 1982 roku górna część stacji znajdowała się na powierzchni lodowca, na wysokości 366 m n.p.m. Wynika z tego, że po okresowym nadbudowaniu pola firnowego pomiędzy 1958 rokiem a rokiem 1970, nastąpiło obniżenie powierzchni o 20,5 m, czyli w tempie  $0,82 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  (wynik ten zamieszczono na rys. 24). W 1985 roku cały budynek stacji wytopił się (fot. 7). Oczywiście nie są to dane w pełni porównywalne ze średnimi zmianami wysokości w tym przedziale hipsometrycznym. Potwierdzają one jednak trwanie ujemnych tendencji w bilansie masy tego lodowca. W roku 1979/1980 metodą hydrologiczną zbadano, że cały lodowiec traci warstwę 0,65 m w ekwiwalencie wodnym (Pulina i in., 1984).

Systematycznie badane lodowce Austre Brøgger i Midre Love wykazywały w roku 1980/1981 wyraźny bilans ujemny (odpowiednio:  $-0,55 \text{ m}$  i  $-0,46 \text{ m}$  w ekwiwalencie wodnym). Rok ten był 16. kolejnym rokiem bilansu ujemnego dla obu lodowców (Orheim, 1982). Zestawienie danych bilansowych dla 7 obserwowanych lodowców spitsbergeńskich w latach 1974—1982 ujawnia zdecydowaną przewagę ubytku masy w tym okresie (Troickij i in., 1985, tab. 8).

Jak z tego widać, tendencje do ubywania masy lodowców przeważają w dalszym ciągu i są prawdopodobnie wyraźniejsze teraz niż w okresie 1936—1961, gdy zachodziło relatywne podnoszenie się pól firnowych większości lodowców południowego Spitsbergenu, co dokumentowały zmiany geometrii lodowców.

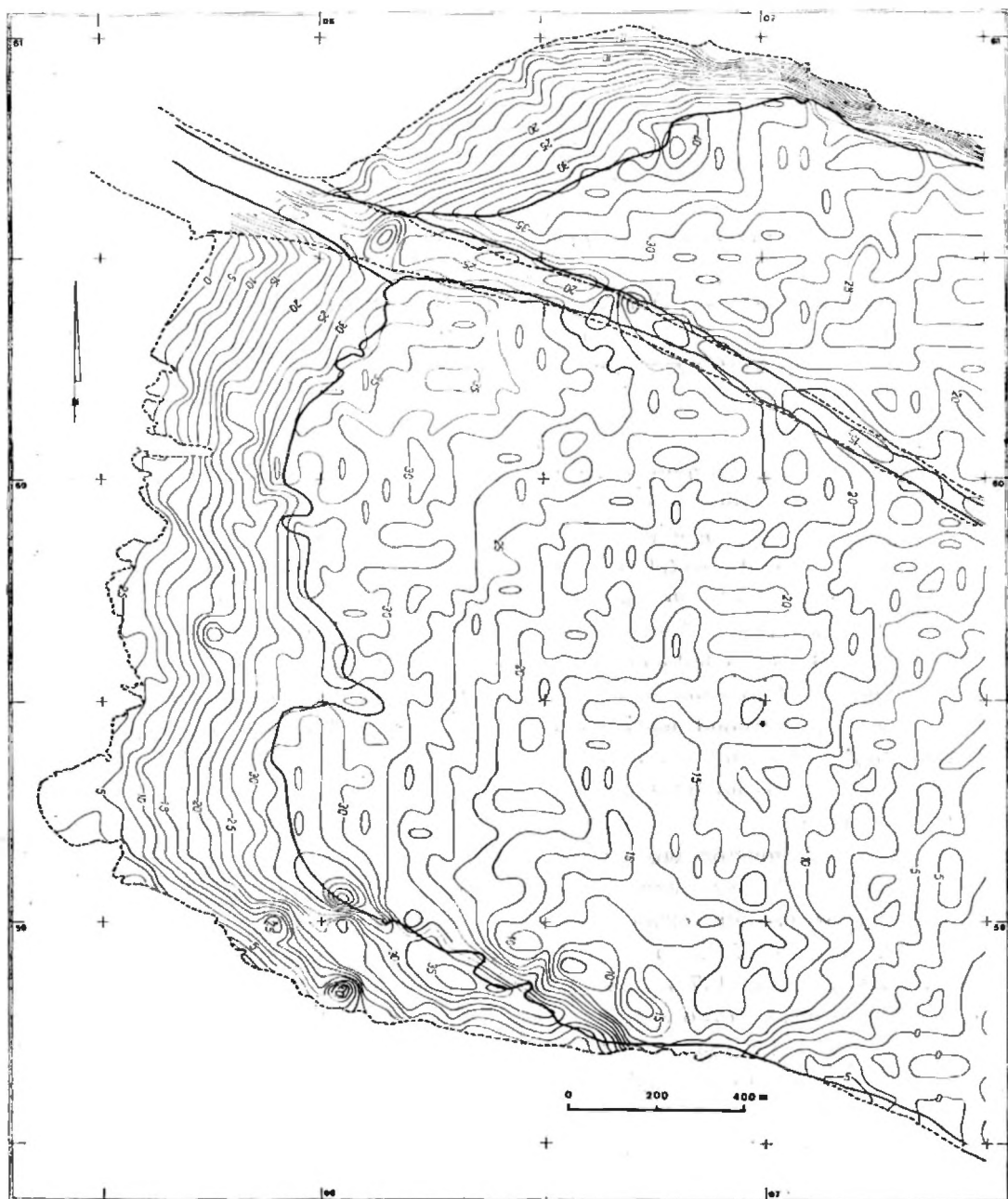
## 5. Procesy dynamiczne w strefie ablacyjnej lodowca kończącego się na lądzie

Zmiany geometrii czołowych części jeziorów lodowcowych są dosyć łatwe do zaobserwowania i oceny. Objawiają się zmianami zasięgu czoła oraz zmianami jego wysokości. Jest to rezultat przeciwnych procesów: dopływu lodu do części czołowej oraz ablacji. Tak ruch lodowca, jak i jego ablacja należą do procesów złożonych, zależnych od wielu czynników. Same procesy dynamiczne są trudniejsze do zbadania, gdyż zachodzą w całej masie lodowca i niełatwo zmierzyć ich poszczególne elementy. Jednocześnie ruch w czołowej części lodowca jest niezwykle interesujący, gdyż stanowi ważny czynnik transportu i depozycji osadów glacialnych. Zagadnienie to rozpatrywano na przykładzie lodowca Werenskiöld, dla którego istnieją najpełniejsze dane obserwacyjne.

W czołowej części Werenskiöldbreen mierzono zmiany geometrii jego powierzchni i analizowano wpływ ruchu na te zmiany. Zbadano kilka kolejnych przedziałów czasowych, w odniesieniu do których dysponowano dokładnymi mapami czoła. Podstawą badań były mapy terrofotogrametryczne z lat: 1957 (Lipert, 1961), 1973 (Żyszkowski, 1982), 1978 (Mechliński, 1979), 1982 i 1983 (wykonane przez zespół kierowany przez autora). Wykorzystano wyniki pomiarów ruchu powierzchniowego lodowca z lat 1957—1959 (Kosiba, 1960), 1970—1971 (Baranowski, 1975c, 1977) i 1981—1982 (Migała, Sobik, nie publikowane). Uwzględnio także dane o ablacji w tej strefie lodowca, pochodzące z prac A. Kosiby (1960) i S. Baranowskiego (1975c, 1977).

### Zmiany miąższości strefy czołowej lodowca Werenskiöld

Zewnętrznym wyrazem dynamiki czoła lodowca oraz intensywności ablacji są zmiany miąższości lodu. Gdy znana jest wielkość ablacji, można wnioskować o intensywności ruchu oraz o jego kierunku i wielkości



**Rys. 26.** Mapa zmian miąższości czołowej części lodowca Werenskiöld w okresie 1957—1973. Izo-linie co 5 m pokazują obniżanie powierzchni lodowca. Zasięg lodowca i granice moreny środ-kowej zaznaczono linią przerywaną dla stanu w 1957 roku i linią ciągłą dla 1973 roku (wg E. Bukowskiej-Jani, J. Jani, 1988)

**Fig. 26.** Map of thickness changes of the Werenskiöld Glacier frontal part in the period 1957—1973. Isolines each 5 m show lowering of the surface. Glacier range and boundaries of medial moraine are marked with broken line— the state in 1957 and with continuous line in 1973 (after E. Bukowska-Jania, J. Jania, 1988)

składowej pionowej. Ponadto zmiany miąższości dolnej części lodowca znajdującego się od lat dwudziestych naszego stulecia w stałej recesji (Kosińska, 1960) pomagają ustalić prawidłowości tej recesji, zwłaszcza że dno doliny lodowcowej jest raczej wyrównane.

Szczegółowe mapy obejmowały dolne 2 km lodowca. Wykonane były w tym samym odwzorowaniu i z tym samym cięciem poziomicowym (co 2,5 m na lodzie). W przypadku zdjęć fotogrametrycznych z lat 1982 i 1983 przeprowadzono analizę dokładności map i czynników wpływających na tę dokładność (Jania, Kolondra, 1988). Okazało się, że błędy ( $m_{xy}$ ,  $m_z$ ) dla badanej części lodowca są o rząd wielkości mniejsze niż średnia ablacja roczna. Uzyskane rezultaty są zatem w pełni wiarygodne. Nie dysponowano kompletnymi danymi o dokładności map wykonanych przez innych autorów, ale pobieżna analiza wspólnych punktów stałych wykazała, że błędy są tego samego rzędu.

Informacje o przestrzennym zróżnicowaniu zmian miąższości czoła lodowca uzyskano dzięki dygitalizacji map z lat 1957 i 1978 (Jania i in., 1984) oraz analizy map z 1957 roku i 1973 roku (Bukowska-Jania, Jania, 1988) z zastosowaniem sieci kwadratów o boku 1 cm, czyli 50 m w terenie (rys. 26).

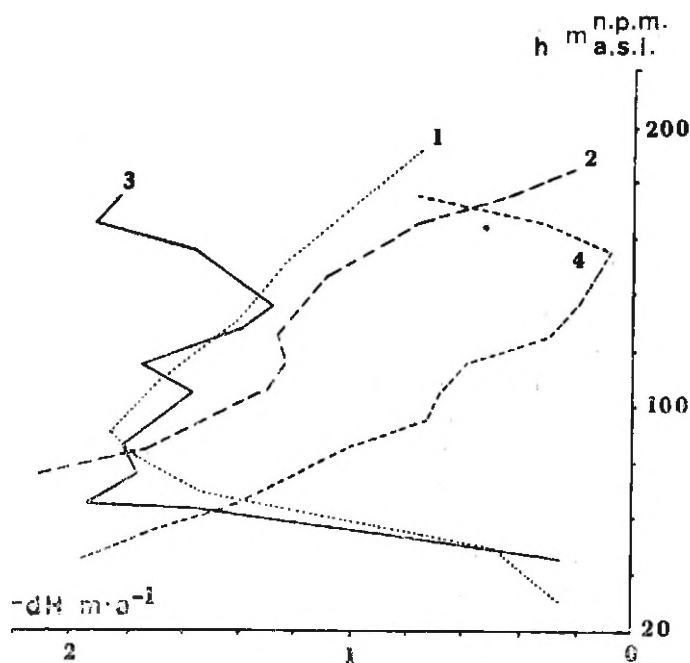
Wyniki dla obu okresów są bardzo podobne, więc rezultaty należy uznać za sprawdzone. Maksymalne obniżenie powierzchni przypada w rejonie linii zasięgu czoła lodowca z 1973 roku (podobnie dla okresu 1957—1978 przypadło w rejonie czoła w 1978 roku). Dokumentuje to arealną recesję lodowca. Ten typ recesji potwierdzono w analizie serii profili podłużnych czoła badanych od 1936 roku (Bukowska-Jania, Jania, 1988).

W ciągu 16 lat największe obniżenie powierzchni wynosiło 47,5 m, czyli  $2,87 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ . Wystąpiło w rejonie centralnych wpływów wód subglacjalnych. Obniżenie o 45 m stwierdzono w strefie bramy lodowcowej wypływu rzeki Kvisla. Boczne strefy lodowca bardzo różnie zmieniły swoją wysokość. Strefa południowa zacieniana masywem Gulliksenfjellet obniżyła się nieznacznie. Strefa północna sąsiaduje z wysoką moreną boczną i stokami góorskimi wystawionymi ku południowi. Nagrzane stoki wyraźnie wzmagają ablację. Wartości zerowe lub dodatnie zanotowano na granicy z moreną boczną i są rezultatem chroniącego działania okrywy morenowej. Podobnie, okrywa moreny środkowej znacznie redukuje obniżanie powierzchni lodowca.

Poza obszarem frontalnym i strefami bocznymi obniżanie powierzchni stopniowo maleje w górę lodowca. Przebieg izolinii jest skomplikowany. Wynika on ze zróżnicowanego stosunku ablacji do składowej pionowej ruchu jezora. Z uwagi na długość analizowanego okresu (16 lat) trudno wyjaśnić poszczególne elementy rysunku izolinii. Można jednak zauważyć, że występują strefy poprzeczne do kierunku ruchu lodowca

o zróżnicowanych zmianach miąższości. Ogólnie biorąc, północny strumień lodowca (Skilryggbreen) jest odpowiednio bardziej obniżany.

Dodatkowe światło na zagadnienie stosunku ablacji do składowej pionowej ruchu rzuca analiza zmian miąższości lodowca metodą Rich. Finsterwaldera. Przeprowadzono ją dla okresów: 1957—1978, 1957—1973, 1973—1982, 1982—1983. Wykorzystano ze wspomnianych map tylko poziomicę co 10 m. Wyniki pokazują, że zmiany miąższości w kolejnych dziesięciometrowych strefach wysokościowych zachodziły nierównomiernie (rys. 27). Przebieg poszczególnych wykresów  $d\bar{H}$  różni się od siebie. Wykresy przedstawiające okresy dłuższe są zbliżone do siebie, chociaż nie identyczne. Odbiega od nich wykres zmian w ciągu jednego roku (1982—1983). Najbardziej „wygładzony” przebieg ma linia  $d\bar{H}$  dla lat 1957—1978. Obejmuje ona najdłuższy czas (19 lat) i uzyskana została



**Rys. 27.** Średnie roczne zmiany miąższości czołowej części lodowca Werenskiöld (wg E. Bukowskiej-Jani i J. Jani, 1988) w okresach:

1 — 1957—1978, 2 — 1957—1973, 3 — 1973—1982, 4 — 1982—1983, h — wysokość n.p.m.

**Fig. 27.** Mean annual thickness changes of the Werenskiöld Glacier frontal part (after E. Bukowska-Jania, J. Jania, 1988) in the following periods:

1 — 1957—1978, 2 — 1957—1973, 3 — 1973—1982, 4 — 1982—1983, h — altitude a.s.l.

niewielką odmienną metodą niż pozostałe (obliczona na podstawie numerycznego modelu terenu).

Na wykresach dla lat 1957—1978 oraz 1973—1982 zaznacza się wyraźnie efekt słabszego obniżania powierzchni lodowca poniżej 60 m n.p.m. Jak już wspomniano, jest to obraz charakterystyczny dla recesji arealnej. Wykres roczny nie ukazuje tego zjawiska. Przyczyny tego trzeba upatrywać w fakcie, że jest to efekt procesów wieloletnich i obserwacja w pojedynczym roku może go nie ujawnić.

Słabsze wytapianie najniższej, „martwej” części czoła lodowca (inwersja ablacji) stanowi interesujące zjawisko. Nie może tu być mowy o dużej roli dopływu lodu w porównaniu z ablacją, gdyż jest to część prawie nieruchoma (Baranowski, 1975c). Rozważać można dwie przyczyny tego zjawiska. Prawdopodobnie najważniejsze jest okrywanie w zimie dolnych części grubymi zaspami śnieżnymi, które powstają w wyniku silnych wiatrów wschodnich. Podczas chłodniejszych okresów letnich (np. w 1982 r.) zasy te nie topnieją w całości i zostają do następnej zimy. Drugim elementem może być nieco mniejsze nachylenie tej strefy, występują tu zatem nieco gorsze warunki docierania promieni słonecznych, w porównaniu z dalszą częścią lodowca.

Prawdopodobnie wymienione czynniki wzmacniają się wzajemnie. Nie obserwuje się tutaj okrywy morenowej, osłabiającej topnienie. Nieznaczne ilości materiału mineralnego raczej wzmagają ablację, zdaniem S. Baranowskiego (1977) o około 20%. Obserwacje innych lodowców kończących się na lądzie, jak również analiza zdjęć lotniczych wykazują, że mniejsza ablacja w najniższych częściach czoła lodowców subpolarnych jest cechą charakterystyczną wielu z nich.

Wykres zmian miąższości czoła lodowca Werenskiöld o okresie 1973—1982 ma liczne i wyraźne załamania. Podobne, ale mniejsze, załamania występują w przebiegu innych wykresów. W przypadku rozpatrywania całych lodowców interpretowano je jako ślad nabrzmień fal kinematycznych lodu. W skali szczegółowej i dla krótszego czasu interpretacja taka byłaby niewłaściwa. Załamania te dowodzą, że obniżanie powierzchni lodowca nie zachodzi z jednakową intensywnością w poszczególnych strefach wysokościowych. Przyczyną nie może być zróżnicowana ablacja. Z całą pewnością tempo topnienia lodu jest zróżnicowane w poszczególnych częściach lodowca, ale ogólnie biorąc maleje wraz z wysokością. S. Baranowski (1977) określił gradient ablacji dla tego lodowca na 35 cm w ekwiwalencie wodnym na 100 m wzrostu wysokości. Nie da się wskazać żadnej przyczyny, dla której ablacja zmieniałaby się skokowo w interwałach wysokościowych 20—40-metrowych, zwłaszcza gdy rozpatruje się dane uśrednione dla całej szerokości lodowca. Przyczyna musi leżeć w drugim, przeciwnym, czynniku — ruchu lodu. Muszą więc istnieć strefy wzmożonego dopływu lodu, które

częściowo niwelują skutki ablacji. W okresie 1973—1982 strefy te występowały na wysokościach od 70 m do 80 m, od 100 m do 110 m, od 130 m do 150 m n.p.m. (rys. 27). Ten ostatni przedział wysokościowy charakteryzował się najintensywniejszym dopływem lodu na powierzchnię. W latach 1982—1983 taka strefa znajdowała się na wysokości od 140 m do 160 m n.p.m., powyżej której obniżanie powierzchni lodowca zwiększa się gwałtownie.

Nasuwa się konkluzja, że skoro wyniki średnich zmian miąższości lodowca w poszczególnych strefach wysokościowych ujawniają nierównomierności w rozkładzie składowej pionowej ruchu, to musi zachodzić intensywne przemieszczanie się warstw lodu wzdłuż podgiętych do góry płaszczyzn ślizgu. Wychodnie takich płaszczyzn można obserwować na powierzchni jezora (fot. 8), a zaznaczają się ciemniejszym (bardziej niebieskim) lodem regelacyjnym, niekiedy zabrudzonym niewielką ilością materiału morenowego.



**Fot. 8.** Wychodnie płaszczyzn ślizgu na czole lodowca Werenskiöld (część południowa czoka). Obecność materiału morenowego na liniach wychodni znikoma

(Fot. J. Jania, 1985)

**Phot. 8.** Shear planes outcrops on the Werenskiöld Glacier front (south part of the terminus). Note the insignificant amount of morainic material at the shear planes

(Photo by J. Jania, 1985)

Zjawisko to jest konsekwencją zróżnicowania termicznego jezora lodowca, co stwierdził S. Baranowski (1977). Zimne i prawdopodobnie przymarzniałe do podłoża czoło blokuje ruch lodu, powodując podginanie do góry linii płynięcia i wzmożone podnoszenie poszczególnych pakietów lodu. Proces ten znany jest od dawna i traktowany jako jeden z mechanizmów ruchu lodowców (Sharp, 1960), a jego konsekwencje geomorfologiczne opracowali między innymi G. S. Boulton (1970, 1972), L. S. Troickij (1975) i S. Kozarski (1982). Pozostają jednak nadal problemy jego zasięgu poziomego, uwarunkowań oraz następstw geomorfologicznych. Próbę rozwiązania chociaż niektórych z nich podjęto, odchodząc od danych uśrednionych dla poszczególnych stref wysokościowych i koncentrując się na ruchu czołowej części lodowca.

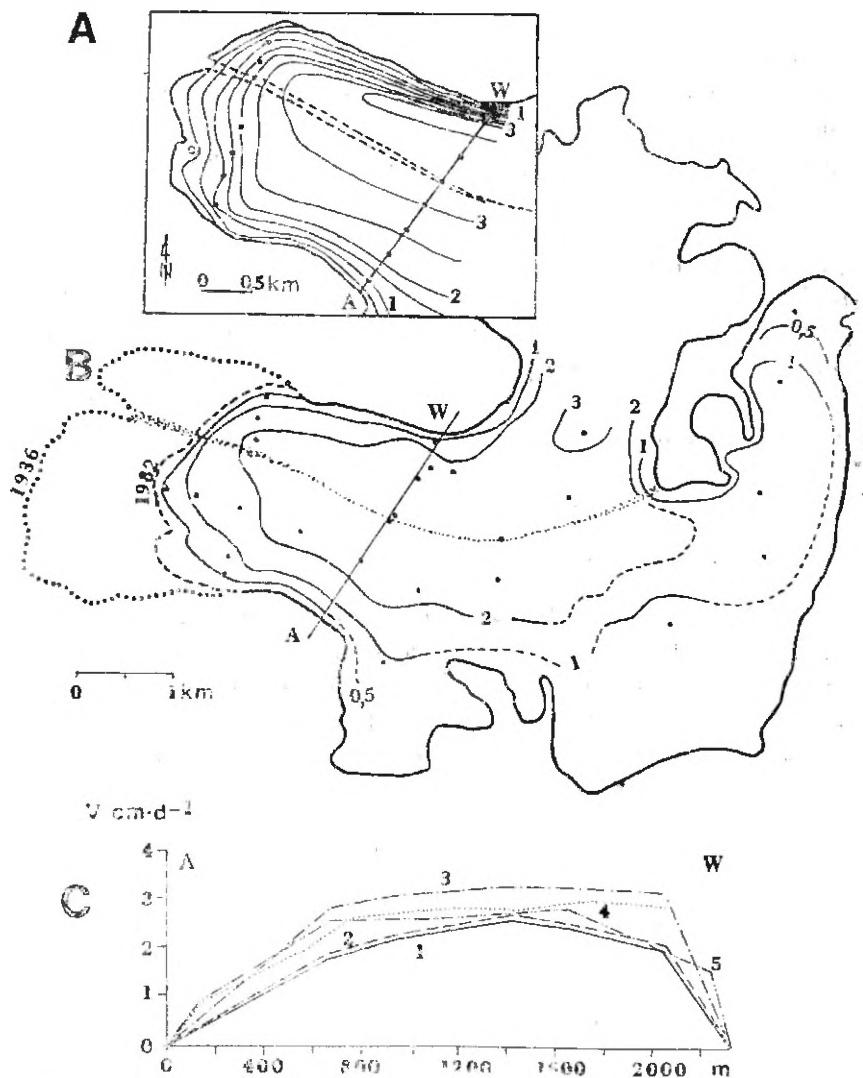
### Ruch dolnej części lodowca Werenskiöld

Poznanie dynamiki lodowca Werenskiöld ma istotne znaczenie jako przykład ruchu subpolarnych lodowców spitsbergeńskich, które kończą się na lądzie. W dotychczasowych pracach uwzględniano tylko rozkład powierzchniowy prędkości tych lodowców lub wyniki pomiarów ruchu w profilach poprzecznych. W odniesieniu do Werenskiöldbreen były to rezultaty pomiarów przeprowadzonych metodami geodezyjnymi — przemieszczenia tyczek wbitych w lodowiec (Kosińska, 1960; Baranowski, 1975c; Migala, Sobik, nie publikowane). Mapy izotach — rezultat interpolacji pomiędzy poszczególnymi mierzonymi punktami — stanowiły podstawowy obraz powierzchniowego zróżnicowania ruchu jezora. Aby w pełni poznać procesy dynamiczne, istotny jest także ruch w płaszczyźnie pionowej oraz zmiany szybkości lodowca w interwałach czasowych o różnej długości. Wszystkie te elementy dynamiki są ważne dla rzeźbotwórczej działalności lodowca. Są więc one rozpatrywane kolejno z wnikliwością zależną od dostępności materiałów pomiarowych.

#### Poziomy rozkład kierunków ruchu

Bezpośrednia analiza kierunków ruchu lodowca Werenskiöld jest utrudniona z powodu braku pomiarów wektorów ruchu. Autor nie prowadził takich pomiarów metodą fotogrametryczną, gdyż prędkość lodowca jest mała, a ukształtowanie zboczy doliny lodowcowej sprawiało trudności ze znalezieniem stabilnych i bezpiecznych stanowisk dla bazy fotogrametrycznej. Spodziewane wyniki byłyby więc zbyt zbliżone do błędu tej metody, a tym samym niepewne. W tej sytuacji wykorzystano istniejące pomiary, analizując je w świetle interpretacji wspomnianych już zdjęć terrofotogrametrycznych czoła lodowca i zdjęć lotniczych.





**Rys. 28.** Ruch powierzchni lodowca Werenskiöld: **A** — w lecie 1970 roku (wg S. Baranowskiego, 1975c), izotachy w  $\text{cm} \cdot \text{d}^{-1}$ ; **B** — w sezonie zimowym 1981/1982 (wg K. Migala i M. Sobika — nie publikowane), izotachy w  $\text{cm} \cdot \text{d}^{-1}$ ; **C** — prędkość powierzchniowa w profilu A—W (Angelfjellet — Wernerknatten):

1 — od 15 sierpnia 1956 roku do 15 września 1957 roku, 2 — od 15 września 1957 roku do 22 lipca 1958 roku, 3 — od 22 lipca 1958 roku do 13 sierpnia 1959 roku, 4 — od 7 września 1970 roku do 20 września 1971 roku, 5 — od 27 września 1981 roku do 13 czerwca 1982 roku

**Fig. 28.** Movement of the Werenskiöld Glacier surface: **A** — in summer 1970 (after S. Baranowski, 1975c) — lines of equal velocity in  $\text{cm} \cdot \text{d}^{-1}$ , **B** — in winter season 1981/1982 (after K. Migala and M. Sobik — unpublished) — lines of equal velocity in  $\text{cm} \cdot \text{d}^{-1}$ , **C** — surface velocity in the transversal profile A—W (Angelfjellet — Wernerknatten) for the following periods:

1 — 15 August 1956 — 15 September 1957, 2 — 15 September 1957 — 22 July 1958, 3 — 22 July 1958 — 13 August 1959, 4 — 7 September 1970 — 20 September 1971, 5 — 27 September 1981 — 13 June 1982

Mapy izotach dla Werenskioldbreen (Baranowski, 1975c; Migala, Sobik, nie publikowane), mimo że obrazują pomiary wykonane w odstępie 11 lat, są podobne tak w zarysie, jak i w stwierdzonym zakresie prędkości (rys. 28a i b). Uwypuklają one zróżnicowanie szybkości (której maksimum obserwuje się w strefie kinematycznej linii równowagi, prawdopodobnie przetrwalej z lat pięćdziesiątych), ale nie wskazują na zróżnicowanie w rozkładzie kierunków ruchu.

Uzupełnieniem tych pomiarów mogą być elementy tektoniki lodu w badanej dolnej części lodowca. Dobrym wskaźnikiem kierunku ruchu jest foliacja lodu (Paterson, 1981). Podkreślił to S. Baranowski (1977, fot. 8), a szerzej wykorzystał J. Jania (1987) w badaniach fotointerpretacyjnych lodowców Körber i Peters oraz innych w otoczeniu Hornsundu (por. rys. 13b i 17).

Ze zdjęć lotniczych z 1960 roku uzyskano obraz foliacji jezora Werenskioldbreen w części czołowej — nie pokrytej śniegiem (fot. 9). W bezpośrednim sąsiedztwie czoła foliacja jest mniej wyraźna. Występujący tu ruch kompresyjny powoduje deformacje nieciągłe lodu, które ujawniają się w postaci wychodni płaszczyzn ślizgu (uskoków). Inny rodzaj lodu oraz domieszka materiału morenowego ułatwiają zidentyfikowanie wychodni płaszczyzn ślizgu na zdjęciach lotniczych i naziemnych. Ich przebieg jest zazwyczaj prostopadły do działających nacisków, czyli do kierunków ruchu.

Dzięki zdjęciom terrofotogrametrycznym, wykonanym przez zespół kierowany przez autora w sierpniu oraz na podstawie podobnych zdjęć wykonanych w październiku 1983 roku przez C. Liperta, współpracującego z Wyprawą Uniwersytetu Śląskiego — są one bardzo korzystne, gdyż wykonano je po intensywnym wietrze fenowym (spowodowana nim ablacja odsłoniła wyraźnie rysunek tektoniki lodu), możliwe było skartowanie najważniejszych i najlepiej widocznych wychodni płaszczyzn ślizgu na czole lodowca (rys. 29). Przebieg tych wychodni oraz konfiguracja czoła wraz z obrazem foliacji (fot. 9) umożliwiają wnioskowanie o kierunkach przemieszczania lodu w części czołowej lodowca.

Uzyskany obraz wydaje się typowy dla kierunków ruchu prostego jezora lodowca dolinnego z ich układem radialnym w strefie czołowej (Sharp, 1960). Odchylenia od tego schematu, wynikające z płaszczyzn ślizgu w 1983 roku, sygnalizują wzmożone naciski skierowane od strony północnej części jezora — Skilryggbreen. Większa dynamika północnej części lodowca jest widoczna na mapach izotach i poprzecznych profilach prędkościowych (rys. 28). Szybszy ruch Skilryggbreen spowodował przesunięcie moreny środkowej ku południowi o ponad 50 m pomiędzy rokiem 1958 a rokiem 1978 (por. Jania i in. 1984, fig. 1). Większa dynamika północnego ramienia lodowca wiąże się zapewne z faktem, iż

pole akumulacyjne Skilryggbreen jest położone wyżej (uprzywilejowanie akumulacyjne) oraz większym nachyleniem niż główny jezior Werenskioldbreen.



**Fot. 9.** Zdjęcie lotnicze z 9 lipca 1960 roku, obejmujące czołową część lodowca Werenskiold (W). Wyraźna jest foliacja (linie płynięcia) oraz poprzeczne do niej wychodnie płaszczyzn ślizgu. Również na lodowcu Nann (N) ilość materiału morenowego w płaszczyznach ślizgu nie jest obfita. Strzałka wskazuje zafaldowanie moreny czołowej

(Fot. Norsk Polarinstitut, Oslo)

**Phot. 9.** An aerial photograph taken on 9 July 1960 covering the frontal part of Werenskiold Glacier. Foliation lines are visible and crosswise to them outcrops of shear planes. The amount of morainic debris is not abundant on the Nann Glacier (N) front. The arrow shows folds of the medial moraine

(Photo by Norsk Polarinstitut, Oslo)



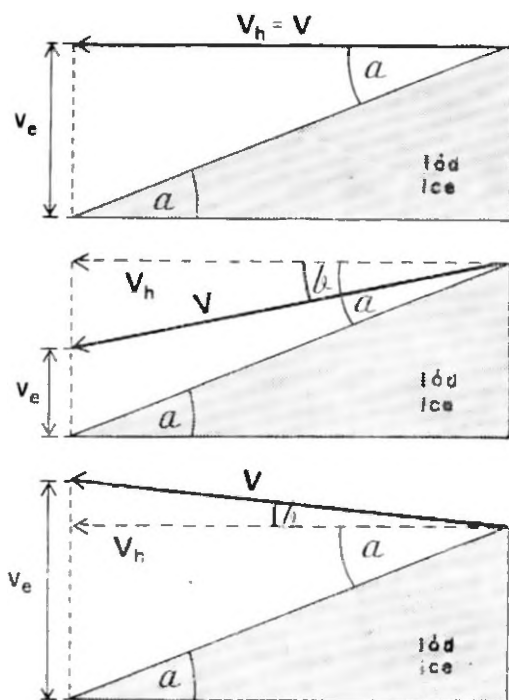
**Rys. 29.** Elementy tektoniki lodu czołowej części lodowca Werenskiöld, odczytane ze zdjęć fotogrametrycznych z 1983 roku (częściowo wg C. Liperta — nie publikowane). Kierunki ruchu lodowca układają się prostopadłe do przebiegu uskoków (wychodni płaszczyzn ślizgu). Moreny zakropkowano

**Fig. 29.** Ice tectonics elements of the Werenskiöld Glacier lower part interpreted from photogrammetric pictures taken in 1983 (map after C. Lipert — unpublished). Directions of the glacier flow are perpendicular to the faults (outcrops of shear planes). Moraines are dotted

Niezależnie od tej asymetrii kierunków ruchu i innych drobnych odchyśleń wywołanych konfiguracją dna doliny lodowcowej, ogólny układ linii płynięcia jest równoległy do zboczy doliny i przechodzi w radialny na samym czole. Warto podkreślić, że podobny, typowy układ kierunków ruchu zaobserwować można na wielu innych lodowcach dolinnych południowego Spitsbergenu, np.: Nannbreen, Vitkovskibreen, Bungebreen, Penckbreen.

#### Model ruchu w płaszczyźnie pionowej

Opracowując model ruchu czołowej części lodowca Werenskiöld, wykorzystano pomiary zmian miąższości lodowca. O zmianach tych decydują dwa główne czynniki, o których wspomniano poprzednio: reszta bilansowa (w tym przypadku ablacja lodu) oraz składowa pionowa ruchu, która w części ablacyjnej skierowana jest w górę. Analizowano punkty na lodowcu o stałych współrzędnych geodezyjnych  $x$ ,  $y$ , czyli jakby „zakotwiczone boje”, a nie tyczki przesuwające się wraz z poruszającym się lodem (Bukowska-Jania, Jania, 1988).



Rys. 30. Schemat zależności między ruchem a zmianami miąższości części ablacyjnej lodowca (wg K. C. Arnolda, 1981):

A — wektor ruchu poziomy, B — wektor ruchu skierowany w dół, C — wektor ruchu skierowany w górę,  $V$  — wektor ruchu lodowca,  $V_h$  — prędkość pozioma,  $V_e$  — składowa pionowa ruchu,  $a$  — kąt nachylenia powierzchni lodowca,  $b$  — kąt pomiędzy płaszczyzną poziomą a wektorem ruchu

Fig. 30. Scheme of relation between glacier flow and thickness changes in an ablation zone (after K. C. Arnold, 1981):

A — vector of movement is horizontal, B — vector of movement is directed downward, C — vector of movement is directed upward,  $V$  — vector of the glacier movement,  $V_h$  — horizontal velocity vector,  $V_e$  — emergence velocity,  $a$  — angle of glacier slope,  $b$  — angle between a horizontal plane and vector of movement

Badania składowej pionowej ruchu przeprowadzono, korzystając z serii wzorów proponowanych przez W. B. S. Patersona (1981, s. 61—63) oraz K. C. Arnolda (1981, s. 4—7). Posługując się schematami rysunkowymi tego drugiego autora, przedstawiono zależności geo-

metryczne pomiędzy nachyleniem powierzchni lodowca a kątem pionowym wektora ruchu oraz resztą bilansową (ablacją), zakładając, że istnieje stan równowagi (rys. 30). Wybrano przypadki najczęściej spotykane w strefie czołowej lodowców. Jako  $V_h$  oznaczono wielkość przemieszczenia wybranego punktu lodowca, w rzucie na płaszczyznę poziomą.

W pierwszym pokazanym przypadku wektor ruchu  $V$  jest horyzontalny ( $V_h = V$ ), czyli

$$\operatorname{tga} = \frac{EV}{V_h},$$

zatem

$$EV = V_h \operatorname{tga}. \quad (1)$$

Gdy wektor ruchu  $V$  jest skierowany nieco poniżej poziomu ( $V > V_h$ ), wtedy

$$\begin{aligned} EV &= V_h \cdot \operatorname{tga} - V_h \cdot \operatorname{tgb}, \\ EV &= V_h \cdot (\operatorname{tga} - \operatorname{tgb}), \end{aligned} \quad (2)$$

gdzie:

$b$  — kąt pomiędzy linią poziomą a wektorem ruchu.

W trzecim przypadku, gdy wektor ruchu jest skierowany powyżej linii horyzontalnej, przedstawione zależności przybierają postać:

$$EV = V_h \cdot (\operatorname{tga} + \operatorname{tgb}).$$

Przypadek ogólny opisuje wzór:

$$EV = V_h \cdot (\operatorname{tga} - \operatorname{tgb}). \quad (3)$$

Składowa pionowa ruchu lodowca ( $EV$ ), zwłaszcza kąt pionowy wektorów ruchu ( $b$ ) w strefie czołowej lodowca są bardzo ważnymi informacjami charakteryzującymi dynamikę jezora. Kąt pionowy wektorów ruchu jest szczególnie interesujący, gdyż określa kierunki transportu materiału morenowego zawartego w lodzie.

Celem modelowania numerycznego z użyciem mikrokomputera („Sinclair ZX 80”) było określenie zmienności przestrzennej składowej pionowej ruchu i nachylenia wektorów ruchu w stosunku do płaszczyzny horyzontalnej, w dolnej części lodowca Werenskiöld. Przedstawione wcześniej wzory przekształcano względem badanych elementów, pamiętając, że

$$dH_{(xy)} = B_{(xy)} + EV_{(xy)}, \quad (4)$$

czyli

$$EV_{(xy)} = dH_{(xy)} - B_{(xy)}.$$

Opuszczając indeksy współrzędnych geodezyjnych ( $xy$ ) i podstawiając do wzoru (3), otrzymujemy

$$dH - B = V_h \cdot (\operatorname{tga} - \operatorname{tgb}), \quad (5)$$

wynika stąd, że

$$\operatorname{tgb} = \operatorname{tga} - \frac{dH - B}{V_h}, \quad (6)$$

więc

$$b = \operatorname{arc\,tg} \left( \operatorname{tga} - \frac{dH - B}{V_h} \right), \quad (7)$$

gdzie:

- $b$  — kąt pionowy wektora ruchu,
- $a$  — kąt nachylenia powierzchni lodowca,
- $dH$  — zmiana wysokości powierzchni lodowca,
- $B$  — reszta bilansowa (ablacja),
- $V_h$  — szybkość horyzontalna lodowca w badanym punkcie.

Do obliczenia  $EV$  i kąta  $b$  niezbędna jest znajomość  $dH$ ,  $V_h$ , kąta  $a$  i reszty bilansowej  $B$  badanych punktów lodowca. Analizę zmian wysokości lodowca przeprowadzono w odstępie jednego roku (21 sierpnia 1982 r. i 22 sierpnia 1983 r.) metodą fotogrametrii naziemnej. Pomiarzy wykonano w około 100 punktach ułożonych wzdłuż 5 profili podłużnych, nawiązujących do linii płynięcia lodowca (rys. 31). W punktach tych określono kąt nachylenia powierzchni lodowca na podstawie mapy z 1982 roku. Dane dotyczące prędkości horyzontalnej zaczerpnięto z zacytowanych poprzednio prac.

Najwięcej trudności nastęrczało określenie reszty bilansowej (ablacji) dla poszczególnych punktów. Danymi wyjściowymi do obliczeń były obserwacje A. Kosiby i S. Baranowskiego na wysokości 65 m n.p.m. w środkowej części jezora Werenskioldbreen. S. Baranowski (1977) stwierdza, że w latach 1957—1960 ablacja wynosiła tam 2,50 m w ekwiwalencie wodnym, natomiast w 1970 roku ocenił ją na 2,80 m. Opierając się na wywodach S. Baranowskiego (1977), przyjęto, że ablacja maleje liniowo wraz z wysokością o 0,35 m w ekwiwalencie wodnym na 100 m wzniesienia. Jest to znaczne uproszczenie, ale nie dysponowano dokładniejszymi i nowszymi wynikami. Tak więc wartość  $B$  dla dowolnego punktu określano zgodnie z funkcją liniową, stwierdzoną przez S. Baranowskiego:

$$B_{(xy)} = dB \cdot H_{(xy)} - B_0, \quad (8)$$

gdzie:

- $B_{(xy)}$  — ablacja w punkcie lodowca o współrzędnych ( $xy$ ) i wysokości  $H$  m n.p.m., podana w metrach lodu,

- $dB$  — gradient ablacji podany w metrach lodu na 1 m zmiany wysokości nad poziomem morza,  
 $H_{(xy)}$  — wysokość w m n.p.m. danego punktu,  
 $B_0$  — hipotetyczna ablacja w warstwie lodu na poziomie morza ekstrapolowana z danych dla 65 m n.p.m.

Obliczenia przeprowadzono, przyjmując dwie wartości  $B_0$  — wykalkulowane ze wspomnianych dwóch wersji wyjściowych ablacji na 65 m n.p.m. Tak więc wzór ogólny przyjął dwie postacie:

$$\begin{aligned}
 B1_{(xy)} &= 0,00396 \cdot H_{(xy)} - 3,4224, \\
 B2_{(xy)} &= 0,00396 \cdot H_{(xy)} - 3,0784.
 \end{aligned}$$

Dane wyjściowe do obliczeń na minikomputerze stanowiło 6 macierzy (Bukowska-Jania, Jania, 1988):

- 1) współrzędna geodezyjna  $x$  badanych punktów;
- 2) współrzędna geodezyjna  $y$  (współrzędne były danymi identyfikacyjnymi punktów);
- 3) wysokość punktu nad poziomem morza na początku badanego okresu, odczytana z mapy wykonanej w 1982 roku ( $H1$ );
- 4) wysokość punktu według mapy z 1983 roku ( $H2$ );
- 5) odległość (w mm) pomiędzy kolejnymi poziomiami ( $L$ ) w każdym badanym punkcie, mierzona prostopadłe do poziomicy na mapie z 1982 roku. Umożliwiało to obliczenie  $tga$ , po sprowadzeniu do miary terenowej, przy cięciu poziomowym  $p = 2,5$  m według zależności:

$$tga = \frac{L}{p};$$

6) szybkość powierzchniowa lodowca ( $V_h$ ), odczytana z mapy zawierającej izotachy co  $1 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$  (Migała, Sobik, nie publikowane), przy czym prowadzono interpolację liniową szybkości dla poszczególnych punktów, co  $0,1 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$ .

Operacje prowadzone były na 4 macierzach według wzorów:

$$\begin{aligned}
 dH_{(xy)} &= H1_{(xy)} - H2_{(xy)}, \\
 EV1_{(xy)} &= dH_{(xy)} - B1_{(xy)}, \\
 EV2_{(xy)} &= dH_{(xy)} - B2_{(xy)}, \\
 tgb1_{(xy)} &= tga_{(xy)} - \frac{EV1_{(xy)}}{V_{h(xy)}}, \\
 tgb2_{(xy)} &= tga_{(xy)} - \frac{EV2_{(xy)}}{V_{h(xy)}}.
 \end{aligned}$$

Kąt  $b1$  oznaczono jako  $W1$ ,  $b2$  zaś jako  $W2$ , więc

$$\begin{aligned}
 W1_{(xy)} &= \arcsin tgb1_{(xy)}, \\
 W2_{(xy)} &= \arcsin tgb2_{(xy)}.
 \end{aligned}$$



Wydruk wyników obejmował numer punktu, współrzędne  $x$  i  $y$  (identyfikatory położenia), wysokość  $H_1$ , kąt  $\alpha$ , resztę bilansową  $B_1$  i  $B_2$ , składową pionową ruchu w dwóch wersjach  $EV_1$  i  $EV_2$  oraz kąt pionowy wektora ruchu w dwóch wersjach  $W_1$  i  $W_2$ . Rezultaty naniesiono na profile podłużne (rys. 31).

Uzyskane wyniki były realistyczne, gdy kąty pionowe wektorów ruchu były zbliżone do upadów płaszczyzn ślizgu, zmierzonych w rejonach prowadzonych profili. Jedynie w odniesieniu do profilu północnego (A) na Skilryggbreen wyniki odbiegały od rzeczywistości. Wartość ablacji na 65 m n.p.m., przyjęta za podstawę modelu, jest za mała dla tej części lodowca. Jest to obszar uprzywilejowany ablacyjnie, gdyż wystawione na południe zbocza doliny lodowcowej ogrzewają się bardziej, wzmagając topnienie lodu w sąsiedztwie.

Na podstawie pomiarów ablacji w profilach poprzecznych, dokonanych przez S. Baranowskiego (1975c), stwierdzono, że dla profilu podłużnego A należy zwiększyć wyjściową wartość ablacji o 0,435 m w warstwie lodu. Ponowiono więc obliczenia, używając formuły:

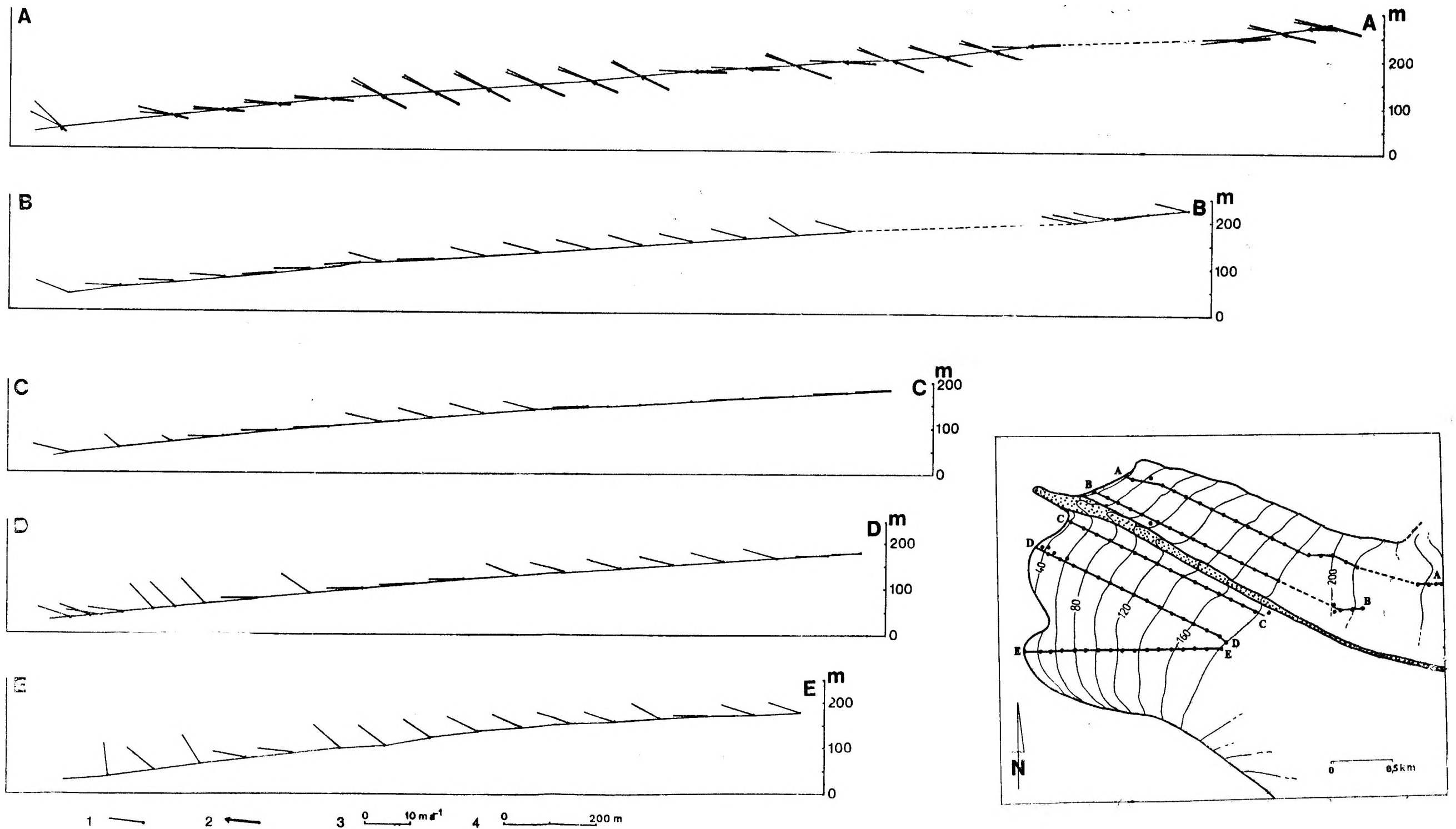
$$B3_{(xy)} = 0,00396 \cdot H_{(xy)} - 3,8574.$$

Wyniki okazały się bardziej prawdopodobne. Wartości tak obliczonego kąta ( $W_3$ ) naniesiono na profil A-A, łącznie z alternatywną wartością  $W_1$  (rys. 31). Ogólny obraz rozkładu kierunku przemieszczania lodu nie uległ zmianie, jednak różnice pomiędzy  $W_1$  i  $W_3$  rosną ku frontowi lodowca.

Model składowej pionowej ruchu i kąta pionowego wektorów ruchu potwierdza rezultaty uzyskane metodą Rich. Finsterwaldera (rys. 27). Duże wartości składowej pionowej ruchu pokrywają się zazwyczaj z dodatnimi załamaniem wykresu  $d\bar{H}$  lodowca w latach 1982—1983 (Bukowska-Jania, Jania, 1988).

#### **Zmiany szybkości ruchu lodowca Werenskiöld**

Szybkość powierzchniowa lodowca Werenskiöld jest niewielka. W profilu pomiarowym Angellfjellet-Wernerknatten osiąga niewiele ponad  $11 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ . Jest to około 6 razy wolniej niż średnia prędkość lodowca Hans w profilu Fugleberget-Fannytoppen. Tak więc śledzenie zmian szybkości Werenskiöldbreen w krótkim czasie jest o wiele trudniejsze. Z tego względu dokładniejszą analizę krótkookresowej fluktuacji szybkości lodowców przeprowadzono w dalszej części pracy, poświęconej lodowcom uchodzącym do morza. Należy jednak zwrócić uwagę, że nawet powolne lodowce subpolarne, spoczywające na lądzie podlegają wahaniom szybkości ruchu.



**Rys. 31. Kierunki ruchu czołowej części lodowca Werenskiöld w płaszczyźnie pionowej (wg E. Bukowskiej-Jani i J. Jani, 1988):**

1 — linie wskazujące kierunki wektorów ruchu, 2 — wektory ruchu w profilu A—A, 3 — skala prędkości dla wektorów w  $m \cdot a^{-1}$ , 4 — podziałka podłużna profili. Na mapie zaznaczono lokalizację profili i analizowanych punktów

**Fig. 31. Directions of glacier flow in the Werenskiöld Glacier frontal part projected on vertical plane (after E. Bukowska-Jania, J. Jania, 1988):**

1 — lines showing directions of velocity vectors, 2 — velocity vectors in the profile A—A, 3 — scale for velocity vectors in  $m \cdot a^{-1}$ , 4 — longitudinal scale of profiles. The map shows profiles and analysed points location

Pierwsze dane o zmianach szybkości lodowca Werenskiöld z roku na rok pochodzą od A. Kosiby (1960, tab. IV). Różnice prędkości rocznej w latach 1956—1959 wynoszą pomiędzy poszczególnymi latami maksymalnie 58%, minimalnie zaś 5% (odnosi się to do pomiarów przeprowadzonych z użyciem 5 tyczek w profilu Angellfjellet-Wernerknatten), przy czym większą zmienność wykazuje jezior Skilryggbeen.

Zmiany prędkości w krótkich okresach sezonu ablacyjnego zmierzył w 1970 roku S. Baranowski (1975c, fig. 4). Odzwierciedlają się one w średniej prędkości powierzchniowej dla całego wspomnianego profilu Angellfjellet-Wernerknatten, obliczonej na podstawie danych tego autora. W okresie od 8 sierpnia do 25 sierpnia 1970 roku średnia prędkość wynosiła  $2,68 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$  ( $\text{d}$  — doba), czyli  $9,78 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ , natomiast od 25 sierpnia do 7 września 1970 roku była mniejsza:  $2,31 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$  ( $8,42 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ ). Dla całego okresu od 8 sierpnia do 7 września 1970 roku średnia prędkość wynosiła  $2,52 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$  ( $9,2 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ ). Takie same obliczenia na podstawie pomiarów K. Migąły i M. Sobika pomiędzy 29 września 1981 a 13 czerwca 1982 roku (czyli poza okresem ablacji) wskazują średnią prędkość  $2,08 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$  ( $7,6 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ ). Jest to zatem wartość wyraźnie mniejsza od prędkości w sezonie ablacyjnym.

Podobne zróżnicowanie prędkości w lecie 1970 roku zanotował S. Baranowski w pobliżu czoła lodowca (ok. 1,7 km poniżej profilu omawianego poprzednio). Obliczone na podstawie jego danych prędkości średnie przedstawiały się następująco: od 27 lipca do 11 sierpnia —  $2,06 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$  ( $7,51 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ ), od 11 sierpnia do 25 sierpnia —  $1,18 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$  ( $4,31 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ ), od 25 sierpnia do 7 września —  $1,54 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$  ( $5,61 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ ).

Średnia prędkość dla całego badanego okresu w 1970 roku wynosiła  $1,56 \text{ cm} \cdot \text{d}^{-1}$  ( $5,68 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ ). Pomiary te dowodzą zmian prędkości poziomej, jakie zachodzą również przy samym czole lodowca w warunkach występowania lodu zimnego i dużego udziału składowej pionowej ruchu.

Powstaje pytanie: Czy te fluktuacje szybkości wiązać należy ze zmianami naprężeń ścinających, które decydują o deformacjach lodu, czy jest to efekt pojawiającego się i zanikającego ślizgu dennego? Na podstawie znanych praw deformacji lodu lodowcowego (Glen, 1955) możliwe jest teoretyczne obliczenie prędkości deformacyjnej lodowca. Zazwyczaj stosowana jest formuła użyta przez C. F. Raymonda (1980):

$$(u_s - u_b) = [2A : (n + 1)] \cdot (\rho g \langle f h \sin \alpha \rangle)^n \cdot h, \quad (9)$$

gdzie:

- $u_s$  — prędkość powierzchniowa lodowca,
- $u_b$  — prędkość ruchu lodowca w kontakcie z dnem doliny, czyli ślizg denny (różnica  $u_s - u_b$  oznacza prędkość deformacyjną),

- $A, n$  — współczynniki prawa płynięcia lodu,
- $g$  — przyspieszenie ziemskie,
- $\rho$  — gęstość lodu,
- $f$  — współczynnik formy doliny lodowcowej,
- $h$  — miąższość lodu,
- $\alpha$  — nachylenie powierzchni lodowca

Czynniki zawarte w wyrażeniu  $(fhsina)$  powinny być uśrednione dla odcinka jezora lodowcowego, którego długość jest od 8 do 16 razy większa od grubości lodowca w badanej strefie. Wartość współczynników pełnienia lodowców umiarkowanych jest różnie przyjmowana przez różnych autorów (przegląd eksperymentów i dyskusję wyników zawierają prace C. F. Raymonda, 1980 i W. S. B. Patersona, 1981). Za tymi autorami, jako najczęściej używane przy modelowaniu umiarkowanych lodowców dolinnych, przyjęto następujące wartości:  $A = 1,6714 \cdot 10^{-16} \text{Pa}^{-3} \cdot \text{a}^{-1}$ ,  $n = 3$ .

Dane o miąższości lodowca Werenskiöld pochodzą z radioechosondaży lotniczych (Macheret, Zhuravlev, 1982) oraz naziemnych (Czajkowski, 1981). W świetle innych wspomnianych już badań (Dowdeswell i in. 1984) wyniki budzą wątpliwości. Szczególnie wyniki R. Czajkowskiego wydają się znacznie zaniżone. Na podstawie badań radzieckich można przyjąć, że w rejonie profilu prędkościowego Angelfjellet-Wernerknatten miąższość lodowca w części osiowej osiąga od 120 m do 180 m (szacunek ten należy traktować z dużą ostrożnością). Z tego wynika, że uśrednienie danych powinno obejmować odcinek lodowca o długości około 2 km. Korzystając z danych uśrednionych dla tego odcinka ( $\alpha = 3,43^\circ$ ,  $h = 150$  m,  $f = 0,93$ ) i zakładając gęstość lodu równą  $900 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ , możliwe było obliczenie prawdopodobnej prędkości deformacyjnej. Wynosi ona  $5 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ .

Na tle przytoczonych poprzednio wyników pomiarów prędkości wskazuje to na wyraźny udział ślizgu dennego w ruchu tego lodowca. Zmienność intensywności ślizgu dennego powoduje sezonowe zmiany prędkości powierzchniowej. Na podstawie pomiarów W. Pillewizera (1939) na lodowcu Gås oraz danych z rejonu Kongsfjordu (Voigt, 1967b), można sądzić, że taka zmienność ruchu jest charakterystyczna także dla innych lodowców Spitsbergenu, które kończą się na lądzie.

Fluktuacje ruchu, wywołane okresowym ślizgiem dennym, są ogólniejszą cechą charakterystyczną lodowców lądowych oraz uchodzących do morza. Jednak dla tych drugich tak prędkość, jak też intensywność jej zmian są znacznie większe. Łatwiej więc zmierzyć oraz prześledzić czynniki decydujące o mechanizmie ruchu.

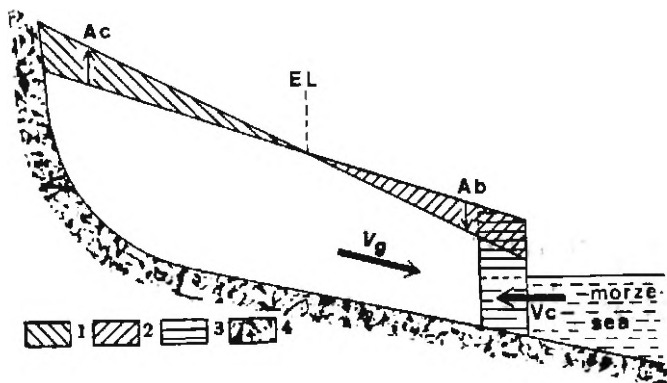
## 6. Procesy dynamiczne w strefie ablacyjnej lodowca uchodzącego do morza

Lodowce uchodzące do morza różnią się od lodowców lądowych procesami zachodzącymi w dolnej części strefy ablacyjnej. Dotyczy to ich ruchu, sposobu odwodnienia oraz utraty masy — ablacji. Są to różnice na tyle duże, że zarówno dynamika tych lodowców, jak i zjawiska geomorfologiczne z nimi związane są specyficzne. Przyczyna jest oczywista: w przypadku lodowców lądowych procesy zachodzą subarealnie, natomiast w przypadku lodowców uchodzących do morza część ważnych procesów przebiega subakwatoryjnie. Procesy glacialne lodowców uchodzących do morza, a zwłaszcza wspierających się o dno, są bardzo słabo zbadane i dopiero w ostatnich latach stały się przedmiotem większego zainteresowania glaciologów (Bauer, 1968; Reeh, 1968, 1985; Kollmeyer, 1980; Reddy i in., 1980; Elverhøi i in., 1980; Jania, 1982, 1986a, b; Brown i in., 1982; Rasmussen, Meier, 1982; Sikonia, 1982; Marsz, 1983; Jania i in., 1986; Meier i in. 1980, 1985).

Podobnie jak w przypadku lodowców lądowych o procesach glacialnych lodowców kończących się w morzu można wnioskować na podstawie zmian ich geometrii. W pewnym sensie jest to nawet łatwiejsze, gdyż w strefie czołowej dominują wahania klifowego frontu, lecz nie zmiany wysokości lodowca. Wyrzistość tych procesów ułatwia badania. Ale jednocześnie sezonowe i okresowe zmiany ich intensywności, jak również niedostępność samego czoła oraz jego podwodnego przedpoła czynią je trudnymi obiektami studiów. Na rysunku 32 przedstawiono schemat lodowca uchodzącego do morza i wspartego o dno (*grounded tidewater glacier*).

O dynamice procesów glacialnych i geomorfologicznych, jak również o ich wyrazie w geometrii takiego lodowca decydują dwa główne zjawiska:

- relatywnie szybki ruch lodowca,
- ablacja przez cilenie.



**Rys. 32.** Schemat głównych procesów glacialnych lodowca uchodzącego do morza:

1 — akumulacja (Ac), 2 — ablacja powierzchniowa (Ab), 3 — ablacja przez cienie, 4 — podłoże, EL — linia równowagi,  $V_g$  — prędkość lodowca,  $V_c$  — prędkość cieniienia

**Fig. 32.** Scheme of main glacial processes of a tidewater glacier:

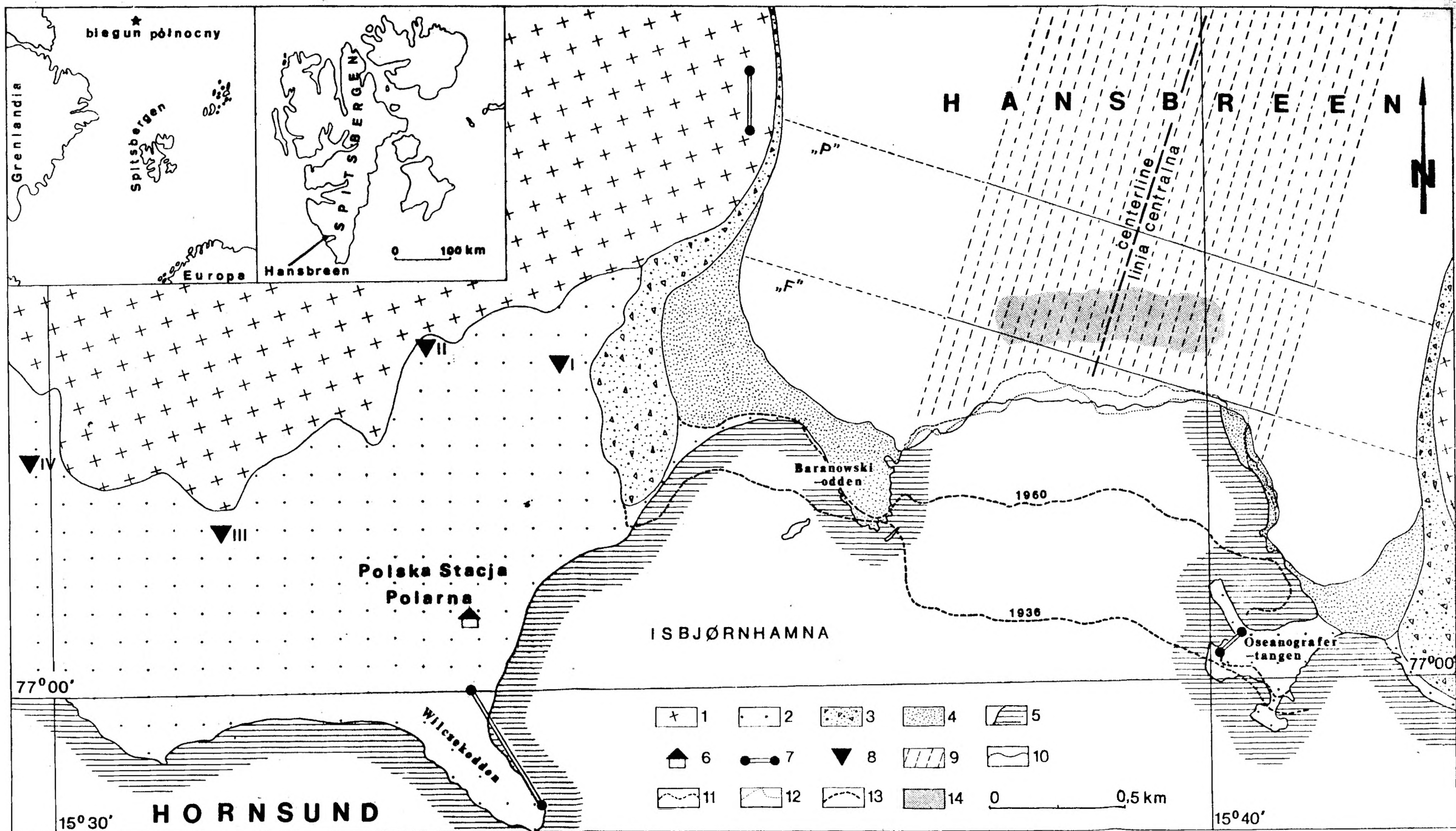
1 — accumulation (Ac), 2 — surface ablation (Ab), 3 — ablation by calving, 4 — bedrock, EL — equilibrium line,  $V_g$  — glacier velocity,  $V_c$  — calving speed

Badano więc specyfikę ruchu tych lodowców, wywołaną mniejszym tarciem o podłoże w pobliżu czoła.

Zjawiskiem najbardziej odróżniającym lodowce wkraczające do morza od lodowców lądowych jest ablacja przez cienie, czyli ubytek masy na kontakcie z wodą morską. Składają się nań dwa główne procesy: mechaniczne obłamywanie lodu, czyli cienie suche (*dry calving*) oraz termiczne działanie wody — topnienie lodu (*melting*). Oba te procesy występują równocześnie i trudno je od siebie oddzielić. Ich przebieg nie był do tej pory dokładnie poznany, tak pod kątem mechanizmu, jak i jego efektów.

#### Ruch lodowców uchodzących do morza na przykładzie lodowca Hans

Mechanizm ruchu lodowców z udziałem poślizgu po podłożu był przedmiotem wielu dociekań teoretycznych i badań eksperymentalnych, a także ożywionych kontrowersji. Obszerny przegląd rezultatów tych prac daje W. S. B. Paterson (1981, s. 112—129). Konkluduje on, że nie istnieje jeszcze teoria dostarczająca realistycznych warunków granicznych w dnie lodowca, które wyjaśniłyby w pełni problem ślizgu dennego. Wiadomo jednak, że ślizg denny, będąc bardzo ważnym elementem ruchu lodowców, w tym spitsbergeńskich, wywołany jest przez obecność wody w podłożu lodowca. Gdy poruszający się lód mija przeszkody (guzy, występki) w podłożu, to zwiększone naprężenia wywołują kombinację plastycznych deformacji lodu i procesu regelacji (topnienie lodu pod ciśnieniem) na proksymalnej stronie przeszkody. Prędkość poślizgu po podłożu wzrasta się, gdy woda pochodząca z regelacji zasilana jest wodą pochodzącą z innych źródeł (np. roztopową). Zapelnione wodą odspojenia lodowca od podłoża (*cavity*), po stronie dystalnej przeszkód, są bardzo ważne dla ślizgu dennego, szczególnie przy stosunkowo dużych prędkościach (Paterson, 1981). W przypadku lodowców ucho-



Rys. 33. Mapa lokalizacji stanowisk badawczych dla czołowej części lodowca Hans:

1 — masywy górskie, 2 — równiny nadmorskie, 3 — moreny boczne, 4 — morena denną, 5 — morze, 6 — Polska Stacja Polarna, 7 — bazy fotogrametryczne, 8 — stanowiska sejsmometrów, 9 — szczegółowo badany główny strumień lodowca (zaznaczona linię centralną lodowca), 10 — zasięg czoła 26 sierpnia 1982 roku, 11 — zasięg czoła 25 sierpnia 1983 roku, 12 — zasięg czoła 30 sierpnia 1984 roku, 13 — niektóre wcześniejsze linie położenia czoła, 14 — przybliżone położenie ognisk wstrząsów sejsmicznych lodowca, rejestrowanych przez stację sejsmologiczną (por. rys. 50)

Fig. 33. Location map showing research posts for the frontal part of Hans Glacier:

1 — mountain massifs, 2 — seaside plains, 3 — lateral moraines, 4 — ground moraines, 5 — sea shore, 6 — Polish Polar Station, 7 — photogrammetric bases (camera stations), 8 — seismometers, 9 — thoroughly analysed ice stream (the central line of the glacier is marked), 10 — glacier terminus position on 26 August 1982, 11 — terminus position on 25 August 1983, 12 — terminus position on 30 August 1984, 13 — some previous lines of terminus positions, 14 — approximate zone of ice-quakes focuses, recorded by the seismic station (comp. fig. 50)

dzących do morza występują oba czynniki przyspieszenia ślizgu dennego. Zapełnianie wodą odspojen lodowca w pobliżu jego czoła może być ułatwione przez ciśnienie hydrostatyczne wody morskiej. Rozpatrując ruch tego typu lodowców, należy także pamiętać, że poza ślizgiem dennym o prędkości płynięcia decydują także deformacje wewnętrzne lodu, zachodzące zgodnie z prawidłowościami stwierdzonymi przez J. W. Glena (1955).

Pomiary ruchu lodowców kończących się w morzu są na Spitsbergenie bardzo nieliczne. Najlepiej poznany jest Kongsvegen (NW Spitsbergen), obiekt szczegółowych badań fotogrametrycznych U. Voigta (1967a, 1979). Badania lodowca Hans na południowym Spitsbergenie (Jania, Kolondra, 1982; Jania i in., 1983, 1986) sprawiły, że stał się on następnym lodowcem „reperowym” na Spitsbergenie. Poza tym dysponujemy w odniesieniu do niego wyrywkowymi obserwacjami ruchu, dokonanymi przez W. Pillewizera (1939) i A. Kosibę (1960) oraz S. Baranowskiego (1977).

Również w innych regionach świata wsparte lodowce uchodzące do morza są słabo zbadane pod względem ruchu. Najszerze badania przeprowadzono na umiarkowanych lodowcach Alaski (Meier i in., 1980, 1985; Brown i in., 1982; Sikonia, 1982; Rasmussen, Meier, 1985). Porównania i analogie z nimi są wykorzystane w niniejszej pracy.

#### Prędkość powierzchniowa lodowca Hans

Pomiary prędkości Hansbreen zapoczątkował w 1938 roku W. Pillewizer (1939), stosując fotogrametryczną metodę paralaks czasowych Rich. Finsterwaldera (1931). Program realizowany przez wyprawę Uniwersytetu Śląskiego w latach 1982—1985 nawiązywał do pracy W. Pillewizera, wykorzystując podobną metodę i lokalizując stanowiska w podobnym miejscu.

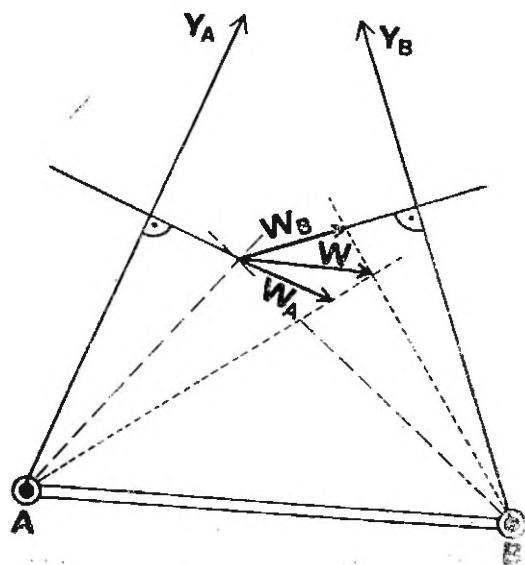
Na wschodnim stoku Fugleberget (569 m n.p.m.) wyznaczono w 1982 roku bazę fotogrametryczną na wysokości około 180 m n.p.m. (rys. 33) i określono jej położenie przez wcięcie wstecz do punktów norweskiej sieci triangulacyjnej (Jania, Kolondra, 1982). Dokładność wyznaczenia stanowisk wynosi  $0,05 \text{ m} \leq m_{xy} \leq 0,3 \text{ m}$ ;  $0,05 \text{ m} \leq m_z \leq 0,2 \text{ m}$ . W roku następnym, w punktach stanowisk zainstalowano (cementując w litej skale) metalowe statywy z płytą autocentrującą, na której mocuje się fototeodolit (fot. 3). Płyta ze stali nierdzewnej ma dokładnie zeszlifowaną powierzchnię, a między zdjęciami chroniona jest specjalną pokrywą. Trwałe statywy zapewniają identyczną orientację kamery w przypadku zdjęć powtarzanych. Znacznie ułatwia to prace terenowe i później obliczenia wyników. Długość bazy wynosi 221,8 m, wyznaczono



ją paralaktycznie z dokładnością  $\pm 0,05$  m, stosując łąkę poziomą 2 m i rozwinięcie bazowe (Jania, Kolondra, 1982).

Celem pomiarów było wyznaczenie prędkości i kierunków ruchu punktów na powierzchni lodowca. Zastosowano metodę powtarzalnych zdjęć zbieżnych (Voigt, 1966; Militzer, 1967), zmodyfikowaną i przystosowaną do obliczeń na minikomputerze przez L. Kolondrę (1984). Założenia metody są proste: jeżeli stanowiska fototeodolitu są nieruchome i orientacja wewnątrz i zewnętrzna kamery jest identyczna w każdej wykonywanej serii zdjęć, to punkty nie zmieniające swego położenia względem stanowisk (punkty stałe — nieruchome) od fotografują się na kolejnych zdjęciach w tych samych miejscach klisz (mają te same współrzędne tłowe), natomiast punkty poruszające się (na powierzchni lodowca) na kolejnych zdjęciach znajdują się w nieco innym miejscu kliszy (mają różne współrzędne tłowe). W analizie kolejnych zdjęć z tego samego stanowiska punkty ruchome dają efekt pseudostereoskopowy. Pseudoparalaksy podłużne i poprzeczne można zmierzyć osobno dla zdjęć lewych i dla zdjęć prawych. Są one proporcjonalne do wielkości przemieszczeń punktów.

Długość i kierunek wektorów wyznacza się analitycznie lub graficznie. Zdjęcia wykonane zbieżnie (w przypadku lodowca  $\text{Hans } \pm 35^\circ$ ) umożliwiają wyznaczenie wektora wypadkowego ( $W$ ) na podstawie wektorów składowych przemieszczeń (rys. 34). Wektory składowe ( $W_A$  i  $W_B$ ) wyznacza się w płaszczyznach prostopadłych do kierunku osi kamery stanowiska lewego i prawego ( $A$  i  $B$ ). Lokalizację punktu na lodowcu wyznacza się na podstawie danych orientacji wewnętrznej, zewnętrznej oraz długości bazy (Lisenbarth, 1974; Kolondra, 1984).



Rys. 34. Sposób wyznaczania wektora ruchu powierzchni lodowca, pseudoparalatywną metodą zdjęć zbieżnych (wg U. Voigta, 1966):

$A$  i  $B$  — stanowiska kamery,  $Y_A$  — kierunek fotografowania ze stanowiska lewego,  $Y_B$  — kierunek fotografowania ze stanowiska prawego,  $W_A$  — wektor składowy wyznaczony na podstawie zdjęć ze stanowiska lewego,  $W_B$  — wektor wyznaczony na podstawie zdjęć ze stanowiska prawego,  $W$  — wektor ruchu lodowca

Fig. 34. Determination of horizontal velocity vectors of a glacier surface by pseudoparallax method of convergent photos (after U. Voigt, 1966):

$A$  and  $B$  — camera stations,  $Y_A$  — optic axis of the left hand camera,  $Y_B$  — optic axis of the right-hand camera,  $W_A$  — component vector determined from picture taken at left camera station,  $W_B$  — component vector determined from picture taken at right camera station,  $W$  — vector of the glacier movement

W 1982 roku pomiędzy dwoma seriami zdjęć spadł śnieg, więc od-  
szukanie i zidentyfikowanie tych samych punktów naturalnych na lo-  
dowcu było bardzo trudne. Te doświadczenia sprawiły, że w latach  
następnych zastosowano sztuczne punkty sygnałowe: kwadraty o boku  
25 cm  $\times$  25 cm, 50 cm  $\times$  50 cm i 75 cm  $\times$  75 cm z naniesionym zna-  
kiem krzyża maltańskiego (fot. 4). Tarcze te przymocowano do zagłębio-  
nych w lodzie tyczek. Sygnalizowano od 10 do 12 punktów w 2 profi-  
lach poprzecznych. Umożliwiają one identyfikację i precyzyjną obser-  
wację współrzędnych tłowych na stereokomparatorze. Największe tarcze  
zapewniły bardzo dobre warunki obserwacji w odległości do około 1500 m.  
Przy odległościach większych (do 2000 m) były widoczne same tarcze,  
bez wyraźnych kształtów krzyża. Poza tarczami wykorzystano punkty  
naturalne na lodowcu: kopczyki moren ablacyjnych, większe głazy, prze-  
cięcia szczelin i uskoków. Ruch roczny był badany tylko na podstawie  
pomiaru przemieszczeń punktów naturalnych.

Topnienie lodowca sprawia, że przecięcie się nachylonej płaszczyz-  
ny ślizgu lub uskoku może ulegać przemieszczeniom nie związanym z ru-  
chem. Ablacja więc wprowadza pewne niedokładności do pomiarów ru-  
chu, opartych na punktach naturalnych (słusznie zwrócił na to uwagę  
K. C. Arnold, 1981). W przypadku lodowca Hans punkty sygnałizo-  
wane wykorzystano do sprawdzenia wyników uzyskanych za pomocą  
punktów naturalnych.

Najważniejszym etapem opracowania wektorów ruchu metodą pseu-  
doparalaks jest prawidłowe poprawienie paralaks czasowych (podłuż-  
nej i poprzecznej) badanych punktów. Czyni się to uwzględniając wła-  
ściwe poprawki:  $d\varphi$ ,  $d\omega$ ,  $dx$ , oraz  $d_{ck}$ . Wyznacza się je przez wyrówna-  
nie układu równań na podstawie obserwacji punktów stałych — nieru-  
chomych (K o l o n d r a, 1984). Punktami stałymi były szczegóły na prze-  
ciwległym stoku doliny lodowcowej (stok i grzbiet Fannytoppen). Zwykle  
obserwowano od 5 do 10 punktów stałych. Więcej niż 2 punkty stałe  
dają możliwość wyrównania, zgodnie z zasadą  $(vv) = \min$ , i oceny do-  
kładności opracowania. Każdy punkt stały pozwala ułożyć 2 wzory typu:

$$c_k \sin d\varphi + (c + z_i) \sin dx + x_i \frac{d_{ck}}{ck} = p_i,$$

$$c_k \sin d\omega - x_i \sin dx + z_i \frac{d_{ck}}{ck} = q_i,$$

gdzie:

$x_i$ ,  $z_i$  — współrzędne tłowe punktu stałego,

$p_i$ ,  $q_i$  — paralaksy, podłużna i poprzeczna, punktów stałych,

$c_k$  — stała kamery,

$c$  — ekscentr pionowy środka rzutu kamery nad punktem za-  
mocowania alidady w spodarce, dla „Photheo” = 190 mm,

- $d\varphi$  — poprawka kąta zwrotu,  
 $d\omega$  — poprawka kąta pochylenia,  
 $d\kappa$  — poprawka kąta skrętu,  
 $d_{ck}$  — poprawka stałej kamery.

Identyfikacja nie sygnalizowanych punktów jest bardzo trudna na kilku różnych pseudostereogramach i może być źródłem pomyłek. Aby z pary składowych wektorów wyznaczyć długość i azymut wektora wypadkowego, każdy z punktów musi być obserwowany na co najmniej dwóch pseudostereogramach. Dokładność określenia wielkości wektorów zależy od kilku czynników, z których największe znaczenie ma błąd określenia paralaksy  $m_p$ . Jego wielkość uzależniona jest od rodzaju obserwowanego punktu (sygnalizowany lub nie). Na podstawie obserwacji kilkudziesięciu pseudomodeli można przyjąć za L. Kolondra (1984), że  $m_p$  wynosi:

- 1) dla punktów sygnalizowanych —  $\pm 0,005$  mm;
- 2) dla punktów nie sygnalizowanych:
  - a) tyczki ablacyjne — 0,010 mm,
  - b) kopczyki moren ablacyjnych — 0,020 mm,
  - c) inne punkty charakterystyczne od 0,050 mm do 0,100 mm.

Przymując przedstawione założenie, błąd składowej wektora  $m_w$  dla ogniskowej kamery  $c_k = 0,2$  m można określić tak, jak w tabeli 4. Dokładność wyznaczenia współrzędnych geodezyjnych badanych punktów jest mniejsza i dla średnich odległości od bazy błąd średni  $m_{xy}$  wynosi

Tabela 4  
Table 4

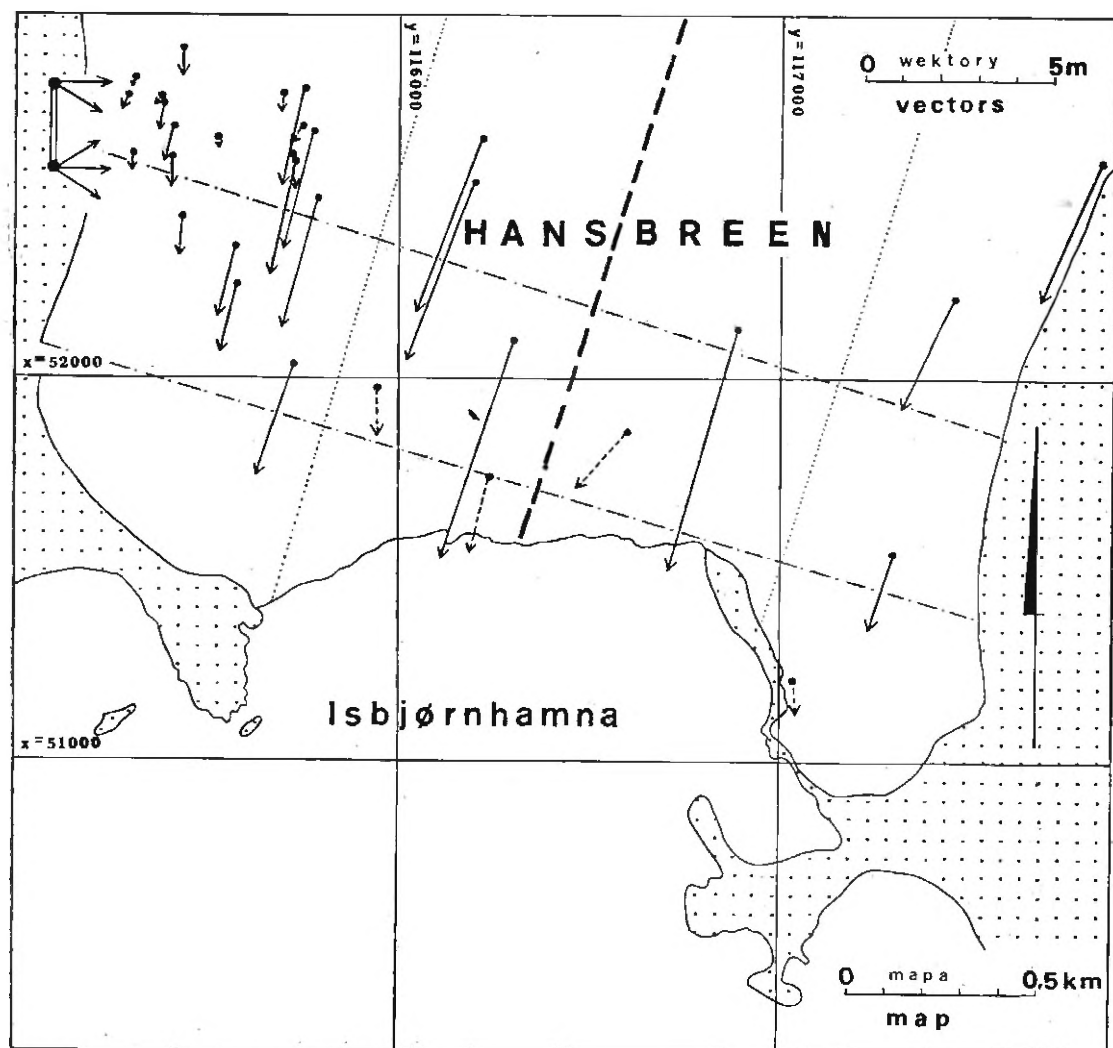
Wybrane wielkości błędu składowej wektora ruchu lodowca ( $m_w$ ) w zależności od odległości fotografowania ( $Y_{\text{tot.}}$ ) i błędu określenia paralaksy czasowej ( $m_p$ ), przy ogniskowej kamery  $c_k = 0,2$  m (wg L. Kolondry, 1984)

Selected values of the error of the glacier velocity vector component ( $m_w$ ) in relation to the camera — object distance ( $Y_{\text{tot.}}$ ) and the error of the time parallax evaluation ( $m_p$ ), at the camera focus length  $c_k = 0,2$  m (after L. Kolondra, 1984)

Błąd paralaksy ( $m_p$ ) (Error of the time parallax ( $m_p$ )) [mm]	Odległość fotografowania ( $Y_{\text{tot.}}$ ) (Camera — object distance ( $Y_{\text{tot.}}$ )) [m]				
	500	1000	1500	2000	2400
0,005	12	25	38	50	60
0,010	24	50	75	100	120
0,020	48	100	150	200	240
0,100	250	500	750	1000	1200
$m_w$ [mm]					

$\pm 0,5$  m, przy maksymalnych odległościach dochodzi do  $\pm 1,0$  m. Jak z tego widać, zmiany położenia punktów na powierzchni lodowca są wyznaczane z dokładnością 10 razy większą niż samo położenie badanego punktu. W porównaniu z badaniami innych autorów (Voigt, 1966, 1979; Arnold, 1981; Stirling, 1982) uzyskana dokładność opracowania jest dobra, a dla paralaks czasowych bardzo duża.

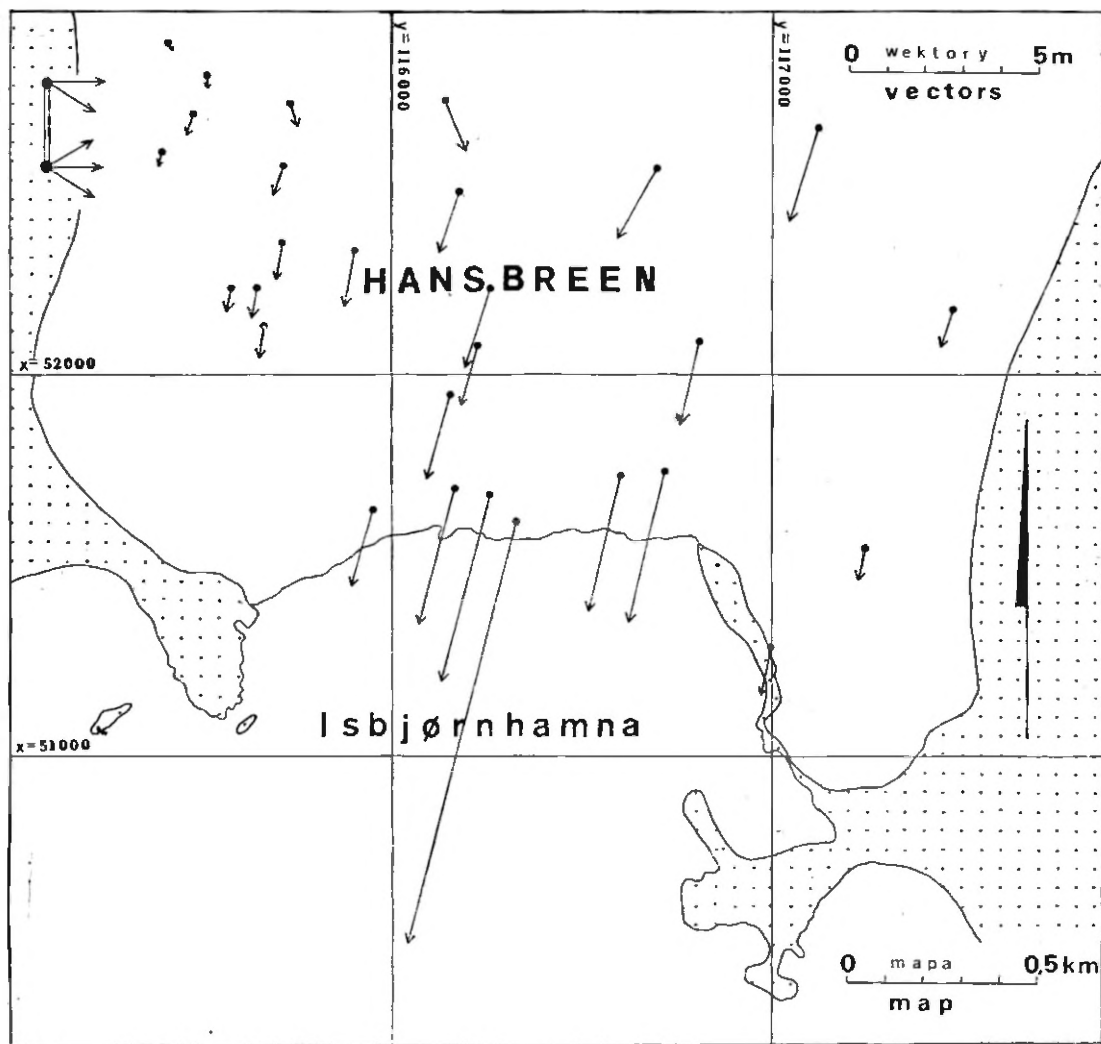
Położenie punktów na lodowcu i konstrukcje wektorów z 2 składo-



**Rys. 35.** Wektory prędkości powierzchniowej lodowca Hans dla okresu 16–26 sierpnia 1982 roku (strzałki przerywane) oraz dla 1 roku: od 16 sierpnia 1982 roku do 10 sierpnia 1983 roku (strzałki ciągłe)

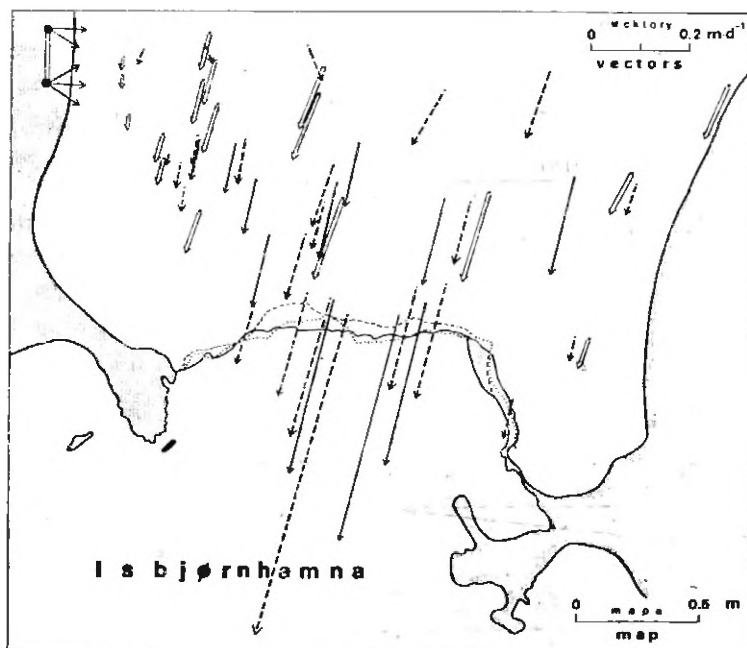
**Fig. 35.** Vectors of the Hans Glacier surface velocity in the period 16–26 August 1982 (broken arrows) and in one-year period: 16 August 1982 — 10 August 1983 (continuous arrows)

wych zestawiano na podkładzie 1 : 5000, gdzie maksymalny błąd położenia jest mniejszy od dokładności graficznej mapy — 0,3 mm. Rezultatem są mapy czołowej części lodowca z naniesionymi wektorami przemieszczeń badanych punktów (rys. 35, 36). Opracowano je dla następujących okresów pomiarowych: od 16 do 25 sierpnia 1982 roku, od 16 sierpnia 1982 roku do 10 sierpnia 1983 roku, od 10 do 27 sierpnia 1983 roku, 15—16—17—18—19—28 sierpnia 1984 roku. Na rysunku 37 zestawiono szybkość dla wybranych punktów lodowca w kolejnych badanych latach (z wyłączeniem sierpnia 1982 r.).



**Rys. 36.** Wektory prędkości powierzchniowej lodowca Hans w okresie od 10 do 27 sierpnia 1983 roku

**Fig. 36.** Vectors of the Hans Glacier surface velocity in the period 10—27 August 1983



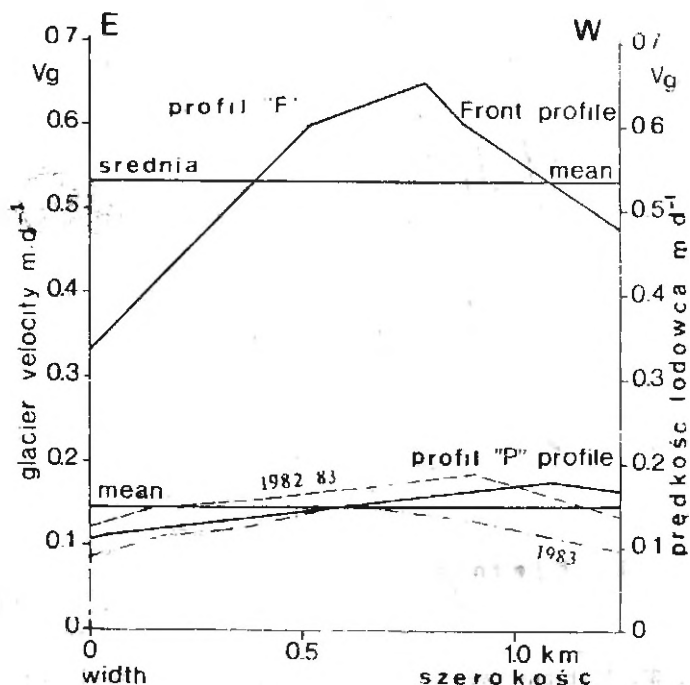
**Rys. 37.** Wybrane wektory prędkości powierzchniowej lodowca Hans:

strzałki podwójne — ruch 1982/1983, strzałki ciągłe — ruch w okresie od 10 do 27 sierpnia 1983 roku, strzałki przerywane — ruch w okresie od 15 do 19 sierpnia 1984 roku. Zaznaczono pozycje czoła lodowca: w 1982 roku — linia ciągła, w 1983 roku — linia kropkowana i w 1984 roku — linia przerywana

**Fig. 37.** Selected surface velocity vectors in the frontal part of Hans Glacier:

double line arrows — annual velocity 1982/1983, continuous arrows — velocity in the period 10–27 August 1983, broken arrows — velocity in the period 15–19 August 1984. Positions of the glacier terminus are marked: in 1982 — solid line, in 1983 — dotted line, in 1984 — broken line

Mapy wektorów ruchu powierzchni lodowca Hans wskazują na istnienie kilku prawidłowości. Najważniejszą cechą jest większa o około 3,6 raza prędkość w profilu czołowym „F” niż w profilu „P” (Fugleberget-Fannytoppen), który leży w odległości około 1 km od czoła (rys. 38). Wyraźne przyspieszenie ruchu Kongsvegen zachodzi około 2 km przed czołem (Voigt, 1979). Columbia Glacier (Alaska) znacznie przyspiesza kilka kilometrów przed ujściem do morza (Meier i in., 1980; Bind-sch alder, 1983). Szybszy ruch grenlandzkiego lodowca Jakobshavn, jak też innych jeziorów wypływowych, jest szczególnie wyraźny od miejsca, w którym zaczynają pływać (Bauer, 1968; Hughes, 1986). Opisanie zjawisko należy uznać za typowe dla lodowców uchodzących do morza. Jest to efekt intensywniejszego ślizgu dennego dzięki zmniejszonemu tarcia. Jest on spowodowany obecnością wody pomiędzy stopą



Rys. 38. Porównanie prędkości głównego strumienia lodowca Hans w profilach poprzecznych „P” i „F” (por. rys. 33). Linia ciągłą zaznaczono prędkość w okresie od 15 do 28 sierpnia 1984 roku

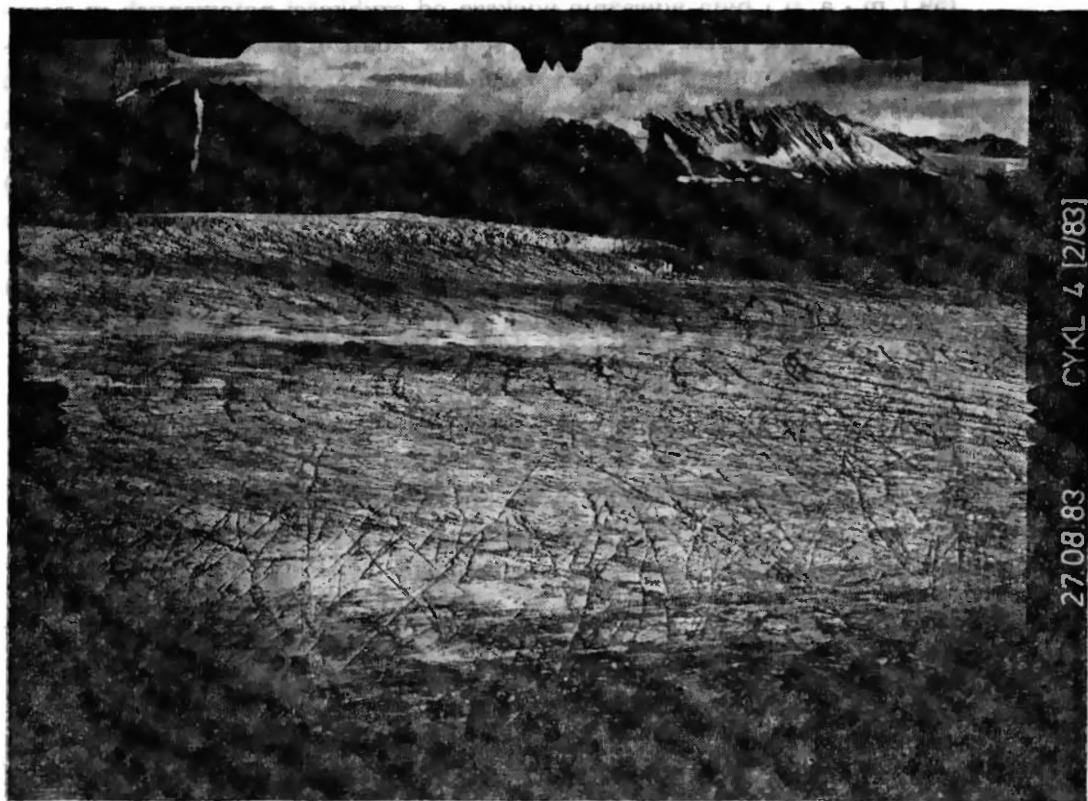
Fig. 38. Comparison of velocity of the Hans Glacier main stream in the transversal profiles „P” and „F” (comp. Fig. 33). Solid line marks velocity in the period 15–28 August 1984

lodowca a dnem doliny. Hydrostatyczne „podparcie” lodowca wyraźnie zmniejsza tarcie, nawet jeżeli lodowiec nie pływa.

Kolejnym, interesującym wynikiem pomiarów prędkości Hansbreen jest stwierdzenie różnic w kierunkach wektorów w różnych okresach pomiarowych. Pewne zmiany w kierunku ruchu Kongsvegen obserwował także U. Voigt (1979). R. Vivet i L. Lliboutry (1978) obserwowali czoło tego samego lodowca w ciągu kilku dni na przełomie lipca i sierpnia 1963 roku. Po silnym deszczu stwierdzili szybszy ruch czoła oraz małą zmianę kierunku ruchu.

Sądzić należy, że zmiany kierunków wektorów ruchu wynikają z konfiguracji podłoża. Jeżeli przeważa ruch deformacyjny (z deformacji wewnętrznych lodu lodowcowego), utrzymuje się stały kierunek ruchu, natomiast w przypadku zwiększonego ślizgu dennego następują przemieszczenia zgodne z nierównościami podłoża i mogą one wywołać

efekt zmiany kierunku na powierzchni. Inna przyczyna może leżeć w różnicy tarcia pomiędzy centralną częścią lodowca, która uchodzi do fiordu, a częściami bocznymi, które spoczywają na lądzie. Górna część lodowca jest przemarznięta na głębokość kilku, nawet kilkunastu metrów i jej deformacje są utrudnione. Tworzą się w niej więc uskoki i przesuwanie poszczególnych pakietów lodu może być wymuszone rozkładem nacisków. Prowadzi to do powstania skomplikowanej struktury powierzchniowych warstw lodu, która uwidacznia się w postaci uskoków, płaszczyn ślizgu i faldów (fot. 10). W świetle przedstawionych faktów i poprzednich rozważań oscylacje kierunków ruchu lodowców do morza należy traktować jako ich cechę charakterystyczną.



Fot. 10. Naziemne zdjęcie fotogrametryczne czołowej części lodowca Hans ze stanowiska na stoku Fugleberget. Widoczna struktura powierzchni lodowca z uskokami i szczelinami oraz zafaldowaniami lodu różnej generacji

(Fot. L. Kolondra, 1983)

Phot. 10. A terrestrial photogrammetric photograph of Hans Glacier from the camera station located on the Fugleberget slope. Surface structure features are visible: faults and crevasses and ice folds of different generation

(Photo by L. Kolondra, 1983)

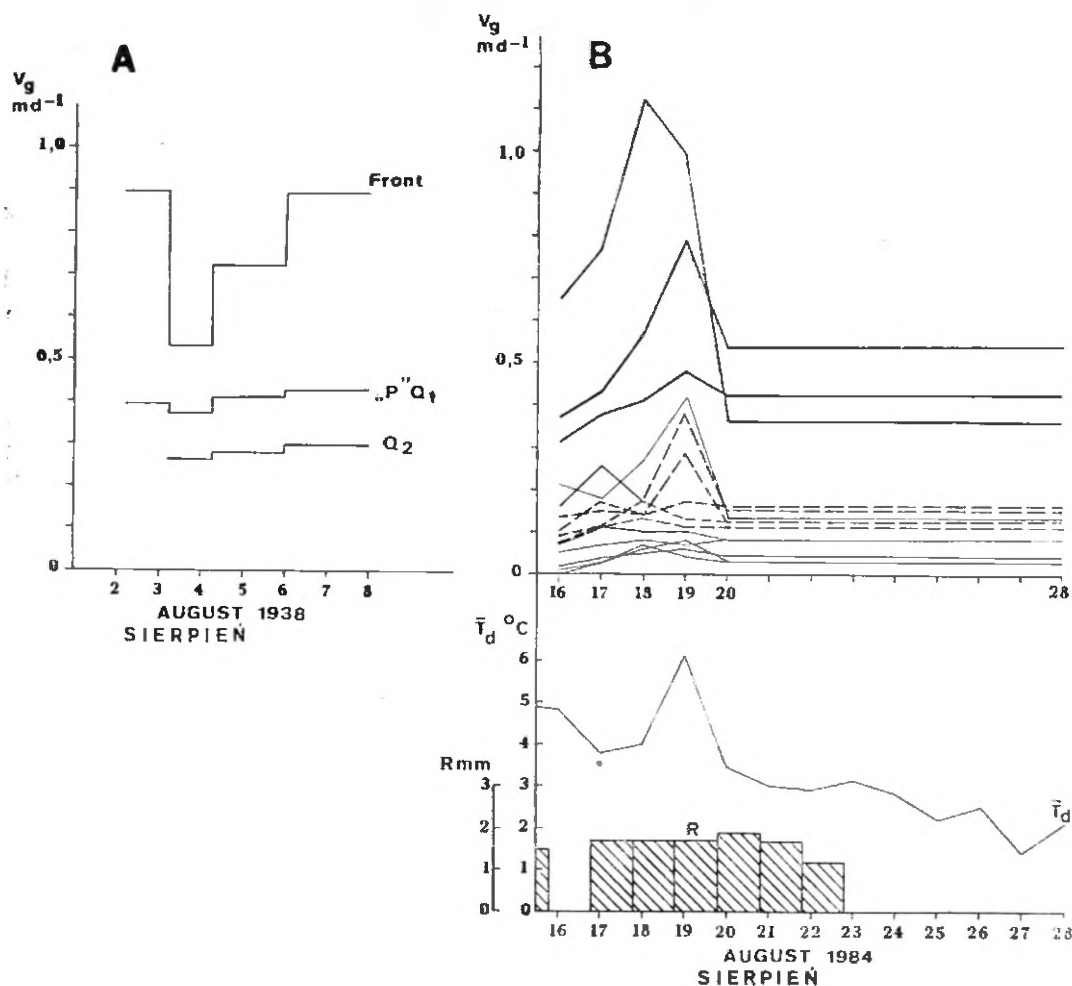


Różnice w szybkości ruchu lodowca w różnych porach roku są znaczne od dosyć dawna i najczęściej łączy się je ze zmianami w ślizgu dennym. Dotyczy to lodowców umiarkowanych i subpolarnych. Nie notuje się sezonowych zmian prędkości lodowców zimnych, przemarzniętych do podłoża (Embleton, King, 1975).

Na lodowcu Hans prowadzono pomiary prędkości, w różnych interwałach czasowych sierpnia, w kolejnych latach: 1982, 1983 i 1984, oraz ruchu rocznego. Szczegółowa analiza dotyczyła głównego strumienia lodowego, który kończy się w morzu aktywnie cielącym się klifem (rys. 33). Średnia szybkość roczna (1982/1983) w profilu „P” (uśredniona dla całej szerokości badanego strumienia lodowca) wynosiła  $0,162 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$  ( $59,1 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ ) i była wyraźnie większa od szybkości notowanych w sierpniu 1983 roku ( $0,122 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ ). Wstępna analiza materiałów fotogrametrycznych z roku 1983/1984 wykazała, że średnia prędkość w tym okresie była podobna jak w roku poprzednim. Wskazuje to wyraźnie, że w ciągu roku musi istnieć okres znacznie większych prędkości niż w sierpniu. Pomiary z końca lata 1984 pokazują, że pomiędzy 15 a 19 sierpnia ruch był szybszy niż w okresie od 19 do 28 sierpnia 1984 roku (rys. 39). Dla poszczególnych punktów sygnalizowanych, prędkości na powierzchni lodowca w 2 okresach sierpnia 1984 roku (od 15 do 19 sierpnia i od 19 do 28 sierpnia) wynosiły odpowiednio:  $0,27 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$  i  $0,13 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ ;  $0,18 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$  i  $0,13 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ ;  $0,24 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$  i  $0,13 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ ;  $0,88 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$  i  $0,36 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ ;  $0,10 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$  i  $0,08 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$  (por. rys. 36). Została więc zarejestrowana spadkowa tendencja prędkości. Dowodzi to, że okres maksymalnych prędkości może występować przed 15 sierpnia.

Dodatkowych informacji o ruchu Hansbreen dostarczyły dwuletnie pomiary zmian położenia jego czoła. Z relacji uczestników zimowań w Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (M. Pulina, S. Rudowski, K. Görlich, J. Wach — informacje ustne) wynika, że w miesiącach zimowych intensywność cielenia się tego lodowca jest znikoma lub ustaje zupełnie, dlatego zmierzona szybkość awansu zimowego jest odzwierciedleniem szybkości w profilu czołowym „F”. Pamiętając, że średnia szybkość w profilu „P” jest około 3,6 raza mniejsza od prędkości w profilu „F”, można szacować prędkość zimową lodowca na linii profilowej „P”. Dane przedstawione tutaj wykorzystano dla zbadania rocznego przebiegu szybkości lodowca.

W celu poprawnego odtworzenia sezonowych zmian ruchu lodowca Hans trzeba przeprowadzić analogię z innymi, lepiej zbadanymi lodowcami o podobnym charakterze. Przeważają poglądy, że fluktuacje prędkości lodowców, jako efekt zmian intensywności ślizgu dennego, są następstwem zmian ilości wody w podłożu lodowca (Paterson, 1981,



Rys. 39. Krótkookresowe zmiany prędkości czołowej części lodowca Hans:

A — w sierpniu 1938 roku (wg W. Pillewizera, 1939) w pobliżu czoła (Front) i w dwóch profilach poprzecznych ( $Q_1 = \text{„P”}$ ,  $Q_2$ ), B — w sierpniu 1984 roku: grubsza linia ciągła — prędkości punktów w rejonie czoła, linia przerywana — prędkości punktów w okolicy profilu „P”, cienka linia ciągła — prędkości w strefach bocznych lodowca, średnia temperatura dobowa powietrza ( $\bar{T}_d$ ) i dobowa suma opadów (R) na podstawie obserwacji na stacji meteorologicznej w Hornsundzie (por. rys. 33)

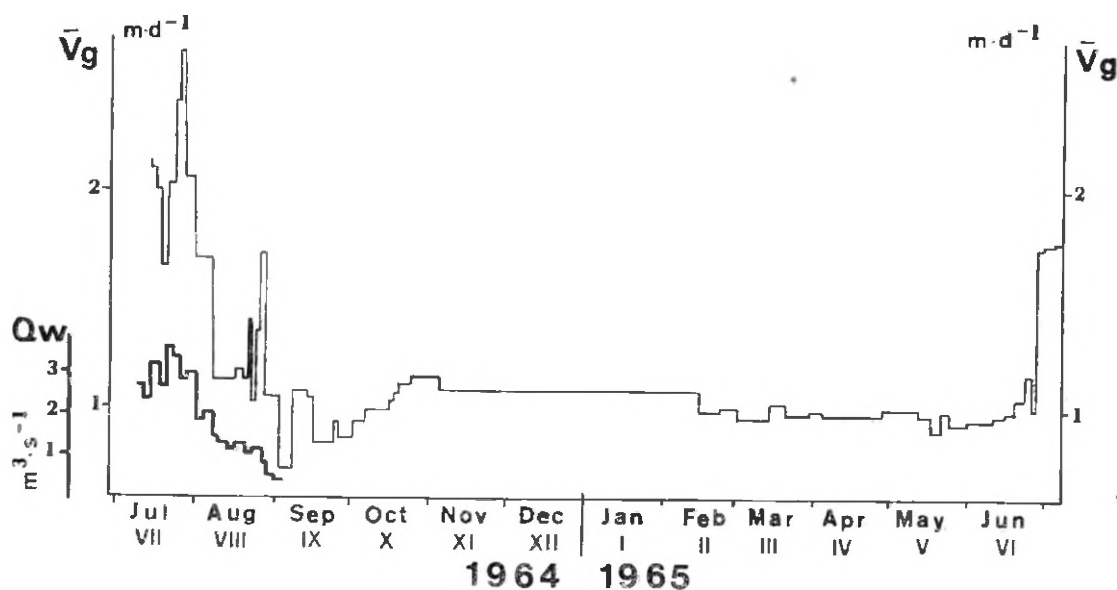
Fig. 39. Short-period velocity changes of the frontal part of Hans Glacier:

A — in August 1938 (after W. Pillewizer, 1939) close to the terminus and in two transversal profiles ( $Q_1 = \text{„P”}$ ,  $Q_2$ ), B — in August 1984: heavy lines mark velocity of the points at the terminus, broken lines mark velocity of the points close to the „P” profile, thin lines mark velocity in lateral zones of the glacier. Mean daily air temperature ( $\bar{T}_d$ ) and daily sum of precipitation (R) according to the observations at the meteo-station in Hornsund (comp. Fig. 33)

s. 125—128). Nadal trwają dyskusje (Weertman, Birchfield, 1983; Bindshadler, 1983) dotyczące pochodzenia tej wody, ale sądzić należy, że przeważają wody roztopowe z powierzchni.

F. Müller i A. Iken (1973) stwierdzili, że letnie przyspieszenie ruchu subpolarnego White Glacier (Axel Heiberg Island. Kanada)

objawia się prawie równocześnie na całym lodowcu, a następuje w kilka dni po szybkim wzroście topnienia powierzchniowego. Późniejsze badania, zwłaszcza lodowców alpejskich (Boulton, Vivian, 1973; Iken, 1978, 1981), wykazały wyraźny związek pomiędzy szybkością ślizgu dennego a ciśnieniem wód subglacjalnych; im ciśnienie było większe, tym ruch intensywniejszy. A. Iken i inni (1983) stwierdzili, że wiosenna ablacja dostarcza dużej ilości wód, które spływają do wnętrza lodowca. Są one gromadzone w przestrzeniach (odspojeniach — *cavity*) pomiędzy spagiem lodowca a jego podłożem (dnem doliny). Gromadzenie wody związane jest z jej utrudnionym odpływem. Drenaż subglacjalny w czasie zimy ulega prawdopodobnie zakleszczeniom jako efekt plastyczności lodu lodowcowego. Duże ciśnienia tych wód w podłożu lodowca powodują podniesienie powierzchni lodowca (*glacier uplift*). Na lodowcu Unteraar (Iken i in., 1983) zanotowano wiosenne podniesienie powierzchni o 0,6 m. To nieznaczne wybrzuszenie przesunęło się w dół jezora wraz ze strefą największych prędkości powierzchniowych. Szybki ślizg denny tłumaczony jest wyrównaniem podłoża lodowca, gdyż przeszkody (guzy skalne) są zatapiane wodą pod dużym ciśnieniem (Weertman, 1964, 1972). Najnowsze badania nad zależnością szybkości ruchu



Rys. 40. Średnia prędkość lodowca Kongsvegen w roku 1964/1965 na „Frontquerprofil” ( $V_g$  — w  $\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$ ) oraz przepływy w rzece odwadniającej Midre Lovénbreen ( $Q_w$  — w  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) latem 1964 roku (wg U. Voigta, 1979)

Fig. 40. Velocity of Kongsvegen Glacier over the year 1964/1965 at the „Frontquerprofil” ( $V_g$  — in  $\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$ ) and water discharge in the river draining Midre Lovénbreen ( $Q_w$  — in  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) in the summer of 1964 (after U. Voigt, 1979)

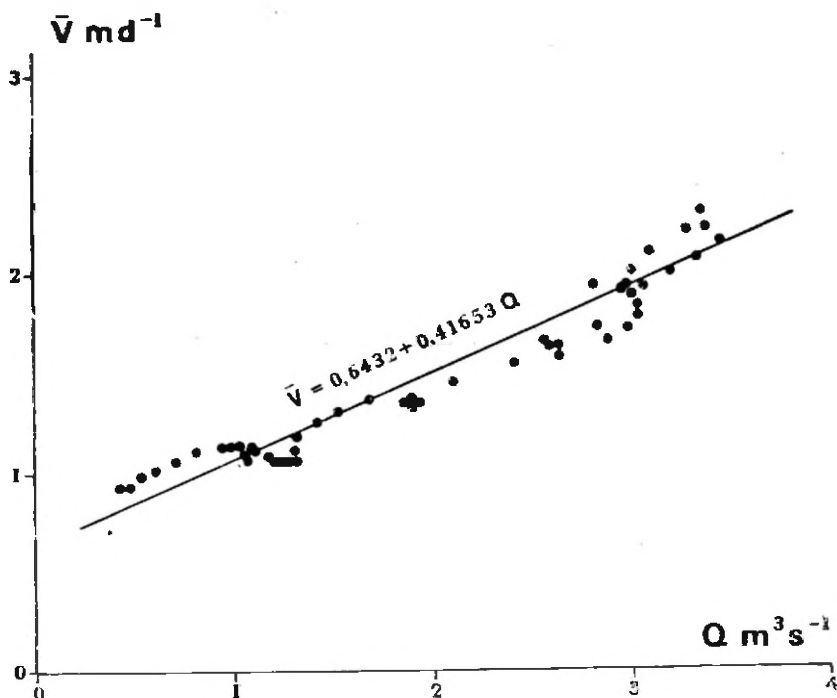
Z analizy rocznego przebiegu ruchu Kongsvegen (rys. 40) wynika, że wyraźne maksimum przypada na pierwszą część lata (lipiec), minimum zaś — na początek września. Drugie minimum występuje w drugiej części zimy, podczas gdy na początku zimy (październik—listopad) zanotowano wyraźne przyspieszenie ruchu lodowca. Minimum ze schyłku zimy pojawia się w obserwacjach z Hansbreen, natomiast synchroniczność maksimów sprawdzono, zestawiając dostępne dane na temat terminów występowania maksymalnych przepływów wody w Breelva (Rzeka Lodowcowa), odwadniającej lodowiec Werenskiöld. Większość danych nie obejmuje całego okresu ablacji, ale tak z obserwacji niepełnych, jak i całorocznych dla sezonu 1979/1980 (Pulina i in., 1984) wynika, że maksima przypadają na drugą połowę lipca, czyli podobnie jak w przypadku przepływów w rzekach odwadniających Midre Lovénbreen i w przypadku maksymalnych prędkości lodowca Kongsvegen w 1964 roku (rys. 42).

Potwierdzeniem ogólnej synchroniczności przepływów w rzekach wypływających z lodowców w zachodniej części Spitsbergenu są wyniki badań przeprowadzonych przez J. Leszkiewicza (1984). Korzystając z danych o przepływach rzek z 5 basenów (Antoniabreen — w 1977 r., Elisebreen — w 1978 r., Nordfallbreen — w 1978 r., Werenskiöldbreen — latach 1979/1980 i Fugleberget — w latach 1979/1980), skonstruował on syntetyczne krzywe prawdopodobnego spływu jednostkowego z basenów o różnym stopniu zlodowacenia (rys. 43). Maksimum spływu przypada na przełom lipca i sierpnia.

Efektem zreferowanych badań jest krzywa rocznego przebiegu prędkości lodowca Hans, która ma charakter przybliżony (rys. 44), a jej „rytm” można odnieść do większości półpokrywowych lodowców uchodzących do morza w zachodniej części Spitsbergenu.

Analiza wyników pomiarów ruchu lodowca Hans w 1984 roku wykazała, że — podobnie jak w przypadku Kongsvegen — obok ogólnego rocznego cyklu zmian prędkości występują wahnięcia krótkookresowe (rys. 39). Takie zmiany ruchu były notowane na lodowcach alpejskich (Vivian, Boquet, 1973; Vivian, 1975; Iken i in., 1983; Iken, Bindschadler, 1986) i w Arktyce Kanadyjskiej (Müller, Iken, 1973) i uznaje się je za typowe dla lodowców umiarkowanych oraz subpolarnych (Embleton, King, 1975).

Zmiany prędkości lodowców spitsbergeńskich zależą od ilości i ciśnienia wód „smarujących” podłoże lodowca. Wspomniano już, że R. Vivet i L. Llibouty (1978) obserwowali przyspieszenie ruchu Kongsvegen po silnym deszczu. Te obserwacje, wraz z danymi o zmianach przepływów w rzekach lodowcowych, wskazują na pewne prawidłowości w krótkookresowych wahaniami lodowców.



**Rys. 41.** Związek prędkości lodowca Kongsvegen ( $\bar{V}$ ) na „Hauptquerprofil” z wielkością przepływów sumarycznych w obu rzekach odwadniających Midre Lovénbreen ( $Q$ ) dla pentadowych średnich kroczących

**Fig. 41.** Relationship between the Kongsvegen Glacier velocity ( $\bar{V}$ ) at the „Hauptquerprofil” and the total water discharge ( $Q$ ) in both rivers draining Midre Lovénbreen (for mean five-day consecutive data)

(szerokość od 3 km do 4 km, maksymalna miąższość przy froncie 100 m, powierzchnia jego basenu jest również wyraźnie większa), zatem jego szybkość musi być większa i powinna być bardziej stała w ciągu roku. Stosunek prędkości sierpniowej do średniej rocznej wynosi 75% — dla Hansbreen i 91% — dla Kongsvegen. Na podstawie 5 odchyleń od średniej rocznej obliczono równanie regresji. Umożliwia ono transponowanie szybkości zmierzonych na Kongsvegen na szybkość Hansbreen (przy założeniu, że zachodziły synchronicznie):

$$VH_i = 0,141 (VK_i - \bar{VK}) + 0.1354,$$

gdzie:

$VH_i$  — prędkość lodowca Hans dla profilu „P” w  $i$ -tym okresie roku,

$VK_i$  — średnia roczna prędkość Kongsvegen na „Hauptquerprofil” w  $i$ -tym okresie roku,

$\bar{VK}$  — średnia roczna prędkość Kongsvegen na „Hauptquerprofil”.

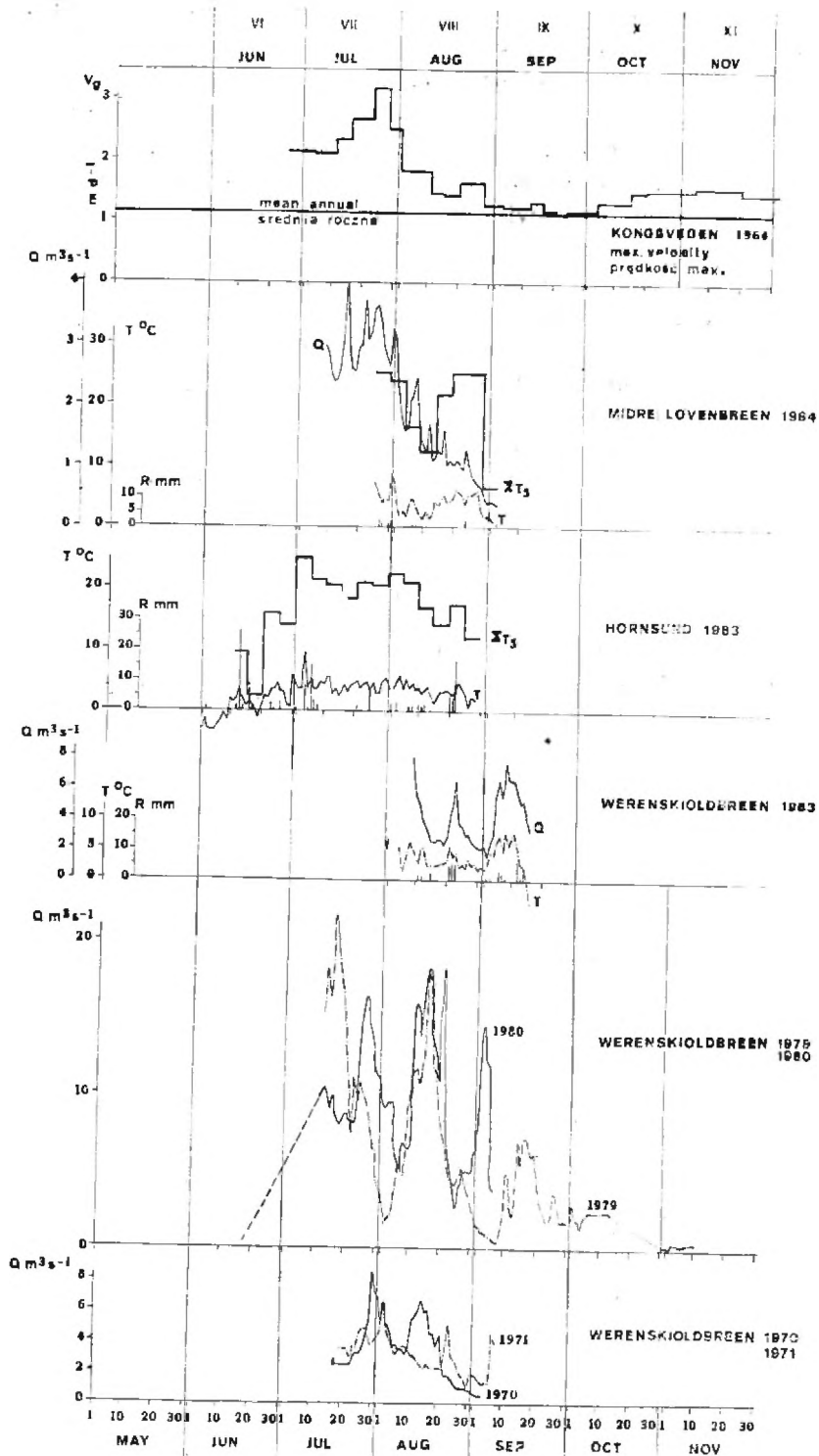
lodowca od ciśnienia wód w jego podłożu na Findelenglletscher w Szwajcarii w pełni potwierdziły ten ważny związek, także w przebiegu dobowym (Iken, Bindshadler, 1986).

Wyniki zreferowanych badań wydają się tłumaczyć obserwowane powszechnie związki przyspieszenia ruchu lodowców z okresem intensywnej ablacji. Podobne prawidłowości stwierdzono na Spitsbergenie. Lodowiec Kongsvegen przez większą część roku porusza się ze średnią prędkością od około  $1,35 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$  do  $1,5 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ , natomiast podczas miesięcy letnich przyspiesza wyraźnie do około  $3,5 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ , co jest efektem większej ilości wody w podłożu lodowca. U. Voigt (1979), badając ruch blokowy (skibowy) lodowców, szczegółowo analizował ruch Kongsvegen. Systematyczne terrofotogrametryczne pomiary prędkości tego lodowca objęły cały rok 1964/1965. Jest to najdokładniejszy obraz rocznego przebiegu ruchu lodowca spitsbergeńskiego.

U. Voigt (1979, Bild 74) zwrócił uwagę na zależność pomiędzy przepływem wody w rzekach odwadniających Midre Lovénbreen a prędkością ruchu sąsiedniego Kongsvegen (rys. 40). Na podstawie danych o ruchu Kongsvegen w „Hauptquerprofil” (Voigt, 1979, Tabelle 4) i sumy średnich dobowych przepływów w obu rzekach wypływających z Midre Lovénbreen w ciągu 53 dni w lecie 1964 roku (Schumacher, 1969, Tabelle 17, Bild 23) przeprowadzono rachunek korelacyjny obu tych czynników. Wykorzystano dane wygładzone w postaci średnich kroczących dla 5 dni. Uzyskano istotny współczynnik korelacji  $r = 0,967$ , a regresja liniowa dobrze opisuje analizowaną zależność (rys. 41).

Przytoczone poglądy z literatury wraz z ujawnionym ścisłym związkiem statystycznym upoważniają do wykorzystania tych zależności do odtwarzania sezonowych zmian szybkości lodowca Hans. Z uwagi na niepełny materiał z bezpośrednich obserwacji zdecydowano, że nie będzie to odtworzenie zmian dla konkretnego roku, ale przebieg uśredniony. Podstawą wnioskowania o rocznym przebiegu szybkości. Hansbreen było założenie, że wyniki pomiarów dla lodowca Kongsvegen z roku 1964/1965 są typowe dla ruchu lodowców Spitsbergenu, uchodzących do morza. Stosunki prędkości zmierzonych w sierpniu i oszacowanych dla kilku okresów w zimie do średnich rocznych były podobne dla obu lodowców.

Podstawowe zagadnienia odtworzenia ruchu Hansbreen dotyczyły stosunków pomiędzy prędkościami ekstremalnymi oraz umiejscowieniem w czasie prędkości maksymalnych. Pierwszy problem rozwiązano, porównując prędkości zmierzone lub oszacowane dla Hansbreen w 5 okresach roku (profil „P”) ze średnią prędkością roczną. „Wygładzone” prędkości Kongsvegen („Hauptquerprofil”), dotyczące tych samych okresów roku, porównano ze średnią roczną. Okazało się, że zmiany prędkości Hansbreen są większe niż w przypadku lodowca Kongsvegen. Jest to prawdopodobne, gdyż Kongsvegen jest lodowcem znacznie większym

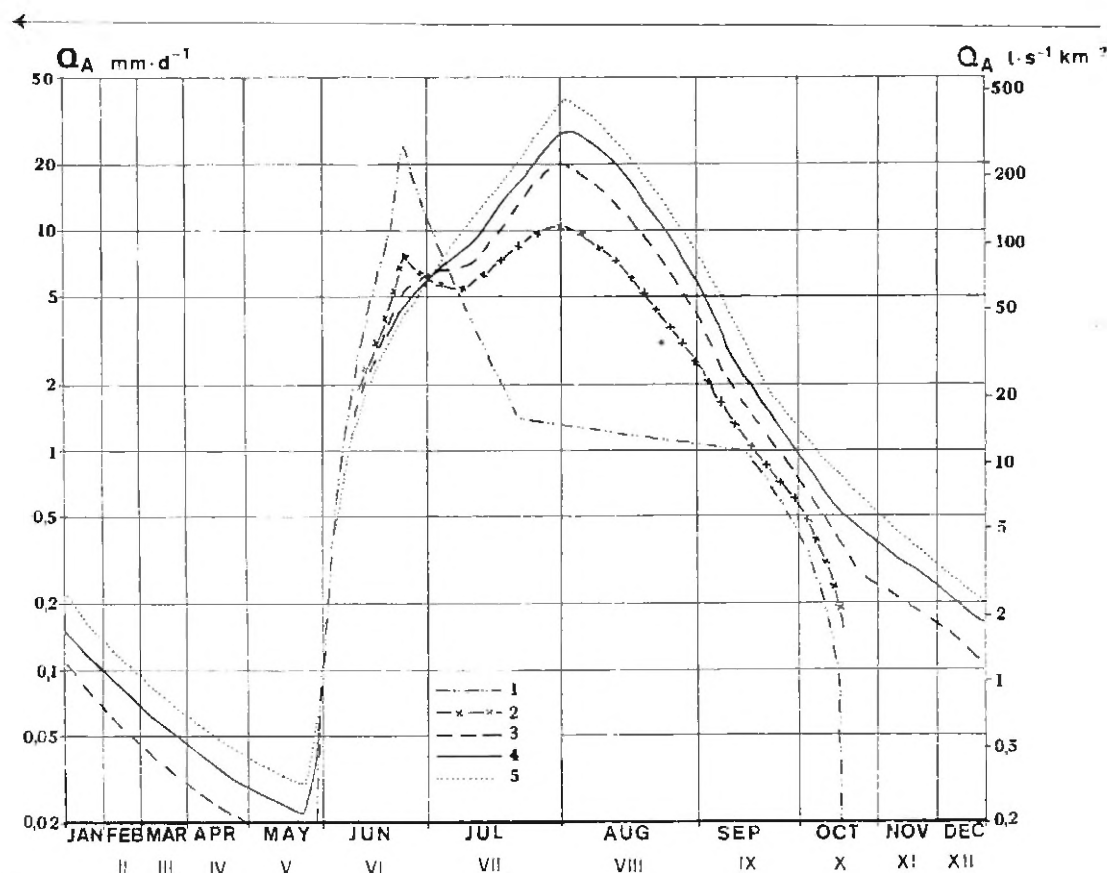


**Rys. 42.** Porównanie przebiegu zjawisk hydrologicznych, meteorologicznych i glacialnych na Kongsvegen, Midre Lovénbreen, Werenskioldbreen oraz stacji w Hornsundzie w okresie sezonów letnich. Zestawiono na podstawie danych U. Voigta (1979), U. Schumachera (1969), M. Puliny i innych (1984), B. Głowickiego (1982) oraz obserwacji stacji meteorologicznej „Hornsund”:

$V_g$  — prędkość lodowca ( $m \cdot a^{-1}$ ),  $Q$  — przepływ wody ( $m^3 \cdot s^{-1}$ ),  $T$  — średnia temperatura dobowa powietrza,  $T_5$  — pięciodobowa suma średnich dobowych temperatur dodatnich,  $R$  — opady deszczu (mm)

**Fig. 42.** Comparison of hydrological, meteorological and glacial phenomena at Kongsvegen, Midre Lovénbreen, Werenskioldbreen and Hornsund station in summer seasons. Based upon the data published by U. Voigt (1979), U. Schumacher (1969), M. Pulina and others (1984), B. Głowicki (1982) and observations carried out at the meteo-station „Hornsund”:

$V_g$  — glacier velocity (in  $m \cdot d^{-1}$ ),  $Q$  — water discharge (in  $m^3 \cdot s^{-1}$ ),  $T$  — mean daily air temperature,  $T_5$  — five-day sum of positive mean daily temperatures,  $R$  — precipitation (in mm)



**Rys. 43.** Model ablacyjnego spływu powierzchniowego ( $Q_A$ ) z basenów hydrologicznych zachodniego Spitsbergenu o różnym stopniu zlodowacenia (wg J. Leszkiewicza, 1984):

1 — basen niezlodowacony, 2 — basen zlodowacony w 25%, 3 — basen zlodowacony w 50%, 4 — basen zlodowacony w 75%, 5 — basen pokryty lodem w 100%

**Fig. 43.** A model of ablational surface run-off ( $Q_A$ ) from hydrologic basins of different percentage of glaciation in West Spitsbergen (after J. Leszkiewicz, 1984):

1 — unglaciated basin, 2 — basin covered by ice in 25%, 3 — basin covered by ice in 50%, 4 — basin covered by ice in 75%, 5 — basin covered by ice in 100%



Z powodu niewielkiej liczby bezpośrednich pomiarów ruchu lodowca Hans badano przepływy w Breelva (rzeka odwadniająca Werenskioldbreen), które powinny być skorelowane z analizowanymi prędkościami. Zestawiono dostępne pomiary przepływów w Breelva z obserwacjami temperatury powietrza i opadami oraz z ruchem Kongsvegen i przepływami w rzekach odwadniających Midre Lovèn breen w 1964 roku (rys. 42).

W ruchu lodowca Kongsvegen wyróżnić można kilka malejących fal przyspieszeń, które można łączyć z falami wezbraniowymi w rzekach Midre Lovèn breen. Podobne fale wezbraniowe obserwowano na rzece odwadniającej basen Werenskioldbreen. Najczęściej występują 3 lub 4 wezbrania, z których najważniejsze przypada na początek lata, a kolejne są coraz mniejsze. Wezbrania te wynikają z procesów meteorologicznych (cyrkulacyjnych) i są bezpośrednim skutkiem dodatnich temperatur powietrza oraz opadów (P i a s e c k i, P u l i n a, 1975).

Mechanizm pojawienia się pierwszego, największego wezbrania jest prawdopodobnie zbliżony do obserwowanej na Unteraargletscher fali kinematycznej „podniesienia” lodowca (I k e n i i n., 1983). Intensywnie topniejący śnieg (zwykle od czerwca) dostarcza dużej ilości wód, które nie mogą szybko odpłynąć, ponieważ wyloty studni lodowcowych oraz szczeliny są zablokowane korkami śnieżnymi. Podobnie mało drożny jest odpływ subglacjalny. W okresie zimy wody w podłożu lodowca jest mało. Wtedy pod wpływem deformacji plastycznych lodu następuje stopniowe zaciskanie kanałów subglacjalnych. Proces ten jest zapewne najefektywniejszy w rejonie linii równowagi, gdzie lodowce mają największą miąższość i teoretycznie ruch powinien być najszybszy (największe naprężenia ścinające). W konsekwencji woda gromadzi się w płaskich lub zagłębionych obszarach lodowca. Zwykle jest to rejon pola firnowego. Jak już wspomniano, analizując strefy glacialne, na niektórych lodowcach (np. Werenskiold, Samarin, Hans) tworzą się okresowe jeziora supraglacialne, których lokalizacja wykazuje zadziwiającą coroczną trwałość. O obfitości wód roztopowych w strefie akumulacyjnej lodowca Werenskiold świadczą wyjątkowe zjawiska typu pulsujących fontann wód pod ciśnieniem, zanotowane przez S. B a r a n o w s k i e g o (1975c) i B. G ł o w i c k i e g o (1982).

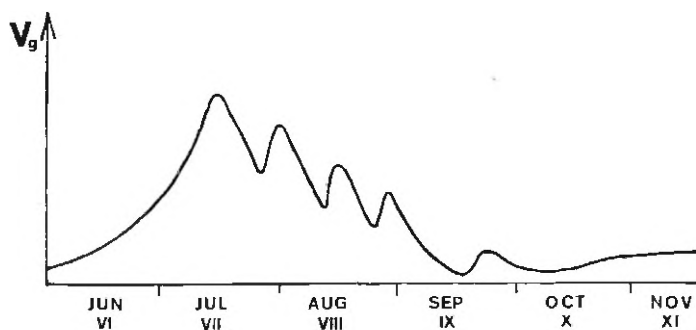
Wielkie ilości wody, zebrane w pierwszej części sezonu ablacji, są w stanie odbudować system drenażu wewnętrznego i podlodowcowego dzięki wysokiemu ciśnieniu, jakie wywierają. Ciśnienia te powodują wypełnienie wodą wszystkich przestrzeni podlodowcowych (odspojeń) i wywołują falę kinematyczną przyspieszonego ruchu. Po przejściu tej fali system odwodnienia wewnętrznego jest drożny. Płynie w nim wtedy zbyt mało wody w stosunku do rozmiarów kanałów. Musi więc nastąpić blokowanie kanałów, częściowo przez zapadanie się stropów (jak

to sugeruje M. Burkimsher, 1983, tłumacząc tym krótkie nieregularności przepływów w rzekach lodowcowych), ale przede wszystkim przez zatykanie materiałem gruzowym transportowanym przez wodę (przełębienia dna doliny są tutaj szczególnie narażone). Istotna rola przypada plastycznemu zaciskaniu kanałów; zagadnienie to dyskutuje R. Hooke (1984), zwracając uwagę na rolę energii mechanicznej płynących wód w tworzeniu kanałów i utrzymaniu ich drożności.

Gdy nadchodzi kolejny okres wzmożonej ablacji, często połączonej z opadami deszczu, znów musi nastąpić przejściowe zmniejszenie odpływu z lodowca, zanim nie zgromadzi się w nim odpowiednia ilość wód, których ciśnienie będzie w stanie pokonać przeszkody na drodze odpływu. Dowodem na to jest charakterystyczny przebieg wezbrań: wzrost przepływów jest szybki („stromy”), natomiast spadek — stopniowy („łagodny”), co widać na załączonych wykresach (rys. 42). Zwiększonym ciśnieniom wód kolejnego wezbrania towarzyszy lepsze „smarowanie” podłoża i wzmożony ślizg denny jezora. W czasie zmniejszania się przepływów ponownie zachodzą procesy blokowania kanałów subglacjalnych. Wszystkie zjawiska towarzyszące kolejnemu zwiększonemu dopływowi wód ablacyjnych i deszczowych powtarzają się, ale zazwyczaj z mniejszą intensywnością: fale wezbrań i przyspieszeń ruchu stopniowo wygasają ku jesieni.

Nieco odmienną falą jest okres zimowego przyspieszenia ruchu lodowca, czemu towarzyszą zimowe wypływy wód. Podmorskie wypływy wód ablacyjnych z lodowca Hans w zimie 1982/1983 obserwowali S. Rudowski i K. Görlich (informacja ustna). Wypływy z lodowców kończących się na lądzie dokumentowane są licznymi oraz obszernymi powierzchniami lodu nalodźiowego na ich przedpołu (Olszewski, 1981; Gochman, Chodakov, 1985). Zimowe wypływy wody z lodowca Werenskiöld są najlepiej zbadane (Pulina i in., 1984). Powolne przesiąkanie (perkolacja) wód roztopowych z okresu lata powoduje, że zbierają się one w podłożu lodowca zimą. Właściwości plastyczne lodu (zaciskanie kanałów) mają duże znaczenie w blokowaniu odpływu. Ważne są także niskie temperatury powietrza, sprawiające, że zamarzają wyloty kanałów w lodowcach kończących się na lądzie. Należy powiedzieć, że zimowe przyspieszenie lodowców spitsbergeńskich może być także wynikiem innych czynników (np. wzmożone deformacje lodu jako efekt akumulacji śniegu).

Na podstawie przytoczonych badań i rozważań można przedstawić generalny schemat krótkookresowych zmian prędkości lodowca w postaci zmniejszających się fal przyspieszonego ruchu (rys. 45). Jeżeli do tego dodać fluktuacje dobowe, a nawet godzinne, to ruch lodowców uchodzących do morza jawi się jako zespół nakładających się na siebie oscylacji o różnej amplitudzie i różnym okresie.



**Rys. 45.** Uogólniony schemat krótkookresowych zmian prędkości spitsbergeńskich lodowców uchodzących do morza w cyklu rocznym

**Fig. 45.** General scheme of short-period changes of the Spitsbergen tidewater glaciers velocity in an annual cycle

Przedstawiony rytm wahań prędkości lodowców uchodzących do morza jest podobny w przypadku lodowców kończących się na lądzie. Jednak wolniejszy ruch tych ostatnich (spowodowany m.in. większym tarcieniem i przemarznętym czołem) sprawia, że te zmiany prędkości są mniejsze, a tym samym trudniejsze do zmierzenia.

#### Mechanizm ruchu lodowca w strefie czołowej

W przypadku Werenskioldbreen i Hansbreen stwierdzono występowanie ślizgu dennego jako ważnego elementu ruchu tych lodowców. O pojawieniu się tego procesu można wnioskować z nagłych zmian szybkości powierzchniowej, a także z zarysu profilu prędkościowego. Jeżeli lodowiec podlega tzw. ruchowi skibowemu (blokowemu — *Blockbewegung* — *block-movement*), to zachodzi nie tylko jego ślizg denny, ale również boczny (po zboczach doliny). W profilu poprzecznym uwidacznia się to szybkim przyrostem prędkości tuż przy brzegu jezora (Pillewizer, 1969). Bardzo często lodowce uchodzące do morza poruszają się ruchem blokowym. Według U. Voigta (1979) bardzo dobrym przykładem są grenlandzkie lodowce wyprowadzające, które kończą się we fiordach i zazwyczaj pływają. Autor ten rozpatrywał między innymi pomiary prędkości na Hansbreen w 1938 roku, a szczegółowo analizował ruch lodowca Kongsvegen. Oba te lodowce mają podobne wskaźniki ruchu blokowego, proponowane przez U. Voigta (1979), ale nie są typowymi przedstawicielami tej grupy lodowców, natomiast ruch Körberbreen uważany jest za typowo blokowy. W profilu prędkościowym „P” na lodowcu Hans można zauważyć pewne elementy ślizgu bocznego przy jego brzegu wschodnim.

A. Bauer i inni (1976) stwierdzili, analizując strukturę powierzchni lodowca Jakobshavn (Grenlandia) na zdjęciach lotniczych, jego wyraźne boczne „niezwiązanie” (*lateral uncoupling*), co jest wynikiem ślizgu bocznego. Charakterystyczny układ szczelin pozwalał wyróżniać te boczne strefy ścinania. Stanowią one ważną cechę ruchu blokowego (Voigt, 1967a, 1979). Podobne strefy stwierdził na zdjęciach lodowca

Körber J. Jania (1987). Opierając się na badaniach struktury powierzchni lodowców uchodzących do Hornsundu, prowadzonych na podstawie zdjęć lotniczych z lat 1960 i 1961, można stwierdzić, że na zdecydowanej większości z nich pojawiają się oznaki istnienia podobnych stref ścinania. Są to efekty ruchu o charakterze blokowym, świadczą więc o intensywnym ślizgu dennym tych lodowców.

Ślizg denny lodowców uchodzących do morza jest znacznie wyraźniejszy niż lodowców kończących się na lądzie. Podobnie jak dla lodowca lądowego, należy postawić pytanie o proporcje pomiędzy ruchem deformacyjnym a ślizgiem dennym w strefie czołowej lodowca uchodzącego do morza i wspartego o jego dno. Możliwe są obliczenia szybkości ruchu „z deformacji”, tak jak w przypadku Werenskioldbreen (por. rozdział 5). Jest to łatwiejsze niż próby określenia ślizgu dennego, oparte na istniejących formułach „prawa ślizgu” (np. Budd i in., 1979). Podobny był tryb badań M. F. Meiera i innych (1980), które zmierzały do określenia średniej prędkości ruchu lodowca w całym przekroju pionowym czoła Columbia Glacier (Alaska). Ich celem było możliwie dokładne obliczenie ilości lodu odpływającego z czoła w procesie cielenia.

Korzystając ze wzoru (9), zastosowanego za C. F. Raymondem (1980), który jest prawie identyczny ze stosowanym przez M. F. Meiera i innych (1980), możliwe było obliczenie prędkości ruchu deformacyjnego Hansbreen. Do wzoru (9) podstawiono dane dla lodowca Hans w rejonie profilu „P”:  $\alpha = 4,3^\circ$ ,  $h = 130$  m,  $q = 900$  kg  $\cdot$  m $^{-3}$ ,  $g = 9,81$  m  $\cdot$  s $^{-2}$ ,  $f = 0,95$  (profil poprzeczny lodowca jest kombinacją półelipsy i paraboli, przy stosunku połowy szerokości lodowca do grubości w centrum  $W = 12$ ). Założono taką samą wartość  $A$  i  $n$  — współczynników prawa płynięcia lodu lodowcowego J. W. Glena (1955) — jak w przypadku Werenskioldbreen. Przy samym czole miąższość lodowca jest mniejsza (ok. 90 m), nachylenie zaś powierzchni rośnie do  $\alpha = 5,5^\circ$ .

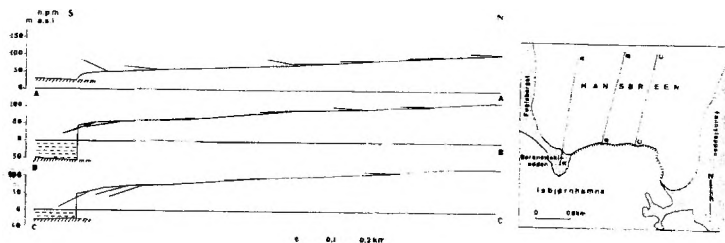
Z obliczeń wynika, że w rejonie powyżej profilu „P” ruch deformacyjny wynosi około 6 m  $\cdot$  a $^{-1}$ , natomiast przy samym czole niecałe 3 m  $\cdot$  a $^{-1}$ . Stanowi to odpowiednio około 10% i 1,5% średniej rocznej prędkości powierzchniowej w tych profilach (według pomiarów dla roku 1982—1983). Na podstawie danych zawartych w pracy U. Voigta (1967a, 1979) dokonano podobnych obliczeń w odniesieniu do strefy czołowej lodowca Kongsvegen. Ruch deformacyjny stanowił zaledwie 0,3% prędkości rocznej na „Frontquerprofil” w roku 1964/1965, która osiągała 419,75 m  $\cdot$  a $^{-1}$ .

Brak jest większej liczby tego typu danych ze Spitsbergenu, ale już na podstawie tych dwóch przykładów widać, że przyspieszenie ruchu lodowców uchodzących do morza odbywa się wyłącznie przez wzrost ślizgu dennego, wielkość zaś deformacji maleje, bo zmniejsza się miąższość lodu przy samym czole (rozpływanie się jeziorów), a często też na-

chylenie powierzchni lodowca. Należy sądzić, iż udział ruchu deformacyjnego w prędkości spitsbergeńskich lodowców tuż przy klfie lodowym, maksymalnie stanowi zaledwie kilka procent prędkości na powierzchni. Wraz z oddaleniem się od czoła ślizg denny odgrywa nieco mniejszą rolę, ale z całą pewnością dominuje. Także ruch zimowy (dla Hansbreen ok.  $0,25 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ ) jest głównie rezultatem ślizgu dennego, który przy profilu „P” stanowi ponad 80% prędkości.

Z uwagi na malejące tarcie w kierunku czoła lodowców kończących się w morzu zupełnie inaczej układają się wektory ruchu w płaszczyźnie pionowej. Podobne badania jak dla lodowca Werenskiöld (por. rys. 31) przeprowadzono dla czoła lodowca Hans. Korzystano z podobnego programu obliczeń na minikomputerze. Z powodu braku systematycznych obserwacji ablacji na lodowcu Hans wykorzystano pojedyncze pomiary z lat 1972, 1973 i 1983, które porównano z gradientem ablacji na lodowcu Werenskiöld (wg Baranowskiego, 1977), natomiast dane o ruchu i zmianach wysokości powierzchni lodowca pochodzą z okresu od 10 do 27 sierpnia 1983 roku. Uzyskano je metodą fotogrametryczną dla punktów sygnalizowanych i naturalnych.

Obliczenia prowadzono dla 2 prawdopodobnych wartości ablacji. Wyliczono składową pionową ruchu dla punktów ułożonych wzdłuż 3 profili podłużnych czołowej części lodowca (rys. 46); 2 profile kończą się w morzu, profil A—A przebiega zaś przez część lodowca kończącą się na Baranowskiodden. Czoło w bezpośrednim sąsiedztwie cypla znalazło się poza zasięgiem zdjęć fotogrametrycznych, stąd brak danych dotyczących tej części profilu A—A. Kierunki pionowych wektorów ruchu różnią się zdecydowanie w przypadku lądowej i morskiej części czoła. Kierunki przesunięć w profilu A—A przypominają układ stwier-

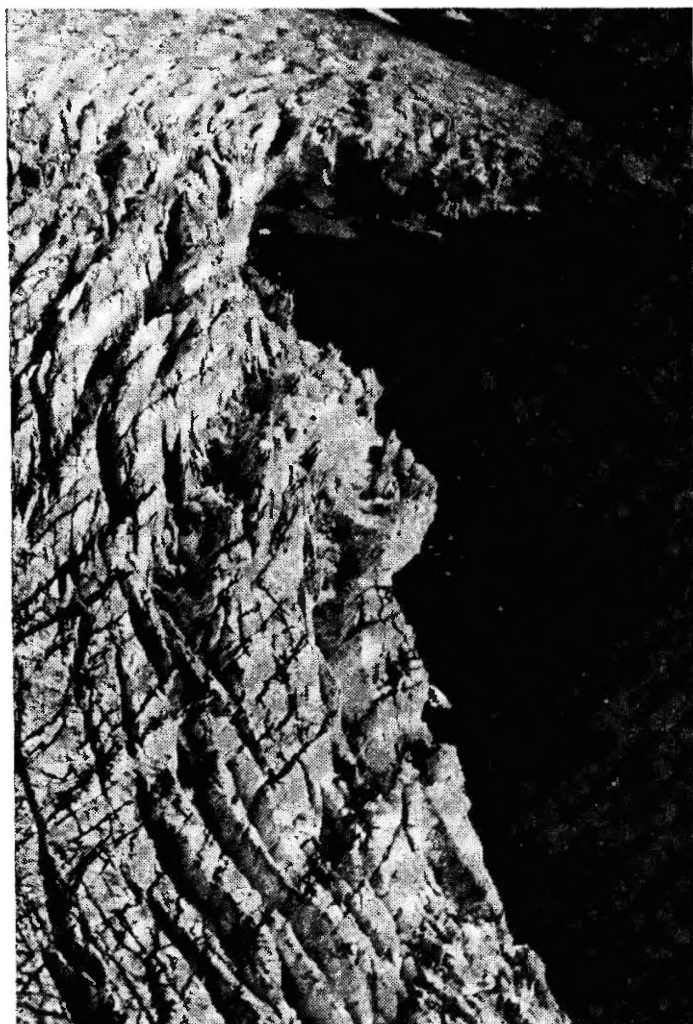


Rys. 46. Kierunki ruchu czołowej części lodowca Hans w płaszczyźnie pionowej. Zaznaczono linie kierunków wektorów dla 3 profili podłużnych (por. rys. 31)

Fig. 46. Directions of movement of the Hans Glacier frontal part projected on a vertical plane. Vectors directions are marked for three longitudinal profiles (com. Fig. 31)

dzony dla czoła lodowca Werenskiöld. W pozostałych 2 profilach składowa pionowa ruchu jest ujemna, czyli wektory skierowane są w dół, a kąt między nimi a płaszczyzną poziomą rośnie ku frontowi lodowca. Jeżeli do tego dodać szybszy ruch w kierunku czoła, to obraz ten odpowiada dokładnie klasycznemu schematowi ruchu tensyjnego (*extending flow*), zaproponowanemu przez J. F. Nye (1952). Rozciąganie (tensja) czołowej części lodowca możliwe jest dzięki szybszemu ślizgowi dennemu przy czołe. Efektem tego typu ruchu jest zespół szczelin tensyjnych, równoległych do cielącego się klifu (fot. 11).

Taki mechanizm ruchu lodowców uchodzących do morza sprawia, że w przekroju pionowym klifu prędkość zmienia się tylko o owe kilka procent prędkości powierzchniowej, co wynika z deformacji plastycznych lodowca. Dla Hansbreen uśredniona prędkość dla czołowego profilu po-



**Fot. 11.** Intensywne uszczelinienie czoła lodowca Hans w bezpośrednim sąsiedztwie klifu lodowego — zdjęcie z helikoptera, wykonane 29 lipca 1983 roku

(Fot. J. Jania)

**Phot. 11.** The intensively crevassed surface of the Hans Glacier near the ice cliff — photograph taken from a helicopter on 29 July 1983

(Photo by J. Jania)

przecznego wynosi około  $208 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , czyli 99% prędkości powierzchniowej, latem zaś — aż 99,5%. Tak więc średnią prędkość powierzchniową, zmierzoną w pobliżu klifu lodowego, można uznać — bez obawy popełnienia większego błędu — za tożsamą z uśrednioną prędkością całego przekroju.

Podsumowując, należy stwierdzić, że charakter ruchu jeziorów wspartych, kończących się w morzu jest zupełnie odmienny od lodowców spoczywających na lądzie. Ma to wyraźne konsekwencje w działalności rzeźbotwórczej lodowca.

## Zmiany położenia czoła i ablacja przez cielenie lodowca Hans

### Metody pomiaru ablacji przez cielenie

Bezpośredni pomiar cielenia się lodowców jest niezwykle trudny i niezbyt dokładny. Musi on uwzględniać zarówno cielenie suche (oblamywanie), jak i topnienie lodowca na kontakcie z wodą. Pomiar cielenia suchego lodowca Kongsvegen prowadzili w krótkim czasie R. Vivet i L. Lliboutry (1978). Polegał on na określaniu objętości odpływających od klifowego czoła gór lodowych metodami geodezyjnymi. Klasyfikowano je według przybliżonej objętości w 15 klasach wielkości. Postępowanie takie jest niezwykle pracochłonne, a także obarczone znacznymi błędami z powodu nieregularności kształtów brył lodu i z powodu dużej ilości małych fragmentów — druzgotu lodowego. Tego typu pomiary muszą być uzupełnione wyliczeniami tempa topnienia lodowca w morzu (por. Marsz, 1983), których dokładność zależy od danych na temat struktury i gęstości lodu lodowcowego oraz temperatury i zasolenia wód morskich. Z tych powodów praktycznie nie stosuje się bezpośrednich pomiarów intensywności cielenia lodowców wspartych, natomiast w odniesieniu do lodowców pływających bezpośrednie pomiary są najczęstsze, gdyż regularne kształty stołowych gór lodowy pozwalają na stosunkowo najdokładniejsze wyznaczenie ich objętości, głównie metodami fotogrametrii lotniczej (np. Bauer, 1968; Fujii, 1981).

Wielkość cielenia lodowców wspartych można łatwiej wyliczyć na podstawie zmian geometrii lodowca — zmian położenia czoła. Pozycja czoła lodowca uchodzącego do morza zależy od dwóch przeciwstawnych procesów:

- 1) ruchu lodowca, który powoduje przesuwanie czoła jezora w stronę morza;
- 2) procesu cielenia, który sprawia, że czoło cofa się w kierunku lądu.

Tak więc ruch stara się zwiększyć długość ( $X$ ) jezora, cielenie zaś — skrócić. Dla ułatwienia rozważań ruch i cielenie traktuje się jako 2 przeciwstawnie skierowane prędkości (Meier i in., 1980; Brown i in.,

1982): prędkość ruchu lodowca ( $V_g$ ) i szybkość cielenia ( $V_c$ ). Ich efektem są zmiany położenia czoła lodowca w czasie, czyli tempo zmian jego długości, co oznaczono  $dX$  (wszystkie wyrażenia w metrach na jednostkę czasu: d = doba, a = rok). Można to zapisać w postaci:

$$dX = V_g - V_c. \quad (10)$$

Będzie się to odnosić do zjawisk występujących wzdłuż centralnej linii lodowca. Bardziej reprezentatywne są dane uśrednione, odnoszące się do całej szerokości lodowca (profilu poprzecznego prostopadłego do linii centralnej):  $d\bar{X}$  — tempo zmian średniej długości lodowca,  $\bar{V}_g$  — średnia prędkość dla profilu czołowego,  $\bar{V}_c$  — średnia szybkość cielenia. Konsekwentnie więc:

$$d\bar{X} = \bar{V}_g - \bar{V}_c. \quad (11)$$

Rozpatrując równanie (11) łatwo zauważyć, że gdy  $\bar{V}_g = \bar{V}_c$ , to  $d\bar{X} = 0$ , czyli czoło zajmuje pozycję stacjonarną. Gdy przeważa ruch lodowca ( $\bar{V}_g > \bar{V}_c$ ), to lodowiec awansuje ( $d\bar{X}$  jest dodatnie). Jeżeli przeważa cielenie ( $\bar{V}_g < \bar{V}_c$ ), lodowiec cofa się ( $d\bar{X}$  jest ujemne). Jak z tego wynika, dla zbadania szybkości cielenia wystarczy przekształcić równanie (10) lub (11) względem szybkości cielenia:

$$\bar{V}_c = \bar{V}_g - d\bar{X}, \quad (12)$$

przy czym

$$\bar{V}_c \geq 0.$$

Jeżeli znany jest przekrój poprzeczny lodowca w strefie czołowej, można określić przepływ lodu do klifowego frontu lodowca. Wraz ze znajomością zmian położenia czoła umożliwia to obliczenie objętości lodu traconego w wyniku cielenia:

$$Q_c = Q_g - d\bar{X}S, \quad (13)$$

gdzie:

$Q_c$  — ubytek objętości lodu w jednostce czasu w wyniku cielenia („przepływ cielenia” — *calving flux*),

$Q_g$  — przepływ lodu lodowcowego do czoła w wyniku ruchu lodowca,

$S$  — powierzchnia przekroju poprzecznego lodowca w strefie czołowej, prostopadłego do linii centralnej.

Podstawowymi danymi do obliczeń „przepływu cielenia” są: prędkość lodowca, uśredniona dla całego przekroju poprzecznego jezora, oraz zmiany położenia czoła.



Poprzednio przeanalizowano ruch lodowca kończącego się w morzu na przykładzie Hansbreen. W tym samym okresie (lata 1982—1984) prowadzono pomiary zmian położenia czoła tego lodowca. Nawiązywały one do wcześniejszych pomiarów C. Liperta (1982) i innych badaczy (Dąbrowski, Lipert, 1984). Badania prowadzono metodą fotogrametrii naziemnej z 2 baz rozlokowanych na Wilczekodden (długości  $489,7 \text{ m} \pm 0,05 \text{ m}$ ) i Oceanografertangen, o długości  $105,95 \text{ m} \pm 0,02 \text{ m}$  (por. Jania i in., 1983). Tę drugą bazę założono w 1983 roku, by wyeliminować martwe pole za Baranowskiodden (por. rys. 33).

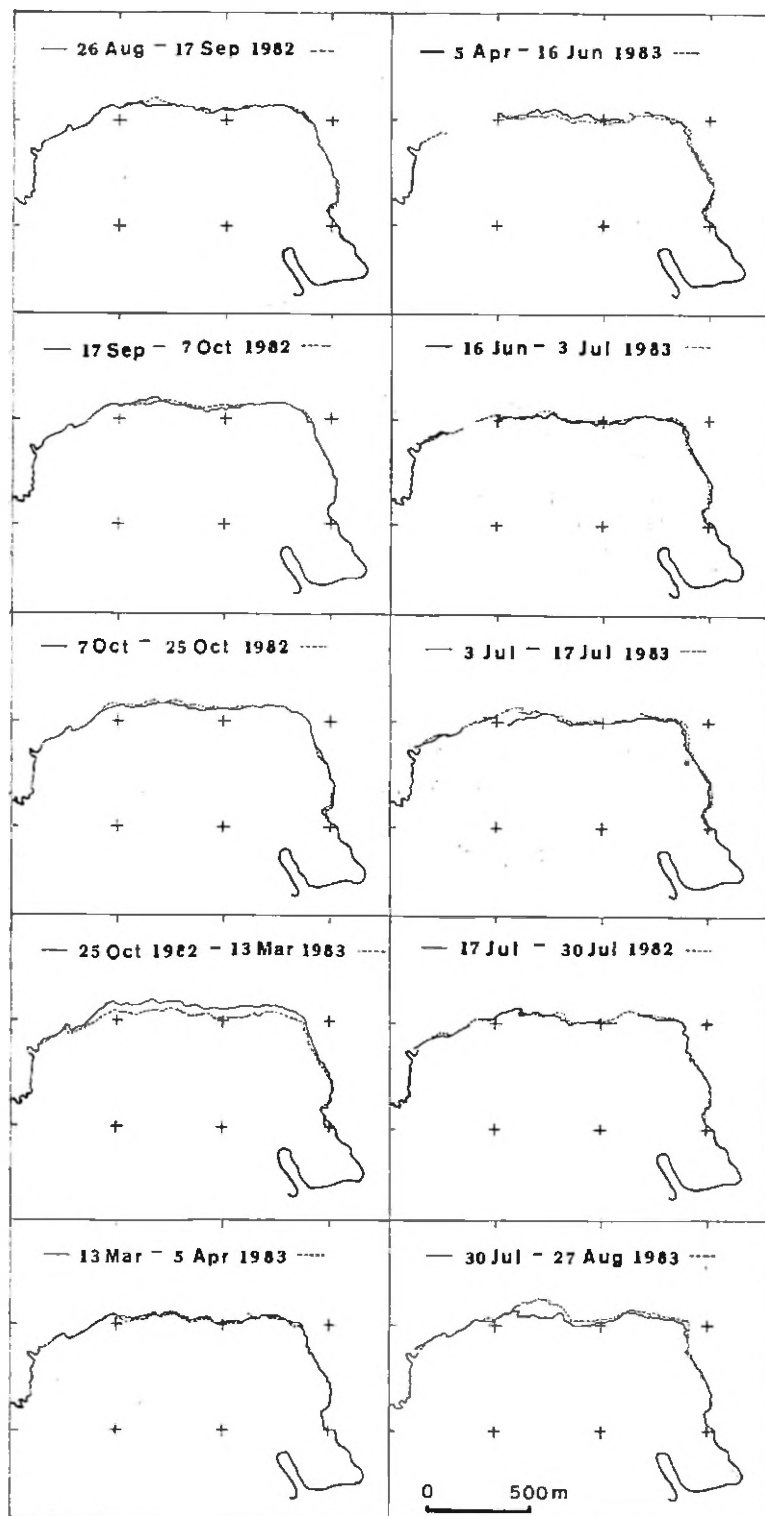
Zdjęcia fotogrametryczne wykonano w różnych odstępach czasu podczas całego roku; terminy zdjęć zależały od warunków pogodowych i oświetleniowych. Dwie serie zdjęć zimowych wykonano przy świetle Księżyca. Najczęściej fotografowano w czasie letnich ekspedycji Uniwersytetu Śląskiego. Wykorzystywana była wówczas baza na Oceanografertangen.

Baza fotogrametryczna na Wilczekodden miała trwale metalowe statywy z płytami autocentrującymi, zacementowane w litej skale jesienią 1982 roku. Statywy te, podobnie jak na stoku Fugleberget, zapewniały identyczność ustawienia kamery w kolejnych seriach zdjęć. Wykonywano zdjęcia przypadku normalnego i zwrócone w lewo (35<sup>g</sup>).

Opracowanie wyników polegało na analitycznym zagęszczaniu osnowy fotogrametrycznej i wykreśleniu zasięgów czoła lodowca z kolejnych zdjęć na autografie „Wild A10”. Dla każdej serii zdjęć wykonano oddzielny rysunek zasięgu czoła w podziałce 1 : 5000, na którym zaznaczono także wysokości klifu lodowego w wybranych punktach.

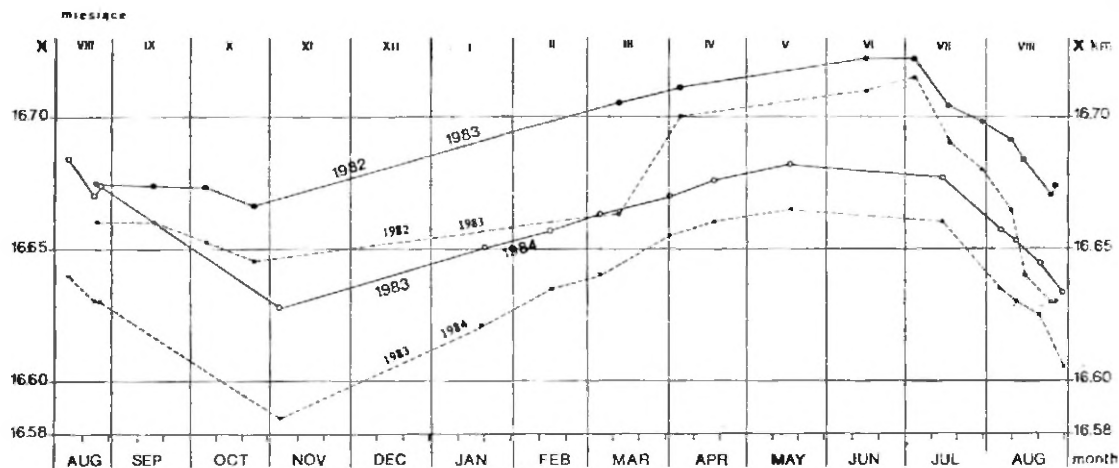
Analiza dokładności wyznaczenia pozycji klifu lodowego wykazała, że dla średnich odległości ( $Y_{\text{fol.}}$ ) średni błąd  $m_{xy} = \pm 0,5 \text{ m}$ , a dla odległości maksymalnych osiągał on  $m_{xy} = \pm 1,0 \text{ m}$ . Na mapie w podziałce 1 : 5000 błędy te są mniejsze od jej dokładności graficznej  $\pm 0,3 \text{ mm}$ . Dokładność wyznaczenia wysokości klifu wynosi  $m_z = \pm 0,1 \text{ m}$ . Łącznie wykonano 31 serii zdjęć fotogrametrycznych, z czego wykorzystano 25. Pozostałe wyeliminowano z powodu wad ekspozycji lub uszkodzeń. Wyniki dokumentują wyraźne zmiany położenia czoła pomiędzy kolejnymi pomiarami (rys. 47 i 48, tab. 5).

Na rysunku 48 przedstawiono zmiany długości lodowca (pozycji czoła) wzdłuż linii centralnej i średnie dla całej szerokości czoła. Dane uśrednione uzyskano przez podzielenie powierzchni lodowca zawartej pomiędzy linią zasięgu czoła a wybranym profilem poprzecznym (prostopadłym do linii centralnej) przez szerokość jezora. W przypadku lodowca Hans badano główny strumień lodowy jezora, o szerokości 1250 m, który zakończony jest aktywnie cielącym się klifem (por. rys. 33). Łatwo zauważyć, że amplituda zmian położenia czoła jest większa



**Rys. 47.** Rezultat fotogrametrycznych badań zmian zasięgu czoła lodowca Hans w ciągu roku (od 26 sierpnia 1982 roku do 27 sierpnia 1983 roku)

**Fig. 47.** Results of photogrammetric survey of the Hans Glacier terminus positions over the period 26 August 1982 - 27 August 1983



**Rys. 48.** Zmiany położenia czoła lodowca Hans w cyklu rocznym na podstawie pomiarów w okresie od 26 sierpnia 1982 roku do 30 sierpnia 1984 roku:

linia ciągła — uśredniony zasięg czoła dla całej szerokości badanego strumienia lodu (por. rys. 33), linia przerywana — zasięg mierzony na linii centralnej, X — długość lodowca w km

**Fig. 48.** Changes of the Hans Glacier terminus position in the annual cycle based upon the surveys made over the period 26 August 1982 — 30 August 1984:

solid line — average for the actively calving terminus (comp. fig. 33), broken line — along centerline, X — glacier length in km

na linii centralnej lodowca niż dla średnich danych dla całego czoła. Rzuca się w oczy równoległy przebieg wykresów zmian zasięgu lodowca w ciągu kolejnych lat.

Uzyskane w ten sposób precyzyjne wyniki pomiarów zmian położenia czoła lodowca Hans potwierdzają wcześniejsze wnioski autora (Jania, 1982, 1986b), wyciągnięte na podstawie dawniejszych pomiarów (1957—1960), wprowadzając do nich jednak pewne modyfikacje. Potwierdzono i zmierzono zasięg regularnych sezonowych oscylacji czoła lodowca uchodzącego do morza, które sygnalizowane były już w końcu XIX wieku przez G. de Geera (Hoppe, 1959). Minimalny zasięg lodowca przypada na początek zimy (październik—listopad) i jest rezultatem silnego cofnięcia w wyniku ablacji przez cielenie. Małe cielenie zimowe sprawia, że możliwy jest powolny awans lodowca tak, że osiąga on zasięg maksymalny na początku lipca. W lecie rozpoczyna się intensywne cielenie i lodowiec cofa się szybko (rys. 48). Podobny rytm zmian położenia czoła lodowca Kongsvegen stwierdził w roku 1964/1965 U. Voigt (1979, Bild 77). Amplituda zmian uśrednionego położenia czoła wynosiła około 250 m.

Średnia roczna recesja czoła lodowca Hans wynosiła 44 m w okresie jesień 1982 — jesień 1983 i 40 m od końca sierpnia 1983 roku do końca sierpnia 1984 roku. Tak więc sezonowe fluktuacje czoła są około dwukrotnie większe od recesji rocznej.

Korzystając z wyników badań ruchu lodowca Hans oraz równoczesnych pomiarów zmian położenia jego klifowego czoła, obliczono szybkość cielenia i objętość lodu traconego w wyniku tego procesu.

Dwie skale czasowe: roku i poszczególnych okresów pomiarowych (doby) mogą być brane pod uwagę przy doborze danych do wzoru (12). W przypadku roku 1982/1983  $d\bar{x} = -44 \cdot a^{-1}$ ,  $\bar{V}_g$  zaś w profilu „F” —  $212,9 \text{ m} \cdot a^{-1}$ , natomiast  $\bar{V}_c = 256,9 \text{ m} \cdot a^{-1}$ . Badania szybkości cielenia wykonano dla lat 1957—1959 (Jania, 1987) na podstawie materiałów C. Liperta (1982) i A. Kosiby (1960). Informacje dotyczące ruchu lodowca były niepełne, a cielenie zachodziło w szerszym i wysuniętym dalej w morze profilu czołowym. Średnia roczna szybkość cielenia pomiędzy 21 września 1957 roku i 21 czerwca 1959 roku wynosiła  $101 \text{ m} \cdot a^{-1}$ . Jest to szybkość znacznie mniejsza niż stwierdzona dla roku 1982/1983. Prawdopodobna przyczyna tej mniejszej wartości leży w mniej dokładnych danych wyjściowych. Poza tym uzyskany wynik nie charakteryzuje 2 pełnych lat. Pomiar w 1959 roku wykonano w czerwcu, czyli przed okresem intensywnego cielenia, faktyczna zatem szybkość cielenia powinna być większa.

W ciągu roku dobową wartość szybkości cielenia zmienia się w rytmie wahań zasięgu lodowca. W tabeli 5 zawarto wyniki obliczeń dla poszczególnych okresów pomiarowych z lat 1982—1984, a syntetyczny wykres tych zmian przedstawiono na rysunku 44. Szybkość cielenia osiąga maksimum w lipcu (nieco ponad  $2 \text{ m} \cdot d^{-1}$ ). Drugie, nieco mniejsze maksimum występuje w sierpniu, natomiast od grudnia do maja cielenie jest minimalne (od  $0,01 \text{ m} \cdot d^{-1}$  do  $0,22 \text{ m} \cdot d^{-1}$ ) lub ustaje zupełnie.

Zastanawiające jest zwolnienie tempa cielenia na przełomie lipca i sierpnia. Podobne zmniejszenie szybkości cielenia na początku września 1964 roku stwierdzono w przypadku lodowca Kongsvegen. J. Jania (1986b), korzystając ze wspomnianych już rezultatów pomiarów prędkości Kongsvegen i pomiarów wahań czoła zawartych w pracy U. Voigta (1979), obliczył szybkość cielenia tego lodowca (rys. 49). Maksymalna szybkość cielenia przekracza  $3,5 \text{ m} \cdot d^{-1}$ . Wahania tempa cielenia w ciągu roku są podobne do stwierdzonych dla lodowca Hans. Dyskutowane będą one dokładniej przy okazji rozważania mechanizmu cielenia.

Wielkość ablacji przez cielenie można obliczyć, wykorzystując wzór (13). Powierzchnię przekroju lodowca Hans obliczono, korzystając z pomiarów wysokości klifu lodowego (uśrednione wyniki z wielu serii zdjęć) oraz batymetrii zatoki przed lodowcem (J. Różański — nie publikowana mapa batymetryczna Isbjørnhamna 1 : 10 000 oraz sonarowe pomiary autora dokonane w 1985 r.). Jak już wspomniano, kształt doliny

Tabela 5  
Table 5

Wyniki pomiarów dynamiki czołowej części lodowca Hans w latach 1982—1984  
Results of measurements of the Hans Glacier front dynamics in the period of 1982—1984

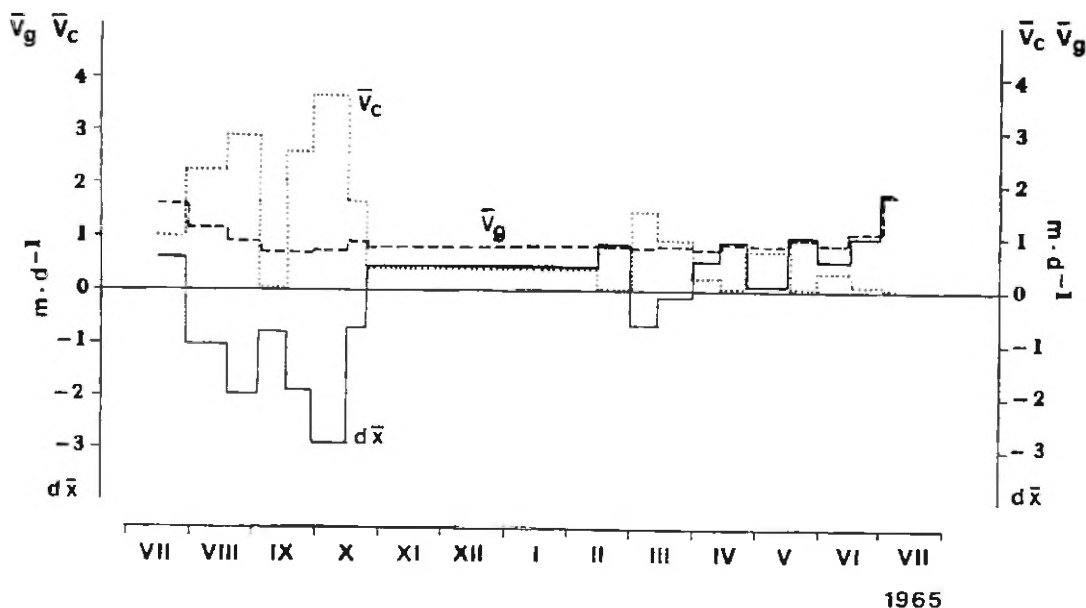
Okresy pomiarów położenia czoła lodowca (Periods of survey of the glacier terminus position)	Liczba dni (Number of days)	$d\bar{x}$ [m · d <sup>-1</sup> ]	$\bar{V}_g$ [m · d <sup>-1</sup> ]	$\bar{V}_c$ [m · d <sup>-1</sup> ]	Sejsmika (Seismics)	
					$\bar{N}$	$\bar{E}_r$
26 sierpnia — 17 września 1982	22	-0,03	0,34 <sup>c</sup>	0,037	0,8	3,3
17 września — 7 października 1982	20	-0,02	0,30 <sup>c</sup>	0,32	2,5	6,7
7 października — 25 października 1982	18	-0,41	0,38 <sup>c</sup>	0,79	0,3	(26,4)
25 października 1982 — 13 marca 1983	139	+0,29	0,31 <sup>e</sup>	0,00	0,1	0,2
13 marca — 5 kwietnia 1983	22	+0,23	0,24 <sup>e</sup>	0,00	0,0	0,0
5 kwietnia — 16 czerwca 1983	74	+0,16	0,17 <sup>e</sup>	0,00	0,0	0,0
16 czerwca — 3 lipca 1983	17	0,00	0,29 <sup>e</sup>	0,29	0,6	2,4
3 lipca — 17 lipca 1983	14	-1,26	0,67 <sup>c</sup>	1,93	(1,1)	(10,1)
17 lipca — 30 lipca 1983	13	-0,52	0,86 <sup>c</sup>	1,38	4,0	36,5
30 lipca — 10 sierpnia 1983	11	-0,58	0,61 <sup>c</sup>	1,19	3,3	28,6
10 sierpnia — 15 sierpnia 1983	5	-1,47	0,40 <sup>s</sup>	1,87	5,8	44,7
15 sierpnia — 25 sierpnia 1983	10	-1,45	0,40 <sup>s</sup>	1,85	2,0	20,7
25 sierpnia — 3 listopada 1983	70	-0,60	0,32 <sup>c</sup>	0,92	4,1	44,3
3 listopada 1983 — 21 stycznia 1984	79	+0,23	0,30 <sup>e</sup>	0,02	0,3	3,0
21 stycznia — 15 lutego 1984	25	+0,26	0,28 <sup>e</sup>	0,02	1,6	12,0
15 lutego — 6 marca 1984	19	+0,32	0,32 <sup>e</sup>	0,00	0,0	0,0
6 marca — 1 kwietnia 1984	26	+0,25	0,25 <sup>e</sup>	0,00	0,1	0,2
1 kwietnia — 18 kwietnia 1984	17	+0,38	0,38 <sup>e</sup>	0,00	0,05	0,4
18 kwietnia — 18 maja 1984	30	+0,20	0,25 <sup>e</sup>	0,00	0,3	3,3
18 maja — 14 lipca 1984	57	-0,09	0,35 <sup>c</sup>	0,44	0,8	4,7
14 lipca — 6 sierpnia 1984	23	-0,84	1,0 <sup>c</sup>	1,84	1,3	11,1
6 sierpnia — 12 sierpnia 1984	6	-0,68	0,68 <sup>c</sup>	1,36	(11,0)	(47,7)
12 sierpnia — 21 sierpnia 1984	9	-0,96	0,54 <sup>s</sup>	1,50	(2,5)	(20,7)
21 sierpnia — 30 sierpnia 1984	9	-1,31	0,53 <sup>s</sup>	1,84	(4,8)	(29,3)

U w a g i:  $d\bar{X}$  — uśrednione tempo awansu (+) lub recesji (—) czoła lodowca;  $\bar{V}_g$  — uśredniona prędkość lodowca w profilu „F”;  $s$  — zmierzona,  $e$  — wyliczona,  $e$  — oszacowana;  $\bar{V}_c$  — wyliczona średnia prędkość cielenia;  $\bar{N}$  — średnia dobową sumą liczby wstrząsów lodowcowych;  $\bar{E}_r$  — średnia dobową sumą energii wstrząsów lodowcowych.

W przypadku braku danych sejsmicznych dla badanego okresu w nawiasach podano wartość średnią z innych lat (1980—1984).

R e m a r k i:  $d\bar{X}$  — averaged rate of the front advance (+) or retreat (—);  $\bar{V}_g$  — averaged glacier velocity in the „F” profile;  $s$  — surveyed,  $e$  — calculated,  $e$  — estimated;  $\bar{V}_c$  — calculated mean calving speed;  $\bar{N}$  — mean daily sum of tremors and;  $\bar{E}_r$  — mean daily sum of relative energy of tremors.

If lack of seismic data in the parentheses is indicated the mean value from other years (1980—1984).



**Rys. 49.** Przebieg roczny ruchu ( $\bar{V}_g$ ), cielenia ( $\bar{V}_c$ ) i tempa zmian położenia czoła ( $d\bar{x}$ ) lodowca Kongsvegen (wg J. Jania, 1986b)

**Fig. 49.** Course of movement ( $\bar{V}_g$ ), calving speed ( $\bar{V}_c$ ) and rate of the terminus position changes ( $d\bar{x}$ ) of the Kongsvegen Glacier (after J. Jania, 1986b)

lodowcowej jest kombinacją półelipsy i paraboli, a powierzchnia przekroju badanej części jezora wynosi około  $89\,000\text{ m}^2$ .

Średnia prędkość ruchu Hansbreen w całym profilu czołowym została obliczona na około  $208\text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ . Przy założeniu, że tempo rocznych zmian położenia części nadwodnej czoła odpowiada zmianom w całym przekroju poprzecznym (jest to uproszczenie), uśredniona szybkość cielenia wyniesie  $250\text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ , zatem roczny ubytek lodu równy będzie około  $22,25 \cdot 10^6\text{ m}^3$ . Gęstość lodu w częściach czołowych lodowców spitsbergeńskich jest zbliżona do  $0,9\text{ t} \cdot \text{m}^{-3}$ , więc roczne zmniejszenie masy lodowca Hans w wyniku cielenia wynosi około  $20 \cdot 10^6\text{ m}^3$  wody. Jeżeli wartość tę rozłoży się równomiernie na całą powierzchnię strefy ablacyjnej lodowca (ok.  $29\text{ km}^2$ ), to odpowiada to warstwie wody grubej na  $0,69\text{ m}$ .

Wykorzystując wrywkowe obserwacje ablacji z różnych lat oraz analogie z lodowcem Werenskiöld, roczną ablację Hansbreen można ocenić na około  $2,5\text{ m}$  (w ekwiwalencie wodnym) w strefie czołowej. Tak więc ablacja przez cielenie stanowi około  $28\%$  ablacji powierzchniowej, a około  $22\%$  ogólnego ubytku masy. Jest to więc bardzo ważna pozycja w bilansie masy lodowca. Odpowiednie przeliczenie danych dla Kongsvegen pozwoliło oszacować, że na ablację przez cielenie przypada około  $40\%$  traczonej masy (Jania, 1986b). Wyniki te wskazują, że ablacja

tego typu jest dominującym procesem w czołowej części spitsbergeńskich lodowców uchodzących do morza.

### Aktywność sejsmiczna lodowca Hans

Dotychczas przedstawione rezultaty badań lodowców uchodzących do morza wykazały wyraźny sezonowy cykl zmian ich prędkości (por. rys. 40, 44). Przyczyny tych zmian leżą w różnym tempie ślizgu dennego, stymulowanego ilością i ciśnieniem wody w podłożu lodowca. To z kolei jest uzależnione od czynników meteorologicznych. Ujawniona została także sezonowa zmienność szybkości cielenia (por. rys. 44, 49). W nawiązaniu do tych głównych procesów interesujący jest przebieg aktywności mikrosejsmicznej lodowca. Dzięki zainstalowaniu w 1978 roku w Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie aparatury sejsmologicznej typu „Górnik PDM” w sposób ciągły rejestruje się aktywność sejsmiczną pobliskiego lodowca Hans. Są to wstrząsy o niskiej częstotliwości (od 2 Hz do 3 Hz). Rejestracja ta prowadzona jest „przy okazji” badań naturalnych wstrząsów pochodzenia tektonicznego (Górski, Niewiadomski, 1982).

„Górnik PDM” to aparatura 6-kanałowa połączona z 4 sejsmometrami o okresie drgań własnych 1,5 s. Sejsmometry rozlokowane są na Fuglebergsetta (por. rys. 33), przy czym jeden z nich (nr I) zamontowano na litej skale w odległości około 700 m od lodowca (odległość od linii centralnej lodowca wynosi ok. 2 km). Jeden z sejsmografów rejestruje trzy składowe drgań, pozostałe zaś — tylko składową pionową (w tym nr I). Pamięć aparatury zapisuje wstrząsy na taśmie magnetycznej, równolegle prowadzony jest zapis na taśmie papierowej. Wzmocnienie aparatury wynosi  $1,5 \cdot 10^3$  dla drgań o okresie 0,2 s. Rejestrację prowadzi się przez cały rok, przerwy w niej występują w przypadku awarii lub konserwacji aparatury.

Naturalna aktywność sejsmiczna lodowców to problem stosunkowo mało zbadany. Wymienia się kilka przyczyn wstrząsów (Paterson, 1981, s. 79):

- 1) powstawanie uskoków pod wpływem ciśnienia w głębszych partiach lodowca (jako rezultat niestabilności pełznienia),
- 2) propagacja pęknięć w lodzie na obszarze pokrytym szczelinami,
- 3) procesy rozwoju sieci drenażu subglacjalnego.

Pierwsze dwie przyczyny wiążą się bezpośrednio z ruchem lodowca, a ostatnia pośrednio, gdyż ma związek z dużą ilością wód w jego podłożu.

Dotychczasowe badania mikrowstrząsów lodowcowych na Spitsbergenie obejmowały tylko krótkie okresy w lecie (Lewandowska, Teisseyre, 1964; Oelsner, 1967; Górski, 1975; Czajkow-



s ki, 1977). Wszyscy autorzy wiązali wstrząsy lodowca z procesem jego ruchu.

Analiza wstrząsów lodowcowych dotyczyła częstości ich występowania i względnej energii w ciągu całego roku oraz lokalizacji ognisk wstrząsów. Równoczesny zapis wstrząsów ze wszystkich sejsmografów pozwala w przybliżeniu określić jego źródło. Większość z nich grupuje się w strefie czołowej lodowca (por. rys. 33), ale nie pochodzi z klifu lodowego (M. Górski — informacja ustna). Podobną lokalizację ognisk wstrząsów stwierdził R. Cichowicz (informacja ustna) na podstawie badań w 1980 roku. Wykorzystał on 3 sejsmometry rozlokowane bezpośrednio na powierzchni lodowca. Większość wstrząsów pochodziła ze strefy odległej od 200 m do 300 m od klifu lodowego. Należy dodać, że również H. Lewandowska i R. Teisseyre (1964) nie łączyli wstrząsów z klifem lodowym ani procesem cielenia.

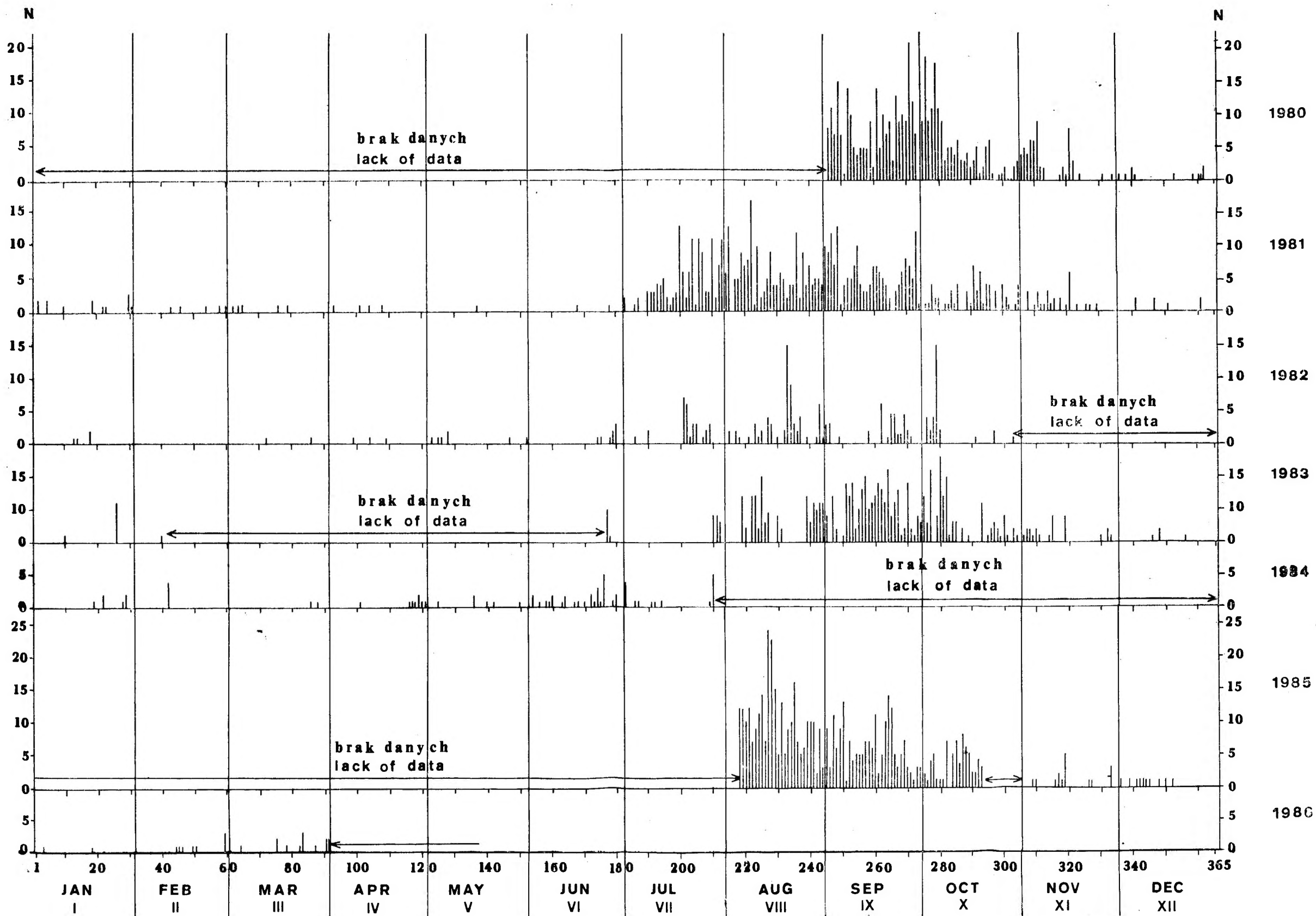
W związku z tym poszukiwano zależności pomiędzy aktywnością sejsmiczną lodowca a jego prędkością w przebiegu rocznym. Badano wstrząsy zarejestrowane od sierpnia 1980 roku do marca 1986 roku (z kilkoma przerwami). Ich analiza była ułatwiona, gdyż dzięki wcześniejszym badaniom na tym lodowcu (Lewandowska, Teisseyre, 1964; Górski, 1975; Czajkowski, 1977) zapis wstrząsu pochodzenia lodowcowego był stosunkowo łatwy do zidentyfikowania.

Liczba wstrząsów w ciągu każdego dnia była sumowana, a roczny rozkład ich częstości wykazywał maksimum w okresie letnio-jesiennym (rys. 50). Ponadto w sposób przybliżony obliczono energię wyzwalaną przez każdy wstrząs. Z powodu braku wszystkich danych, niezbędnych do obliczania energii wstrząsów, poczyniono wiele uproszczeń, tak że należy mówić o energii względnej wstrząsu ( $E_r$ ).  $E_r$  jest proporcjonalna do strumienia energii docierającej do sejsmometru. Jeżeli lokalizacja ognisk wstrząsów jest stała, to energia względna może być obliczona na podstawie amplitudy drgań ( $A$ ) oraz okresu drgań ( $T$ ), zarejestrowanych przez sejsmometr położony najbliżej lodowca:

$$E_r = \left( \frac{A}{T} \right)^2.$$

gdzie  $E_r$  uzyskuje się w niemianowanych jednostkach względnych.

Stwierdzono istotną zależność statystyczną pomiędzy dobową liczbą wstrząsów a sumą dobową ich energii względnej. Uśredniony przebieg liczby wstrząsów i sum energii względnej z lat 1980—1984 przedstawiono na rysunku 44. Wynika z niego, że wzmożona aktywność sejsmiczna lodowca zaczyna się równocześnie z letnim przyspieszeniem ruchu. Maksimum aktywności przypada na sierpień i wrzesień, gdy ruch lodowca jest powolniejszy niż w zimie. Silne wstrząsy trwają do listopada. W tabeli 5 zawarto uśrednione dane o wstrząsach, przeliczone dla okresów



Rys. 50. Wyniki rejestracji aktywności sejsmicznej lodowca Hans w latach 1980—1986:  
 N — dobową sumą wstrząsów pochodzenia lodowcowego (strzałkami zaznaczono brak danych)

Fig. 50. Record of seismic activity of Hans Glacier in the period 1980—1986:  
 N — daily sum of the glacial origin tremors (arrows mark — lack of data)

pomiarowych wahań czoła lodowca. W przypadku braku danych podano prędkości średnie dla tego samego okresu z pozostałych lat.

Porównanie wyników wstrząsów lodowcowych z przebiegiem rocznym prędkości lodowca i przebiegiem szybkości cielenia (tab. 5, rys. 14) udowadnia, że wstrząsy towarzyszą cieleniu. Między względną energią wstrząsów a prędkością cielenia stwierdzono zależność statystyczną. Dla analizowanych 73 okresów dziesięciodniowych współczynnik korelacji  $r = 0,72$ , podczas gdy między prędkością lodowca a względną energią wstrząsów współczynnik korelacji równy jest 0,34. Współczynnik korelacji 0,72 przy tej ilości danych jest istotny, ale wskazuje, że poza samym związkiem wstrząsów z szybkością cielenia musi istnieć jeden lub kilka czynników dodatkowych.

Korzystając z przytoczonej zależności statystycznej możliwe jest obliczenie średniej szybkości cielenia ( $\bar{V}_c$ ), a także objętości lodu odprowadzanego w wyniku cielenia ( $\bar{Q}_c$ ) na podstawie średniej dobowej sumy energii względnej mikrowstrząsów sejsmicznych ( $\bar{E}_r$ ) w okresach dziesięciodniowych:

$$\bar{V}_c = \frac{\bar{E}_r}{18,53} - 0,138 \quad [\text{m} \cdot \text{d}^{-1}],$$

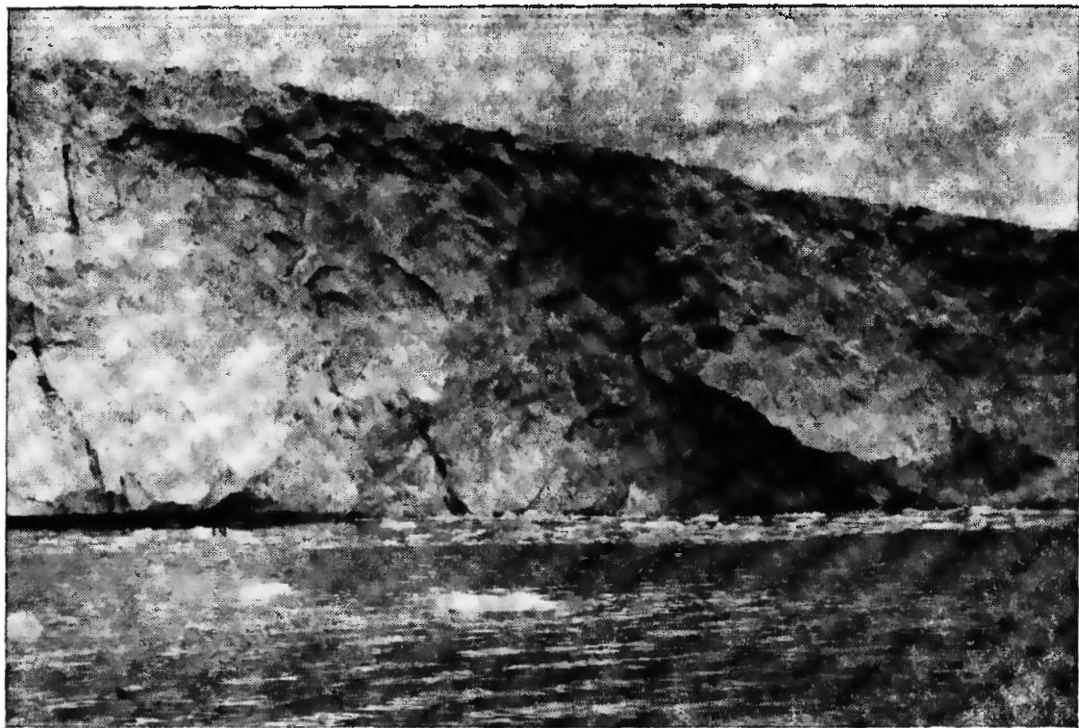
$$\bar{Q}_c = \left( \frac{\bar{E}_r}{18,53} - 0,138 \right) \cdot 89 \cdot 10^3 \quad [\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1}].$$

Błąd względny obliczeń w stosunku do obserwacji osiąga  $\pm 30\%$ .

Formuły te stwarzają możliwość określenia utraty masy przez lodowiec Hans w wyniku cielenia, wyłącznie na podstawie rejestracji jego aktywności sejsmicznej, bez pracochłonnych i skomplikowanych pomiarów fotogrametrycznych ruchu i zasięgu czoła. Dalsze badania tego lodowca winny uściślić przedstawione formuły. Rokuje to nadzieje na odpowiednio precyzyjną rejestrację rocznej aktywności lodowców uchodzących do morza, za pomocą odpowiednich stacji sejsmicznych.

### Mechanizm cielenia lodowca Hans

Badania ruchu lodowca Hans, zmiany położenia czoła i efektów sejsmicznych sugerują prawdopodobny mechanizm jego cielenia. Istotną informacją jest lokalizacja ognisk wstrząsów nie na klifie lodowym, a w odległości od 200 m do 300 m od czoła lodowca. Ruch jezora w bezpośrednim jego sąsiedztwie ma charakter tensyjny, a wektory składowej pionowej skierowane są do dołu. Pomiary fotogrametryczne wykazały, że uszczeliniona powierzchnia lodowca ulega obniżaniu wzmagającemu się skokowo ku klifowi. Tensyjny ruch modyfikowany jest przez topnienie podwodnej części klifu (fot. 12). Tensja i termalne podcięcie klifu lodowego sprawiają, że tworzą się uskoki i zerwy lodowe (rys. 51). Mechanizm ten przypomina nieco tworzenie się osuwisk.



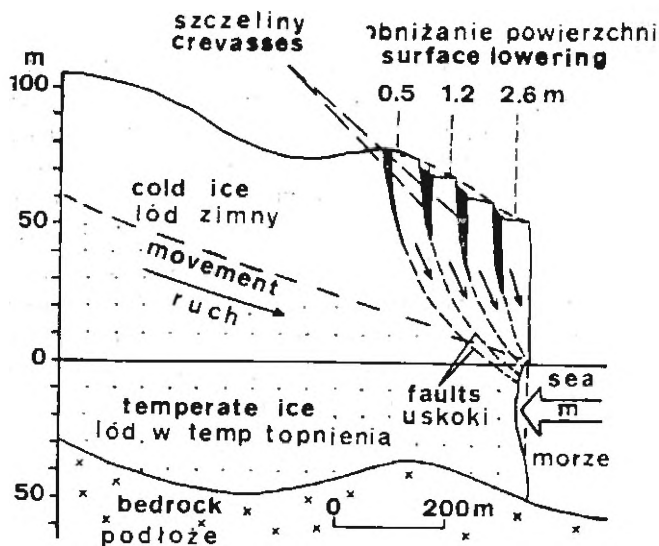
**Fot. 12.** Klif lodowy Hansbreen (wysokość ok. 40 m) z wyraźną niszą wytłopiskową na kontakcie z wodą morską (N) oraz śladami świeżego obrywu lodowego — cielenia (C)

(Fot. J. Jania, 1983)

**Phot. 12.** The Hans Glacier ice-cliff (altitude about 40 m) with the distinct niche (N) melted at the sea water contact with ice and the fresh traces of ice-slab collapse — dry calving (C)

(Photo by J. Jania, 1983)

Maksimum cielenia pokrywa się z maksimum ruchu lodowca. Najszybszy ślizg denny jezora powoduje największą tensję, która rozbija strukturę lodu. Dotyczy to zwłaszcza górnej, sztywniejszej, bo prawdopodobnie „zimnej”, części klifu. Wywołuje to wyraźne wstrząsy mikro-sejsmiczne, które powstają w trakcie tworzenia się uskoków i propagacji szczelin tensyjnych w pewnej odległości od czoła (zapewne w miejscu, gdzie maleje siła wyporu wody morskiej nad garbem poprzecznym w dolinie lodowcowej). W sierpniu prędkość lodowca maleje i tworzenie się zerw lodowych jest utrudnione. Prawdopodobnie w tym czasie podwodna część klifu jest wysunięta dalej w morze niż część nadwodna. Dopiero termoabrazja na kontakcie z wodą morską (stopniowo podnoszącą swoją temperaturę w ciągu lata) powoduje roztopianie dolnej części klifowego czoła. Pewną rolę odgrywa tu prawdopodobnie oblamywanie podwodnej części klifu pod wpływem sił wyporności wody morskiej. W następnej kolejności występuje „podcięcie klifu” na kontakcie z wo-



Rys. 51. Przekrój podłużny przez czoło lodowca Hans (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 (odliczono efekt ablacji powierzchniowej)

Fig. 51. Schematic longitudinal cross-section of the Hans Glacier terminus (a rough scale), showing mechanism of calving as ice block slumps (m — submarine melting). Surface lowering in the period 10—27 August 1983 surveyed by photogrammetric method (effect of surface ablation was discounted)

dą oraz przyspieszenie ruchu w wyniku cofnięcia czoła (przyczyna tego zjawiska będzie rozważana w dalszej części pracy). Powoduje to uruchomienie intensywniejszej fazy cieleńia suchego. Na zbiorczym wykresie aktywności sejsmicznej lodowca można również zauważyć spadek, a potem wzrost ilości i energii względnej wstrząsów w tym okresie.

Ruch lodowca jest najszybszy w jego części osiowej, gdzie jest on najgrubszy, a dolina leży najgłębiej pod wodą. W strefie linii centralnej lodowca zanotowano najwyraźniejsze oscylacje czoła. W tym miejscu zmierzono także największą składową pionową ruchu skierowaną do dołu (ponad  $60 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ ), co powoduje najintensywniejsze uszczelinienie i najwyraźniejsze tworzenie się zerw lodowych. W rejonie osi lodowca, w pobliżu czoła mikrowstrząsy są najczęstsze i najsilniejsze. Wszystko to razem dowodzi, że cieleńie jest najintensywniejsze w części centralnej (najgłębszej) klifu. Prawdopodobnie nie bez znaczenia jest także obecność kanałów i wypływy rzek subglacjalnych, występujących najczęściej w osi doliny. Tak więc cieleńie wyprzedza tu cofanie się płytkowodnych rejonów czoła, tworząc „centralną zatokę lodowca” (*embayment*). Jest to niezwykle charakterystyczny element aktywnie cieleńiących się klifów lodowych. Taką zatokę lodową można obserwować prawie we wszystkich lodowcach uchodzących do morza. Rysunek 47 pokazuje, że centralna zatoka lodowca formuje się w czołe Hansbreen w okresie lata, a zanika późną jesienią i zimą.

Mniejszą intensywność cieleńia lodowca Hans w sierpniu potwierdziło eksperymentalne zastosowanie automatycznej kamery stereoskopowej (prototyp NISKA, pomysłu autora, konstrukcji J. Szymańskiego)

w 1983 roku. Zbudowano ją przez zastosowanie 2 kamer filmowych  $2 \times 8$  mm „Quarz” (produkcji ZSRR). Wyzwolenie kamer sterowane było elektronicznie. Zdjęcia wykonywano raz na dobę. Stanowiska kamer (baza stereoskopowa długości 26 m) ustawiono na Oceanografer-tangen (por. rys. 33). Praca kamer trwała od 9 do 29 sierpnia 1983 roku. Uległa przerwaniu w wyniku ich uszkodzenia przez silny wiatr fenowy. Mimo krótkiej pracy stereoskopowe zdjęcia klifu lodowego wykazały zmiany w jego urzeźbieniu. Dostarczyły także informacji świadczących o małej ilości lodu pływającego przed czołem lodowca (tylko drobny druzgot lodowy i niewielkie bloki), natomiast góry lodowe i bloki lodu obserwowane na początku lata (w lipcu) są duże i towarzyszy im wiele drobnych odłamków.

W związku z sugerowanym mechanizmem cielenia i próbą jego weryfikacji powstaje pytanie: W jakim stosunku układają się składowe szybkości cielenia: cielenie suche i topnienie podwodne oraz nadwodne (subarealne)? Z całą pewnością ablacja nadwodnej części klifu jest powolniejsza i prawdopodobnie zbliżona do ablacji powierzchniowej (topnienie wynosi od  $2,5 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  do  $3,0 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ ), ale z uwagi na południową ekspozycję klifu, prawdopodobnie nieco większa.

Jak już wspomniano, oddzielenie cielenia suchego od działania abracji termicznej jest bardzo trudne. Podejmowane są próby znalezienia sposobu obliczenia tempa topnienia lodu lodowcowego zanurzonego w wodzie morskiej na drodze rozważań teoretycznych, eksperymentów laboratoryjnych (Morgan, Budd, 1978; Greisman, 1979; Josberger, Neshyba, 1980; Huppert, Josberger, 1980; Neshyba, Josberger, 1980; Josberger, Martin, 1981) i eksperymentów morskich. Głównymi obiektami badań są antarktyczne i arktyczne góry lodowe.

Ze względu na stosowanie różnych metod badań i ogromne trudności w ich prowadzeniu brak jest do tej pory uniwersalnego „prawa topnienia”. Wspomniani badacze są zgodni co do tego, że topnienie lodu lodowcowego zachodzi aż do temperatury zamarzania wody morskiej ( $T_{fp}$ ), lód lodowcowy topnieje zatem nawet w temperaturach ujemnych (przy odpowiednio dużym zasoleniu wody). E. G. Josberger i S. Martin (1981) podają, że zachodzi prawie liniowa zależność pomiędzy zasoleniem wody ( $S_w$ , ‰) a  $T_{pf}$ :

$$T_{pf} = -m \cdot S_w, \quad (14)$$

gdzie  $m = 0,060^\circ\text{C} \cdot \text{‰}^{-1}$ .

Tak więc woda morska o zasoleniu  $35\text{‰}$  powinna zamarzać w temperaturze  $-2,1^\circ\text{C}$ . Różnica pomiędzy aktualną temperaturą wody morskiej a temperaturą jej zamarzania ( $T_{fp}$ ) oznaczana jest jako  $T_d$  i zazwyczaj

stanowi podstawę do obliczeń szybkości topnienia lodu (przegląd wyników dają S. Neshyba i E. G. Josberger, 1980).

Studia terenowe wykazują, że dla  $T_d = 0^\circ\text{C}$  obserwuje się ubywanie lodu z gór lub z klifów w wyniku działania innych procesów niż topnienie (np. wypłukiwanie kryształów, obłamywanie etc). Szacuje się, że przebiega to w tempie od  $16,8 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  do  $39,3 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  (Neshyba, Josberger, 1980). Szybkość topnienia można obliczyć ze wzorów:

$$M = 2,14 T_d^{1,54}, \quad (15)$$

gdzie:

$M$  — prędkość topnienia (w  $\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ ),

$T_d$  — różnica między temperaturą wody morskiej a temperaturą jej zamarzania,

lub ze wzoru podanego przez tych autorów na podstawie badań laboratoryjnych:

$$M_h = 1,55 \cdot 10^{-2} T_d^{1,6} h^{-0,25}, \quad (16)$$

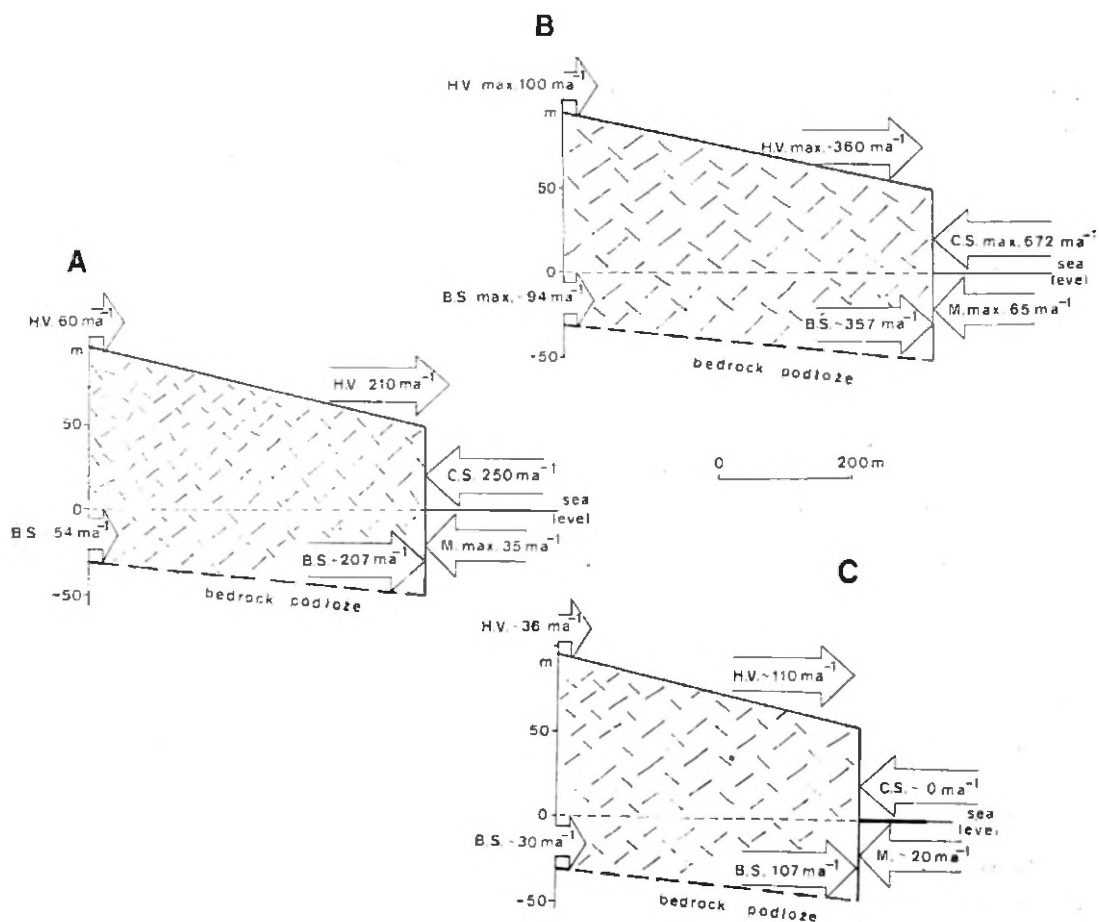
gdzie:

$M_h$  — szybkość topnienia uśredniona dla całej pionowej ściany lodu o wysokości  $h$  (w  $\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$ ),

$h$  — wysokość ściany lodu (w m).

Dane oceanologiczne, niezbędne do rozwiązania obu równań dla klifu Hansbreen, są bardzo ograniczone (Swerpel, 1982). Średnie zasolenie wynosi około 33‰, średnia zaś temperatura powierzchni morza latem 1975 roku wynosiła  $1,75^\circ\text{C}$ , tak więc  $T_d$  równa się około  $3,7^\circ\text{C}$ . Na tej podstawie można stwierdzić, że „czyste” topnienie podwodnej części klifu Hansbreen latem winno zachodzić w tempie  $0,045 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$  lub  $0,049 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$  (odpowiednio do zastosowanego wzoru). Odpowiada to prędkości rocznej wynoszącej od  $16 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  do  $18 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ . S. Neshyba i E. G. Josberger (1980) swoje wyniki określają jako topnienie minimalne w danej  $T_d$ . Nawet jeżeli uwzględnimy inne czynniki (dezintegracja intergranularna lodu, efekt sprężonych pęcherzyków powietrza zawartych w lodzie itd.), wtedy tempo cofania podwodnej części klifu określić możemy na maksimum  $60 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ . Jest to nieco więcej niż  $1/5$  prędkości cielenia ogólnego. Wydaje się, że wynik ten może tłumaczyć zmniejszenie cielenia po okresie maksymalnych prędkości ruchu lodowca.

Rezultaty przedstawionych badań nad różnymi procesami dynamicznymi w strefie czołowej Hansbreen pozwalają przedstawić ich syntetyczny model dla całego roku oraz dla lata i zimy (rys. 52). Wynika z niego, że ważnym czynnikiem cielenia jest szybkość ruchu lodowca, decydująca o strukturze lodu (uszczelinienie i dyslokacje). Istotnym



**Rys. 52.** Model dynamicznych procesów glacialnych w strefie czołowej lodowca Hans na schematycznym przekroju podłużnym przez strefę czołową (skala przybliżona):

**A** — dane średnie dla 1 roku, **B** — dane ekstremalne dla lata, **C** — dane ekstremalne dla zimy, *H.V.* — prędkość powierzchniowa lodowca, *B.S.* — prędkość ślizgu dennego, *C.S.* — szybkość cielenia, *M.* — szybkość podwodnego topnienia klifu lodowego, obliczona na podstawie wyników pracy S. Neshyby i E. G. Josbergera (1980)

**Fig. 52.** Model of dynamic glacial processes in the frontal zone of Hans Glacier presented on a schematic longitudinal cross-sections (a rough scale):

**A** — averaged annual data, **B** — extreme data for summer, **C** — extreme data for winter, *H.V.* — horizontal surface velocity, *B.S.* — basal sliding velocity, *C.S.* — calving speed, *M.* — velocity of underwater melting of the ice cliff calculated according to the results obtained by S. Neshyba and E. G. Josberger (1980)

czynnikiem jest też topnienie lodu w wodzie morskiej, gdyż zachwianie stabilności klifu wzmacnia cielenie suche. Topnienie lodu zależy głównie od temperatury wody morskiej. Rozkład termiki morza, jak również jej przebieg roczny, nie jest na południowym Spitsbergenie dobrze poznany. Zmienność termiki morza wykazuje wyraźny rytm roczny wraz ze zmianami temperatur powietrza i insolacji, ale zależy także od cyr-



kulacji wód, zależnej od prądów. Hornsund, będąc fiordem szeroko otwartym na zachód i leżącym w strefie prądów morskich o różnej termicie, zmienia temperaturę swych wód w sposób dość skomplikowany (Swerpel, 1982; Swerpel, Węśławski, 1983). Dobrym wskaźnikiem termiki wód powierzchniowych jest obecność lodu pływającego (paku).

Obserwacje uczestników wypraw zimujących w Hornsundzie (M. Pulina, S. Rudowski — informacja ustna) oraz obserwacje autora podczas wypraw letnich wskazują, że zamarznięciu fiordu lub obecności dużej ilości paku morskiego towarzyszyło słabe cielenie lodowców i mała aktywność sejsmiczna lodowca Hans. Przykładem jest wyjątkowo zimne lato 1982 roku. Południowa granica zwartego, pływającego paku lodowego ulega w rejonie Spitsbergenu sezonowym wahaniom w rytmie zbliżonym do intensywności cielenia (Jania, 1986b). Dowodzą tego badania prowadzone za pomocą zdjęć z satelitów meteorologicznych (Kaminski, 1971).

Splot czynników meteorologicznych, oceanologicznych i glaciologicznych decyduje o intensywności cielenia w każdym konkretnym roku. Stwierdzono jednak, że mechanizm ubywania masy lodowca na kontakcie z morzem jest co roku taki sam, zmieniają się tylko proporcje pomiędzy elementarnymi procesami cielenia. Te składowe ablacji przez cielenie nazywane bywają typami cielenia (np. Moign, 1974; Vivet, Lliboutry, 1978). Nawiązuje to do dawniejszych klasyfikacji cielenia (np. E. von Drygalskiego, wg Moign, 1974). Należy podkreślić, że wyróżnianie typu cielenia jest uzasadnione, gdy dominuje jeden z elementarnych procesów cielenia. Tak więc w przypadku spitsbergeńskich lodowców wspartych mamy do czynienia z typem cielenia o wyraźnej przewadze cielenia mechanicznego, w rodzaju zerw (zsuwów) lodowych, będących konsekwencją ruchu tensyjnego.

### Ogólne „prawo cielenia”

Ruch Hansbreen w bezpośrednim sąsiedztwie czoła ma charakter tensyjny. Na dystansie około 0,5 km (pomiędzy profilem „P” a profilem „F”) następuje około 3,6-krotny wzrost prędkości powierzchniowej (por. rys. 38). Takie przyspieszenie jest typowe dla lodowców uchodzących do morza (Bauer, 1968; Voigt, 1979; Meier i in., 1985; Hughes, 1986). Przyczyną tego jest zmniejszające się ku czołu tarcie, spowodowane podparciem jezora przez ciśnienie hydrostatyczne wody morskiej. Łatwiejsza jest tym samym penetracja wody morskiej w przestrzenie pomiędzy spąg lodowca a dno doliny lodowcowej.

Rezultatem sił tensji jest powstawanie szczelin poprzecznych w stosunku do kierunku ruchu, które poszerzają się w stronę klifu lodowego.

Na zdjęciach lotniczych wszystkich lodowców uchodzących do Hornsundu wyraźnie widoczne są szczeliny poprzeczne, poszerzające się w kierunku czoła. Jest to prawidłowość ogólna, obejmująca wszystkie lodowce uchodzące do morza. Powstawanie i rozszerzanie szczelin wydaje się najważniejszym czynnikiem przygotowującym lodowiec do cielenia. Siły tensji powodują rozciąganie czołowej części jezora, a tym samym zmniejszania jego miąższości. Mniejsza grubość lodowca zwiększa (w przypadku takiej samej głębokości morza) stosunek sił wyporu wody morskiej do ciśnienia lodu na podłoże.

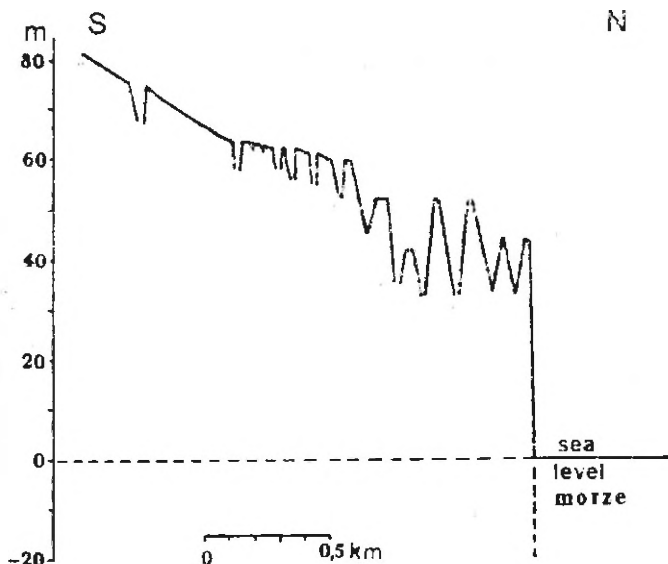
Ponadto warto zauważyć, że szczeliny, które tworzą się w górnej warstwie lodowca, wpływają na zmniejszenie ogólnej gęstości lodu w czołowej części jezora, to zaś dodatkowo powiększa siłę wyporu wody. O liczbie i rozległości szczelin przy czołach lodowców kończących się w Hornsundzie świadczą zdjęcia lotnicze z 1961 roku (por. fot. 2, 20).

W celu ilościowego ujęcia roli szczelin w pobliżu czoła lodowca kończącego się w morzu wykonano analizę fotogrametryczną frontowej części Körberbreen na podstawie pionowych zdjęć lotniczych z 1961 roku (por. fot. 2). Za pomocą autografu wykreślono na mapie w podziale 1 : 20 000 brzegi oraz przebieg osi wszystkich szczelin (por. rys. 13). Zmierzono paralaktycznie głębokość każdej szczeliny w jej części środkowej. Średnia głębokość wyniosła 15 m, co w zestawieniu z obserwacjami terenowymi wydaje się wartością zaniżoną, gdyż zacinienie głębszych oraz wąskich szczelin uniemożliwiało dokładniejszy pomiar fotogrametryczny. Korzystając z tej mapy, obliczono powierzchnię szczelin. Okazało się, że zajmują one aż 49% powierzchni lodowca Körber pomiędzy klifem lodowym a poziomą 100 m n.p.m. Jeżeli przyjmiemy, że średnia głębokość wszystkich szczelin wynosi 15 m, to objętość przestrzeni pustych wyniesie  $87,4 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ . Miąższość czołowej części Körberbreen nie jest znana. Prawdopodobnie grubość lodu wynosi od około 70 m do 100 m. Jeżeli więc od ogólnej masy lodu w strefie do 100 m n.p.m. odejmiemy objętość szczelin, to uzyskamy średnią, ogólną gęstość tej części lodowca:  $0,853 \text{ t} \cdot \text{m}^{-3}$  — dla założonej miąższości lodu równej 70 m, lub  $0,867 \text{ t} \cdot \text{m}^{-3}$  — dla założonej miąższości 100 m, podczas gdy gęstość lodu lodowcowego przy czołach lodowców spitsbergeńskich wynosi zazwyczaj około  $0,9 \text{ t} \cdot \text{m}^{-3}$ .

Wraz ze zmniejszeniem gęstości ogólnej jezora wzrasta jego podparcie przez siły wyporu wody morskiej. Jak już wspomniano, szczeliny poszerzają się w kierunku czoła (rys. 53), a miąższość lodu maleje. Tak więc zjawisko to potęguje się wraz ze zbliżaniem się do klifu lodowego. Na tej podstawie można mówić o wyraźnym pozytywnym sprzężeniu zwrotnym. Szybszy ruch lodowca uchodzącego do morza wywołuje rozciąganie i intensywne uszczelinienie czoła, co z kolei zmniejsza tarcie

**Rys. 53.** Profil podłużny frontowej części K rberbreen na podstawie analizy fotogrametrycznej zdj c lotniczych z 24 sierpnia 1961 roku. Uwzględniono wyniki pomiarów szerokości i g boko ci szczelin w lodzie. Zwraca uwagę zwiększenie liczby szczelin poniżej załamania spadku lodowca

**Fig. 53.** Longitudinal profile of the frontal part of K rberbreen based upon photogrammetric analysis of aerial photos taken on 24 August 1961. The results of crevasses width and depth surveys were taken into consideration. Note that more intense crevassed part of the glacier lies below ice slope inflexion



o podłoże i przyspiesza ruch. Podobnie interpretowana jest rola bardzo silnego uszczelinienia w czołowej cz ci Columbia Glacier na Alasce (M. F. Meier — informacja ustna). Warto zwr ci  uwagę, że intensywniejsze uszczelinienie rozwija się w strefie, gdzie zanika oddziaływanie ciśnienia hydrostatycznego morza. Strefa ta jest podatniejsza na wpływy zmian tego ciśnienia (pływy, spiętrzenia wiatrowe), g dy poniżej niej leży cząc jęzora o „mniejszej gęstości ogólnej”. Strefa ta jest najprawdopodobniej odpowiedzialna za efekty sejsmiczne rejestrowane na lodowcu Hans.

Jest oczywiste, że struktura czoła lodowca, będąca rezultatem naprężen tensyjnych, uľatwia procesy cielecia. Z tego powodu ruch tensyjny wydaje się by  najważniejszym elementem mechanizmu cielecia. Towarzys  mu inne, dodatkowe, pozytywne sprężenia zwrotne. T. Hughes (1986) zespół takich spr  en zwrotnych, związanych z ruchem i cieleciem lodowca Jakobshavn na Grenlandii, nazywa „efektem Jakobshavn”. Zwraca on uwagę na nierówności powierzchni lodowca — rezultat uszczelinienia. Liczne szczeliny wzmagają ablacj  powierzchni lodowca, g dy promienie s loneczne padają na l d pod większym kątem i są wielokrotnie odbijane od ich ścian. Poza tym trzeba dodać większy efekt topnienia powierzchni w wyniku adwekcji ciepłej masy powietrza, g dy powierzchnia kontaktu i topnienia jest większa. T. Hughes ocenia, że gęste pokrycie szczelinami lodowca Jakobshavn potraja ablacj  powierzchniową.

Woda roztopowa przecieka w g łb szczelin i albo zamarza w nich, uwalniając utajone ciepł krzepnięcia (w przypadku lodu zimnego), lub

przedostaje się do podłoża, ułatwiając ślizg denny. Uwolnienie ciepła krzepnięcia podnosi temperaturę lodu w strefie szczeliny, a to z kolei ułatwia jego deformacje pod wpływem naprężeń. Ponadto zamarznięta woda zwiększa swą objętość, poszerzając szczelinę. Jest to więc dodatkowe wzmocnienie ruchu tensyjnego. Intensywniejsza ablacja powierzchniowa zmniejsza także miąższość czołowej części lodowca, więc następuje dalsze powiększenie sił wypornościowych, działających na czoło lodowca. Z tego powodu wypornościowe odspojenie lodowca od dna jest większe, a szybkość ulega przyspieszeniu. W przypadku lodowca Jakobshavn, który jest jęzorem pływającym, ruch rozciągający wraz z odspojeniem od dna ułatwia cielenie, gdyż w spągu lodowca wytwarzają się szczeliny. Stopniowo łączą się one z powierzchniowymi, dając w efekcie cielenie w postaci dużych gór stołowych. Działa tu zapewne proces wielkopromiennego (fleksuralnego) falowania lodowców pływających (Reeh, 1968). Trzeba też pamiętać, że szczeliny są „ogrzewane” przez zamarzającą w nich wodę, łatwiejsze są zatem deformacje i dezintegracja na tych liniach.

Wydaje się, że wiele elementów „efektu Jakobshavn” występuje w przypadku spitsbergeńskich lodowców uchodzących do morza, mimo że nie pływają. Zamarzanie wód roztopowych w szczelinach jest zapewne mniejsze z powodu umiarkowanej termiki lodowców (choć należy pamiętać, że po zimie ściany szczelin są znacznie wychłodzone). Inaczej też przebiega obłamywanie gór lodowych. Mimo tych różnic trzeba się zgodzić z T. Hughesem (1986), że nakładające się sprzężenia zwrotne są odpowiedzialne za szybki ruch i intensywne odprowadzanie masy z tego typu lodowców. Autor ten sądzi, że szybki rozpad plejstoceńskich lądolodów odbywał się głównie wskutek intensywnego ruchu i cieleńia wyprowadzających lodowców kończących się we fiordach, co miało być najważniejszym następstwem ocieplenia. Spodziewa się on również, że część lądolodu antarktycznego rozpadnie się w przyszłości w wyniku „efektu Jakobshavn”, jako rezultat ocieplenia klimatu przez zwiększenie zawartości CO<sub>2</sub> w atmosferze.

Na południowym Spitsbergenie można znaleźć potwierdzenie takich wniosków, ale na znacznie mniejszą skalę. Ocieplenie klimatu w ciągu obecnego stulecia zmniejszyło powierzchnię lodowców uchodzących do Hornsundu o około 88 km<sup>2</sup>, z czego system lodowca Horn stracił aż 56,5 km<sup>2</sup> powierzchni. Na podstawie badań V. S. Korjakina (1975b) wiadomo, że nastąpiło także znaczne zmniejszenie objętości tych lodowców. Wydaje się, że zadziałał opisany tutaj efekt, wzmocniony najprawdopodobniej zjawiskami typu surging. Jest to zgodne z wynikami prac prowadzonych przez J. H. Mercera (1961) na Alasce, który uważa, że lodowce uchodzące do fiordów są szczególnie wrażliwe na fluktuacje

klimatyczne, tak że nawet stosunkowo małe ocieplenie może wywołać spektakularną zmianę zasięgu czoła.

Rozważania na temat rocznego rytmu cielenia lodowców Hans i Kongsvegen, a także Columbia Glacier (Brown i in., 1982), wspólnie z elementami „efektu Jakobshavn” wskazują na związek, jaki istnieje pomiędzy przyspieszonym ruchem lodowca a jego cieniem. Związek ten jest najwyraźniejszy podczas letniego maksimum ruchu. Prawidłowość tę stwierdzono także w trakcie rozpatrywania wahań lodowca Hans w dłuższych okresach (por. rozdz. 7).

Można jasno sformułować pogląd, że szybszy ruch lodowca generuje cienie, przy czym istotną rolę odgrywa też woda roztopowa przesiąkająca do szczelin. Wieloletnie doświadczenia polarne potwierdzają występowanie intensywniejszego cienia (efekty akustyczne) w okresie słonecznej pogody lub ciepłego wiatru fenowego. Czynniki te wywołują przecież szybszy ruch lodowców.

Nie pasuje do tej prawidłowości drugie — jesienne maksimum cienia lodowca Hans (rys. 44), gdy jego ruch jest wolniejszy. Wyniki szczegółowych badań M. F. Meiera i innych (1985) oraz przeprowadzona na ich podstawie analiza rocznej zmienności ruchu Kongsvegen (wg danych U. Voigta, 1979) zdają się jednoznacznie wyjaśniać ten problem. M. F. Meier ze współpracownikami badał czasową i przestrzenną zmienność prędkości Columbia Glacier na Alasce. Stwierdzono, że w okresie jesiennym pojawia się duża anomalia w szybkości czołowej części lodowca. Przy samym czole ruch staje się szybszy i przyspieszenie to stopniowo rozprzestrzenia się w górę jezora (Meier i in., 1985, Fig. 20 i Fig. 21). Zjawisko to ma więc przeciwny przebieg w stosunku do sezonowych przyspieszeń ruchu, w postaci małych fal kinematycznych, propagowanych w dół jezora, jakie stwierdzono na lodowcach alpejskich (Iken i in., 1983; Iken, Bindschadler, 1986).

M. F. Meier stwierdza, że większe cienie w czasie lata wywołuje cofnięcie czoła lodowca (w formie zatoki centralnej — *embayment*), co powoduje wytworzenie się łuku naprężeń kompresyjnych wokół tej zatoki (Meier i in., 1985, Fig. 24). Cofnięcie czoła jest także przyczyną zwiększenia średniego nachylenia powierzchni lodowca, szczególnie wyraźnie przy czole. Pamiętając, że we wzorze (9) sinus kąta spadku lodowca jest ważnym elementem (zależność szybkości ruchu od sinus kąta nachylenia powierzchni lodowca to funkcja potęgowa), staje się oczywiste, że naprężenia ścinające bardzo silnie rosną, nawet przy niewielkim powiększeniu spadku. Ruch ten sam wzmacnia się zgodnie z opisanymi poprzednio sprzężeniami zwrotnymi. Rezultat objawia się w postaci szybszego ruchu czoła i propagacji tego przyspieszenia, a następnie dyspersji w górę jezora. Zasięg górny tego zjawiska jest najprawdopodobniej limitowany granicą oddziaływania na lodowiec „podparcia”

przez ciśnienie hydrostatyczne wód morskich. Temu przyspieszonemu ruchowi towarzyszy intensywniejsze cielenie Columbia Glacier.

Na podstawie przedstawionych informacji przeanalizowano ponownie wyniki pomiarów ruchu Kongsvegen w cyklu rocznym (1964—1965), porównując wykres dla „Frontquerprofil” i „Hauptquerprofil” (Voigt, 1979, Bild 86a, b). Obok lipcowego maksimum prędkości stwierdzono mniejsze, które przypada na 3 dekadę sierpnia i jest synchroniczne na obu profilach. Trzeci wyraźny wzrost szybkości zanotowano na profilu czołowym w połowie września, ale nie występuje ono na profilu głównym. Kolejne przyspieszenie uwidacznia się na „Frontquerprofil” w 3 dekadzie października i trwa do początku listopada. Pojawia się ono na „Hauptquerprofil” dopiero po 10 dniach. Fakt ten można uznać za efekt takiego samego przyspieszenia ruchu, jak opisane przez M. F. Meiera w przypadku Columbia Glacier. Jednocześnie trzeba podkreślić, że fala głównego przyspieszenia tego lodowca na początku lata jest wyraźnie przemieszczana w dół jezora, co widoczne jest z dat wystąpienia maksimum prędkości na poszczególnych profilach.

Nie mamy takich danych z okresu jesiennego, dotyczących lodowca Hans. Pomiary fotogrametryczne ruchu tego lodowca wykonywano jesienią 1985 roku, ale nie zostały jeszcze opracowane. Wstępna analiza materiałów zdjęciowych zdaje się potwierdzać istnienie jesiennego przyspieszenia, przy czym jego zasięg w górę jezora nie jest duży. Nie mógł być zarejestrowany na uśrednionym i wygładzonym wykresie rocznego przebiegu ruchu (rys. 44). Prawdopodobnie duże znaczenie dla lodowców zachodniej części Spitsbergenu mają skutki wiatrów fenowych, częstych tutaj w drugiej połowie lata i jesienią (szybszy ruch Kongsvegen w końcu sierpnia).

Zagadnienie genezy i zasięgu szybszego ruchu lodowców w jesieni wymaga dalszych, dokładnych badań. Niezależnie od tego wydaje się, że problem szybszego cielenia w jesieni wraz z towarzyszącymi mu efektami sejsmicznymi został wyjaśniony. Ważnym rezultatem powyższych rozważań jest potwierdzenie ścisłego związku pomiędzy prędkością lodowca a szybkością cielenia. Tak więc ogólne „prawo cielenia” można zapisać w postaci funkcji:

$$\bar{V}_c = k + f(\bar{V}_g), \quad (17)$$

gdzie:

$\bar{V}_c$  — szybkość cielenia,

$k$  — stała,

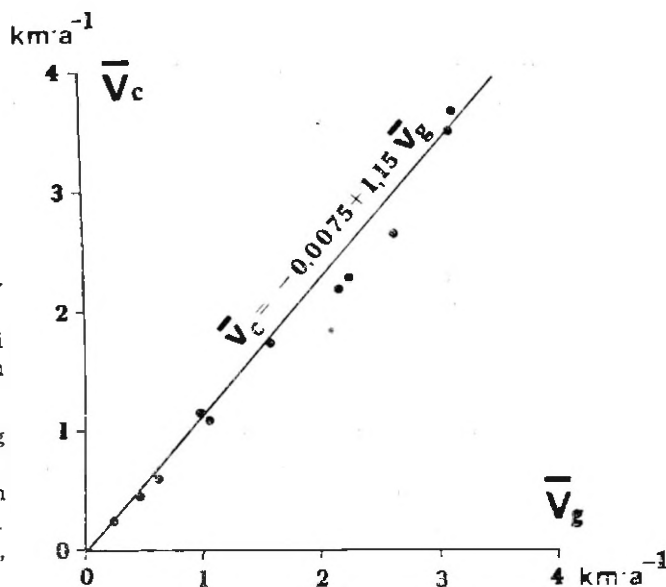
$f(\bar{V}_g)$  — funkcja od prędkości ruchu lodowca w części czołowej.

Wprowadzenie stałej  $k$  wydaje się niezbędne, celem uwzględnienia wpływu topnienia klifu na kontakcie z wodą morską. Z przeglądu danych dla Hansbreen wynika, iż cielenie jest nieznaczne zimą, gdy ruch części czo-

lowej odbywa się z prędkością  $0,3 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ . Dla wyzwolenia intensywnego cielenia zdaje się być potrzebna odpowiednio większa prędkość „progową”. Rozwiązanie proponowanego równania, określenie rodzaju funkcji i znalezienie wartości stałej  $k$  stanowi zadanie dla późniejszych badań. Można zaryzykować sugestię, że jest to najprawdopodobniej funkcja liniowa. Wynika ona z przeprowadzenia rachunku korelacyjnego dla 12 lodowców Alaski, dla których C. S. Brown i inni (1982, Tab. 1) podają zmierzone wartości  $\bar{V}_g$  i  $\bar{V}_c$  (współczynnik korelacji  $r = 0,94$ ). Równanie regresji prostoliniowej w odniesieniu do tych lodowców przybiera postać:

$$\bar{V}_c = -0,0075 + 1,15 \bar{V}_g,$$

co przedstawiono na rysunku 54.



Rys. 54. Zależność szybkości cielenia ( $V_c$ ) od prędkości lodowca ( $\bar{V}_g$ ) dla 12 lodowców południowej Alaski (opracowano na podstawie danych C. S. Browna i in., 1982)

Fig. 54. Relation between calving speed ( $V_c$ ) and glacier velocity ( $\bar{V}_g$ ) for 12 tidewater glaciers in South Alaska (prepared according to data given by C. S. Brown and others, 1982)

Jak to podkreślono na wstępie, problemy procesów cielenia lodowców uchodzących do morza i wspartych o dno są bardzo mało zbadane. Najdokładniej poznano Columbia Glacier i sąsiednie lodowce alaskarskie. Bardzo wyraźne, sezonowe fluktuacje cielenia Columbia Glacier były różnie objaśniane przez różnych autorów. Znalaziono relację pomiędzy odpływem wód subglacjalnych a szybkością cielenia (Sikonia, Post, 1980; Sikonia, 1982). Stwierdzono wzrost intensywności cielenia gdy rośnie głębokość morza przed czołem lodowca (Meier i in., 1980; Brown i in., 1982) lub gdy maleje grubość warstwy lodu, która nie jest równoważona („podparta”) przez siły wyporu wód (Sikonia,

1982). Wymienieni badacze zaproponowali różne formuły matematyczne „prawa cielenia” lodowców tej części Alaski. Jednakże mimo istnienia wyraźnej zależności ruchu lodowca od głębokości zbiornika wodnego, do którego uchodzi (redukcja tarcia) oraz związku z ilością (odpływem) wód subglacjalnych, żaden z tych autorów nie łączył intensywności cielenia z szybkością ruchu. Takiego wniosku nie wyciągnęli także M. F. Meier i inni (1985), którzy wykryli jesienne przyspieszenie ruchu czołowej partii Columbia Glacier. Sugerują oni natomiast kombinację roli wypływu wód roztopowych i wzrastających głębokości morza, które odsłaniają się wraz z wycofywaniem zatoki centralnej (dno doliny fiordowej obniża się w górę jezora — M. F. Meier i in., 1985, s. 38, Plate 3).

Najprostsza forma „prawa cielenia” lodowców alaskańskich wiąże szybkość cielenia ze średnią głębokością zbiornika wodnego, do którego lodowiec uchodzi. M. F. Meier i inni (1980) oraz C. S. Brown i inni (1982) sformułowali je na podstawie badań 12 lodowców południowej Alaski:

$$\bar{V}_c = c \bar{h}_w, \quad (18)$$

gdzie:

- $\bar{V}_c$  — średnia roczna szybkość cielenia całego klifu lodowego,
- $\bar{h}_w$  — średnia głębokość wody przed czołem lodowca,
- $c$  — współczynnik cielenia, który dla badanych lodowców na Alasce wynosi  $27,1 \pm 2 \text{ a}^{-1}$ .

„Prawo” to umożliwiło L. A. Rasmussenowi i M. Meierowi (1982) trafne przepowiedzenie drastycznej recesji Columbia Glacier počawszy od 1983 roku. Obliczenia oparto na spodziewanych średnich głębokościach morza, wziętych z pomiarów radioechosondazowych podłoża lodowca.

Zależność tę (18) W. G. Sikonia (1982) sprawdzał poprzez krótkookresowe, dokładne pomiary szybkości cielenia w centralnej zatoce w czole Columbia Glacier i nie uzyskał zadawalającego potwierdzenia zależności pomiędzy wynikami obserwacji a wyliczeniami (współczynnik korelacji  $r = 0,283$ ). Badania wahań lodowca Hans w ciągu XX wieku, w tym poszukiwanie związków pomiędzy szybkością cielenia a głębokością morza, nie potwierdziły również roli głębokości akwenu, a uwypukliły znaczenie szybkości ruchu lodowca (por. rozdział 7, rys. 57).

W. G. Sikonia we wspomnianej pracy zaproponował natomiast „prawo” dla Columbia Glacier łączące wielkość przepływów ( $D$ ) w rzece Kink, wypływającej z pobliskiego lodowca oraz wysokość „nie podpartej” przez wodę kolumny lodu ( $h_u$ ) z szybkością cielenia na centralnej linii lodowca ( $V_c$ ):

$$V_c = a \cdot D^b \cdot h_u^c, \quad (19)$$



gdzie współczynniki wynoszą:  $a = 1,092 \cdot 10^3 \text{ (km} \cdot \text{a}^{-1}) \cdot \text{(m}^3 \cdot \text{s}^{-1})^{-b} \cdot \text{m}^{-c}$ ,  $b = 0,5689$  oraz  $c = 2,175$  (Sikonia, 1982, s. 3).

Rezultaty pracy tego autora wyraźnie potwierdzają rolę prędkości lodowca, przy czym wielkość  $h_u$  wiąże się bezpośrednio z możliwością obliczenia ślizgu dennego, sugerowaną przez W. F. Budda i innych (1979). Autorzy ci proponują następującą formułę prędkości ślizgu dennego:

$$V_b = B \cdot \tau_b^n \cdot h_u^{-1}, \quad (20)$$

gdzie:

$V_b$  — prędkość ślizgu dennego,

$B$  — stała, prawdopodobnie zbliżona do wartości  $1800 \text{ m}^2 \cdot \text{a}^{-1} \cdot \text{bar}^{-n}$ , gdy  $n = 3$ ,

$\tau_b$  — naprężenie ścinające na dnie lodowca,

$h_u$  — wysokość kolumny lodu nie podpartej przez ciśnienie wody.

Wartość  $h_u$  obliczono ze wzoru:

$$h_u = h - h_w \frac{\rho_w}{\rho_i}, \quad (21)$$

gdzie:

$h$  — ogólna miąższość lodowca,

$h_w$  — głębokość wody,

$\rho_w$  — gęstość wody,

$\rho_i$  — gęstość lodu.

Na podstawie tych zależności widać, że stosunek głębokości morza do miąższości lodowca wyraźnie wpływa na szybkość ruchu lodowca przy jego czole. Takie potraktowanie głębokości wody morskiej odpowiada na istotne pytania: Dlaczego „prawo cielenia” zaproponowane przez M. F. Meiera i innych (1980) zdało egzamin w przypadku obliczania szybkości cielenia Columbia Glacier w okresach dłuższych od roku. Domyślić się można, że nie wykorzystano danych o ruchu lodowców do konstruowania tego „prawa”. Dla większości badanych lodowców alaskaskich (poza wspomnianymi dwunastoma) szacowano prędkość ruchu na podstawie zmian geometrii i obliczania bilansu przepływu masy w ciągu roku, zakładając jego stałość w ciągu wielolecia (pomiędzy kolejnymi kartowaniami lodowców). Tak więc głównym czynnikiem stała się głębokość wody przed czołem lodowca, a nie zmieniający się w czasie jego ruch.

Wyraźnym potwierdzeniem proponowanego „prawa cielenia”, uznającego szybkość ruchu lodowca za czynnik najważniejszy, są obserwacje ogromnej intensywności cielenia spitsbergeńskich lodowców w fazie aktywnej procesu surge, kiedy ich prędkość jest największa (Schytt, 1969; Dowdeswell, 1986).

## 7. Współczesne wahania czoł lodowców południowego Spitsbergenu

Pojęcie współczesnych wahań lodowców odnosi się zwykle do czasów historycznych, w których prowadzone były bezpośrednie pomiary lub obserwacje stanu lodowców. Dla południowego Spitsbergenu w pełni wiarygodne dane znane są od początku XX wieku.

Prace V. S. Korjaka (1967, 1974) zawierają pierwsze wykazy zmian położenia czoł lodowców Spitsbergenu, oparte na porównaniu map sporządzonych podczas wypraw szwedzko-rosyjskich (lata 1899—1901) z mapami norweskimi (stan z 1936 r.) i obserwacjami wypraw radzieckich z lat 1965—1966. Zagadnieniami zmian zasięgu lodowców Spitsbergenu zajmowali się także: A. Kosiba (1960, 1982), S. Baranowski (1977), J. Jania (1982) oraz inni badacze.

W opracowaniu wahań lodowców Spitsbergenu V. S. Korjaka (1974, 1975b) opisano zmiany zasięgu lodowca w metrach i zmiany powierzchni lodowca w stosunku do powierzchni całego lodowca. Autor ten analizował równocześnie lodowce kończące się na lądzie i uchodzące do morza, mimo różniących je warunków środowiska i procesów gładzących w strefie czołowej.

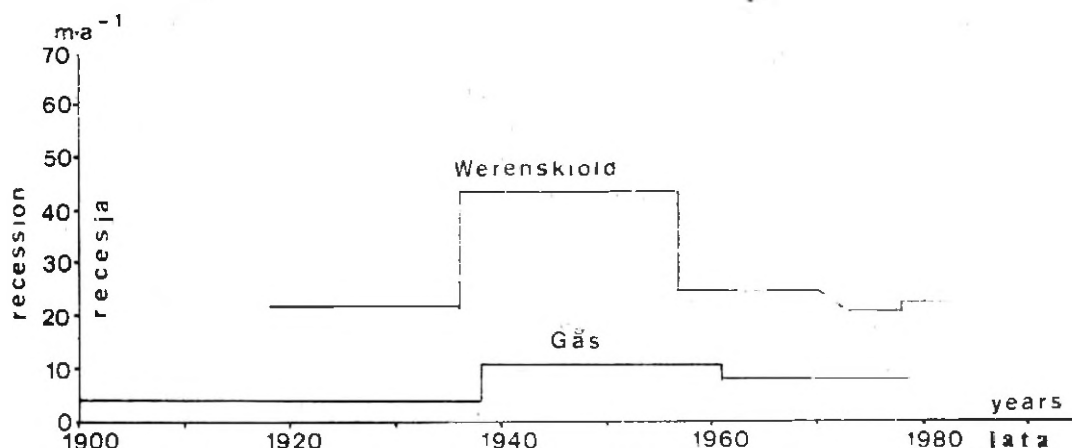
W świetle przedstawionych poprzednio wyników różnice w dynamice czoł obu typów lodowców są bardzo duże. Z tego powodu fluktuacje lodowców lądowych i uchodzących do morza rozpatrywane są oddzielnie.

Zmiana zasięgu czoła lodowca jest rezultatem zmian w jego bilansie masy, a reszta bilansowa odzwierciedla zmiany klimatyczne, przy czym wzrost ablacji ujawnia się bezpośrednio w postaci recesji lodowca (jest to tzw. odpowiedź bezpośrednia), natomiast wzrost akumulacji musi zostać „przetransportowany” do czoła, by wywołać awans lub przynajmniej jego stagnację. „Odpowiedź” czoła lodowca na wzrost akumulacji zależy od wielu czynników. Istotną rolę odgrywa przemieszczenie zwiększonych naprężeń ścinających w dół lodowca w postaci fali kine-

matycznej (Ny e, 1960, 1965). Jest to wynik pogrubienia strefy akumulacyjnej („odpowiedź” nie jest bezpośrednia). Jednocześnie należy brać pod uwagę powstawanie fali kinematycznej w wyniku zwiększonej ilości wody w podłożu lodowca i pojawienia się lub przyspieszenia ślizgu dennego. W odpowiednich warunkach może to spowodować surging lodowca. Najczęstszym efektem zjawiska surge jest awans jezora. Problem wpływu tego procesu na wahania lodowców rozważany jest oddzielnie.

#### Zmiany zasięgu lodowców kończących się na lądzie

Lodowce kończące się na lądzie są zazwyczaj znacznie mniejsze od uchodzących do morza. W ciągu XX wieku zwykle notowana była ich recesja. Pomiary zmian zasięgu lodowców prowadzono w kilku równoległych i równo rozmieszczonych profilach podłużnych. W rejonie Hornsundu najlepiej poznane są wahania lodowca Werenskiöld (Kosiba, 1960; Baranowski, 1977; Bukowska-Jania, Jania, 1988) oraz lodowca Gås (Pillewizer, 1939; Jania i in., 1981). W okresie 1918—1936 tempo recesji lodowca Werenskiöld było dwukrotnie



Rys. 55. Tempo recesji lodowców Werenskiöld i Gås w ciągu XX wieku

Fig. 55. Recession rate of Werenskiöld Glacier and Gås Glacier during 20th century

mniejsze niż w okresie 1936—1958 (rys. 55). Następnie szybkość recesji spadła do  $21 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ , a nawet  $25 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  (pomiędzy 1958 r. a 1983 r.). Podobne zmiany tempa recesji stwierdzono na Gåsbreen (rys. 55). W tym przypadku pomiary są mniej dokładne z uwagi na grubą morenę supraglacialną pokrywającą czoło. W latach 1900—1938 recesja wynosiła od  $3,4 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  do  $4 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ . W okresie 1939—1961 cofanie się było ponad dwukrotnie szybsze ( $10,7 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ ), a następnie średnie tempo wy-

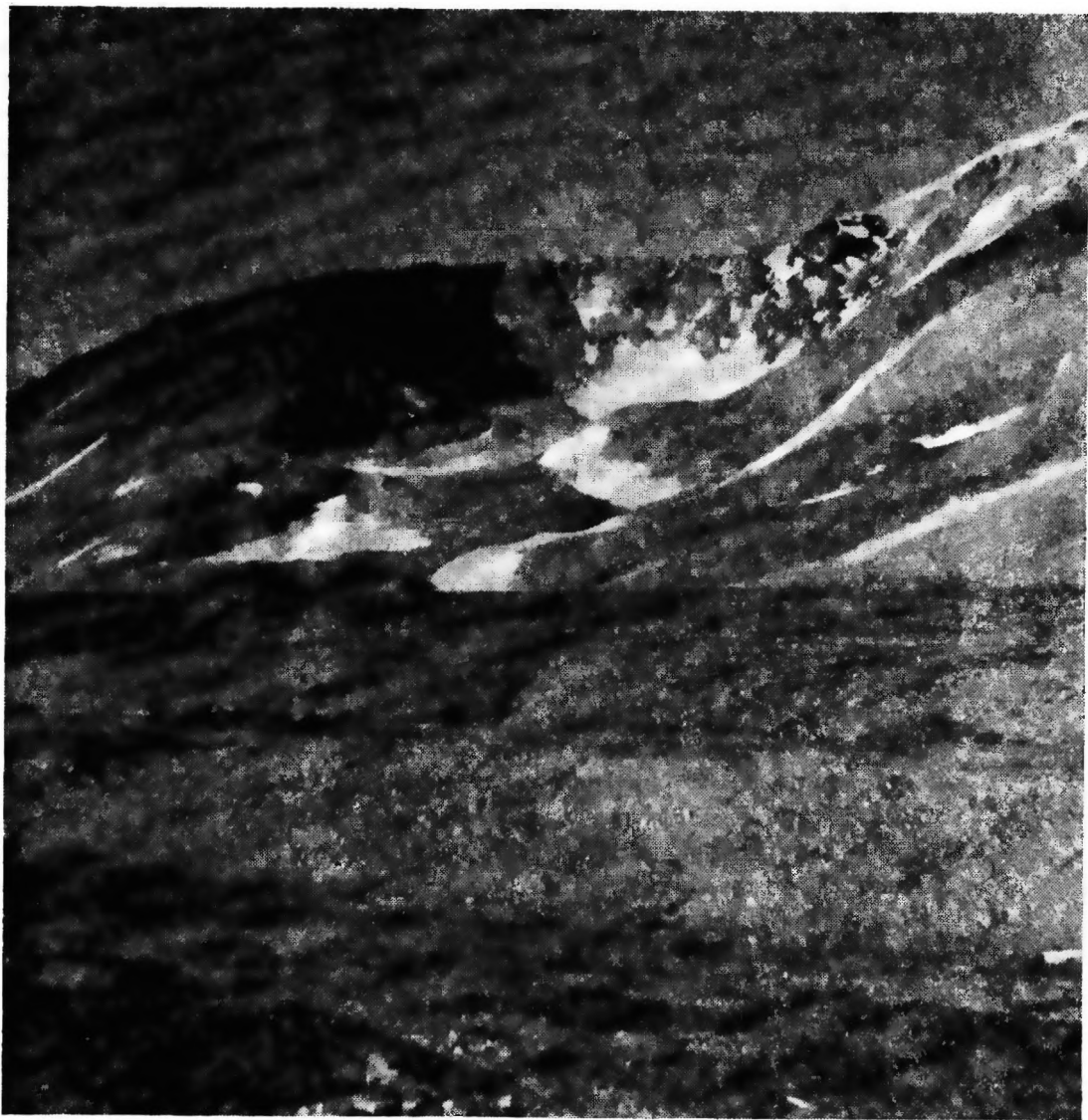
cofywania lodowca spadło do  $7,3 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ . Tak więc zmiany zasięgu tych różniących się lodowców odbywały się synchronicznie.

Recesja innych lodowców lądowych badanego obszaru przebiegała odmiennie. Lodowiec Vitkovski wycofał się w latach 1936—1961 w tempie  $17,5 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ , w późniejszym zaś okresie, 1961—1980, tempo recesji wzrosło do  $30 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ . L. Andrzejewski i W. Stankowski (1981) określili maksymalne tempo recesji w tych latach na  $35 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ . Badania A. Marcinkiewicza (1961) i J. Wachy (1981) na lodowcu Antonia (Van Keulen Fjord) ujawniają podobną tendencję w cofaniu się czoła. W okresie 1918—1936 recesja wynosiła około  $9,3 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ , w latach 1936—1958 była wolniejsza ( $8,1 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ ), natomiast w okresie 1958—1977 wzrosła do  $13,5 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ . Badania O. Liestöla (1969) na pobliskich lodowcach: Finsterwalder i Hess (które zalicza się do typu surge), pokazują, że na początku obecnego stulecia następował awans (Finsterwalderbreen) lub recesja była bardzo powolna (Hessbreen). Następnie w latach dwudziestych i trzydziestych następowało wyraźne przyspieszenie recesji. Jest to więc obraz zbliżony do zachowania lodowców Werenskiöld i Gås. Z cieplejszym okresem, który rozpoczął się w latach trzydziestych i trwał z niewielkimi przerwami do lat sześćdziesiątych (Baranowski, 1975b), należy wiązać szybsze cofanie się tych lodowców, natomiast brak związku tempa recesji z fluktuacjami termiki powietrza najprawdopodobniej dowodzi zmian w szybkości dopływu masy lodowej do czoła. Lodowce górskie i dolinne, których czoła, a niekiedy i całe jezory, pokryte są gruzem, w zasadzie nie zmieniały swojego zasięgu w ostatnich latach. Ich recesja polegała na obniżaniu powierzchni i pokrywaniu przez gruz coraz większych powierzchni jezora. Warstwa gruzu chroni więc lód przed topnieniem. Jest to ewolucja w kierunku lodowców gruzowych (fot. 13). Do dobrych przykładów należy Nigerbreen i Urnebreen. Typowy lodowiec gruzowy znajduje się w masywie Tonefjellet, w zawieszanej dolince bocznej lodowca Werenskiöld. Wydaje się, że lodowce gruzowe są ostatnim ogniwem ewolucji zlodowacenia w kierunku deglacji, w warunkach klimatu peryglacjalnego.

Dla innych lodowców kończących się na lądzie brak jest dobrze udokumentowanych danych. Przedstawione wyniki wskazują na różne typy zachowania lodowców lądowych w tym samym okresie. Szybkość recesji lodowców Werenskiöld i Gås może być uważana za synchroniczną ze zmianami klimatu w ciągu bieżącego stulecia (por. Baranowski, 1977; Troicki, 1985).

### Wahania lodowców uchodzących do morza

W czołowej części lodowców kończących się w morzu zachodzą specyficzne procesy glacialne. Ich efektem są sezonowe oscylacje położenia frontu lodowców, na co zwrócono uwagę poprzednio. Amplituda



**Fot. 13.** Nigerbreen — przykład lodowca górskiego (karowego), przechodzącego w lodowiec gruzowy:

**G** — jezioro pokryte miększą warstwą gruzu

(Fot. J. Jania, 1978)

**Phot. 13.** Nigerbreen — an example of a mountain glacier (cirque glacier) transforming into a rock glacier:

**G** — the glacier tongue covered by thick layer of debris

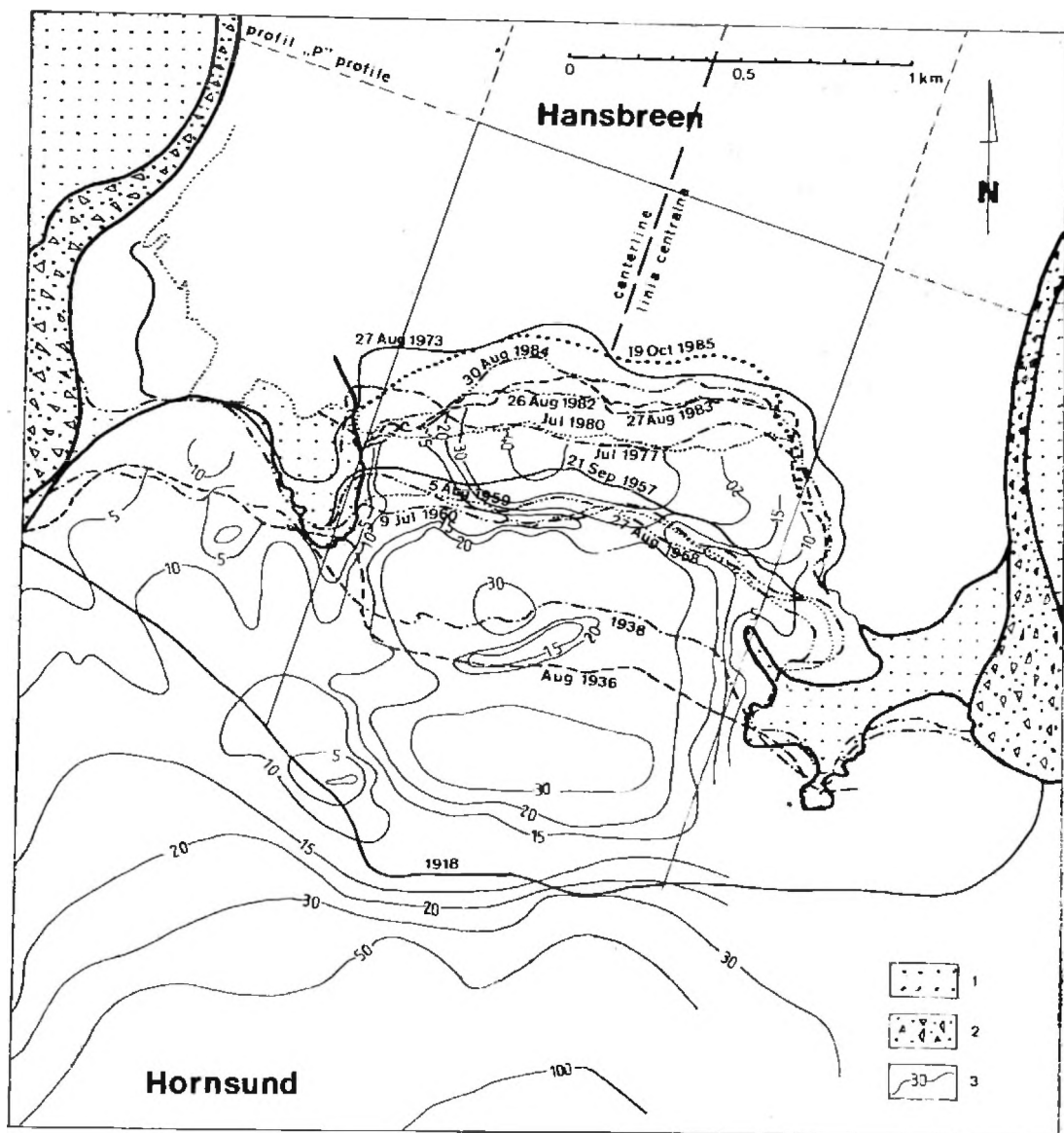
(Photo by J. Jania, 1978)

tych oscylacji jest znacznie większa od wieloletnich zmian położenia czoła (Jania, 1986b). Utrudnia to pomiary wahań tych lodowców i może być przyczyną pomyłkowo stwierdzonych awansów lub szybkich regresji. Innym źródłem błędów jest mała dokładność pomiarów lub mało precyzyjna metoda. Z dużą ostrożnością należy podchodzić do dawnych materiałów kartograficznych, zwłaszcza gdy nie ma możliwości zweryfikowania ich dokładności. Niezależnie od tych ograniczeń i wątpliwości udało się zebrać bogaty materiał na temat wahań lodowców uchodzących do morza.

#### Zmiany zasięgu lodowca Hans w bieżącym stuleciu

Najlepiej zbadanym lodowcem jest Hansbreen. Zmianami jego zasięgu w XX wieku zajmowali się: A. Kosiba (1960), J. Jania (1982, 1986b), S. Dąbrowski, C. Lipert (1984). Na rysunku 56 zestawiono wyniki pomiarów w poszczególnych latach. Starano się dobrać materiały pokazujące stan czoła w końcu lata (koniec sierpnia). W świetle prawidłowości oscylacji sezonowych powinien to być zasięg pośredni pomiędzy maksimum na początku sezonu ablacji a jesiennym minimum. Nie dla wszystkich lat dysponowano takimi danymi.

Przebieg linii czoła tego lodowca w niektórych latach jest mniej dokładnie wyznaczony niż za pomocą fotogrametrii naziemnej (maksymalny błąd metody fotogrametrycznej  $m_{xy} = \pm 1$  m). Stan w 1918 roku zaczerpnięto z mapy w pracy A. Kosiby (1960), który korzystał z pierworysów norweskiej mapy morskiej w podziałce 1 : 100 000. Zasięg w 1938 roku zmierzył W. Pillewizer (1939, mapa 1 : 25 000) terrofotogrametrycznie z 2 baz na grzbiecie Tsjebysovjfjellet na południowym brzegu Hornsundu (długość celowej ok. 12 km). Pewne wątpliwości budzi fotogrametryczny pomiar z 27 sierpnia 1973 roku, wykonany przez J. Zyskowskiego (1982, mapa 1 : 5000) ze stanowisk na Wilczekodden. Na podstawie zarysów linii brzegowej lądu stałego wydaje się, że występuje systematyczny błąd sytuacyjny rosnący wraz ze wzrostem odległości fotografowania. Niezależnie od tego, faktem jest dalekie cofnięcie czoła, co ujawniły te unikalne w latach siedemdziesiątych pomiary. Potwierdzają to fotografie niepomiarowe ze szczytu Fugleberget. Stan w lipcu 1977 roku zaczerpnięto z mapy batymetrycznej (1 : 10 000) R. Siweckiego i innych (1978). Sytuację mierzyli oni tachymetrycznie z kilku stanowisk wokół zatoki. Niestety mapa zawiera wyraźne błędy kartometryczności i zasięg lodowca w tym roku należy uznać za przybliżony. Linia klifu lodowego w 1936 roku pochodzi z norweskich map topograficznych 1 : 50 000, opracowanych na podstawie zdjęć lotniczych z sierpnia tego roku. Dane z lat 1957—1959 i 1980 pochodzą z pomiarów terrofotogrametrycznych (Dąbrowski, Lipert, 1984). Zasięg w lipcu



**Rys. 56.** Zmiany zasięgu czoła lodowca Hans na tle batymetrii jego przedpola, w ciągu XX wieku (zaznaczono przebieg klifu lodowca w następujących terminach: 1918 rok, w sierpniu 1936 roku, w 1938 roku, 21 września 1957 roku, 27 sierpnia 1958 roku, 5 sierpnia 1959 roku, 9 lipca 1960 roku, 27 sierpnia 1973 roku, w lipcu 1977 roku, 31 lipca 1980 roku, 26 sierpnia 1982 roku, 27 sierpnia 1983 roku, 30 sierpnia 1984 roku, 19 października 1985 roku): 1 — obszary wolne od lodu, 2 — moreny z jądrem lodowym, 3 — głębokości (izobaty w m) na podstawie mapy batymetrycznej J. Różańskiego (nie publikowana)

**Fig. 56.** Changes of the Hans Glacier terminus position during 20th century and bathymetry of its forefield (the ice cliff positions were surveyed in the following dates: 1918, August 1936, 1938, 21 September 1957, 27 August 1958, 5 August 1959, 9 July 1960, 27 August 1973, July 1977, 31 July 1980, 26 August 1982, 27 August 1983, 30 August 1984, 19 October 1985): 1 — unglaciated areas, 2 — ice-cored moraines, 3 — depths (isobaths in m) according to the bathymetric map by J. Różański — unpublished

1960 roku wyznaczono na podstawie norweskich zdjęć lotniczych. Pozostałe linie zasięgów są rezultatem badań zespołu autora.

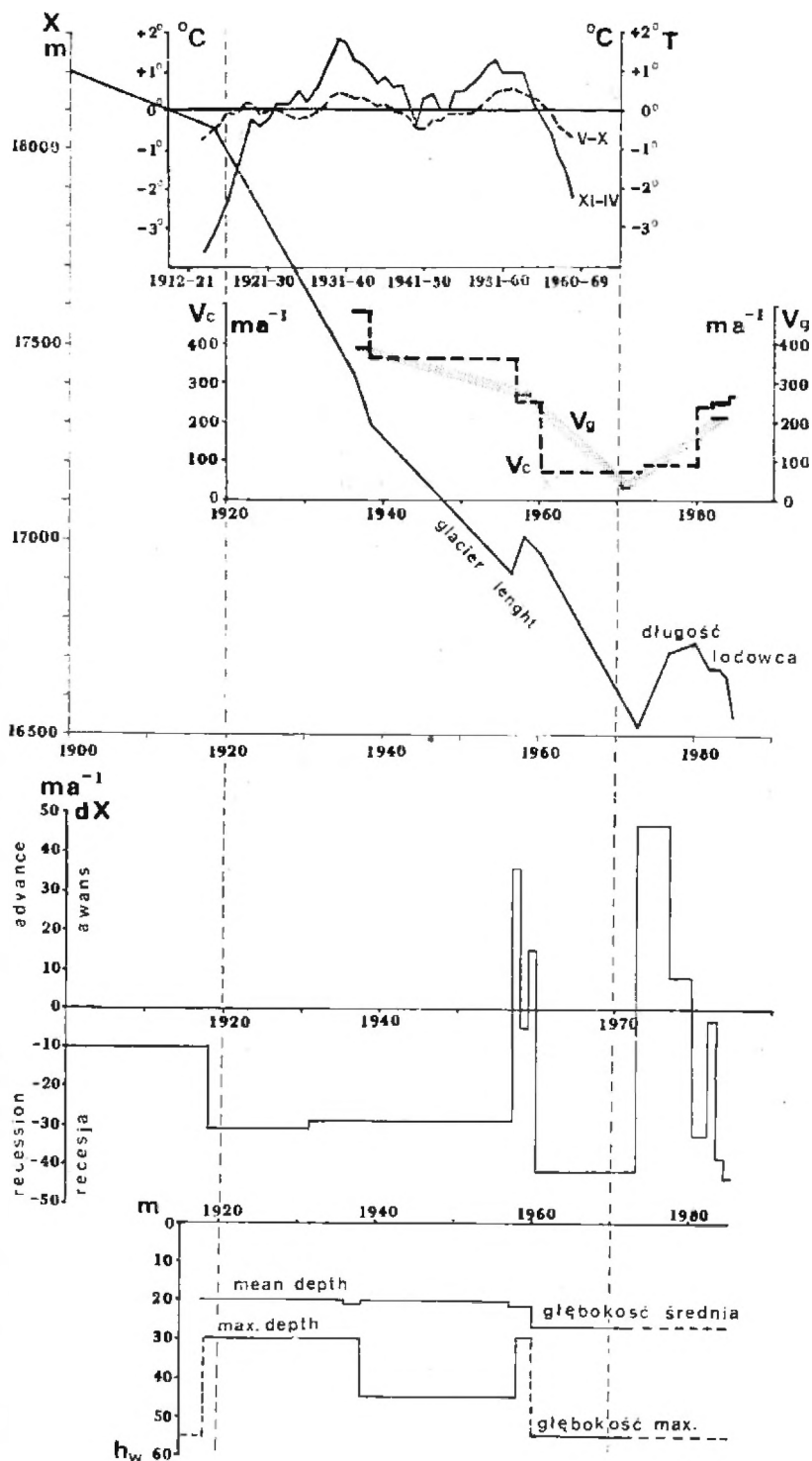
Bardzo interesująco przedstawia się zestawienie batymetrii przedpola lodowca ze zmianami położenia czoła (rys. 56). Zwraca uwagę „postój” lodowca (w latach 1958—1960) w strefie podwodnego wału, który — zdaniem J. Różańskiego (informacja ustna) — ma charakter moreny (prawdopodobnie spiętrzonej). W latach siedemdziesiątych rozwój centralnej zatoki w klifie lodowym następował wzdłuż osi wyraźnego przegłębienia dna zatoki (ok. 55 m głębokości). Rozciągłość lodowca w 1899 roku była około 200 m większa niż w 1918 roku. Lodowiec nie przekraczał więc skłonu głównej rynny fiordu. Według V. S. Korjakina (1974) zasięg Hansbreen utrzymywał się bez zmian w latach 1872—1899, czyli czoło znajdowało się w rejonie izobaty 50 m. Spostrzeżenia te potwierdzają istotną rolę głębokości zbiornika morskiego w kształtowaniu zmian zasięgu lodowców. Jednakże dokładniejsze zbadanie tego zagadnienia na przykładzie lodowca Hans rzuca nowe światło na znaczenie innych czynników.

Linie zasięgu lodowca Hans w ciągu XX wieku naniesiono na wspólny podkład w podziałce 1 : 10 000 (rys. 56). Na tej podstawie sporządzono wykresy zmian uśrednionej długości tego lodowca i szybkości jego recesji (rys. 57). Średnia długość głównego strumienia lodu uchodzącego do morza (1250 m szerokości) mierzono podobnie jak w przypadku wahań sezonowych. Gdy pomiar zasięgu lodowca przypadał na termin inny niż koniec sierpnia, wartość średniej długości zredukowano do tego terminu, wykorzystując poznaną wielkość oscylacji sezonowych dla okresu 1982—1984 (por. rys. 48). Długość lodowca przed 1918 rokiem zaznaczono według danych V. S. Korjakina (1974).

Na początku bieżącego stulecia następowało stosunkowo wolne cofanie się jezora. W latach 1918—1957 recesja była ponad dwukrotnie szybsza. Następnie widoczny jest niewielki awans (o ok. 100 m) w 1958 roku i począwszy od 1960 roku — bardzo szybka recesja, aż do 1973 roku. Pomiędzy rokiem 1973 a 1980 nastąpił wyraźny awans lodowca o prawie 200 m. W latach osiemdziesiątych dominuje szybka recesja.

Na rysunku 57 przedstawiono głębokości morza w obrębie akwenu objętego zmianami położenia czoła (pomiędzy kolejnymi liniami zasięgu). Średnia głębokość przed cielącym się klifem według M. F. Meiera i innych (1980) oraz C. S. Browna i innych (1982) jest podstawowym elementem „prawa cielenia” lodowców alaskańskich. Średnia głębokość morza przed czołem Hansbreen w ciągu bieżącego stulecia ulega niewielkim zmianom. Okres po 1960 roku charakteryzuje się pogłębianiem akwenu (głębokość średnia 27 m). W odniesieniu do lat osiemdziesiątych brak jest opracowanych danych. Na podstawie sondowania bocznego (sonar), wykonanego w październiku 1985 roku, można sądzić, że średnia





**Rys. 57.** Zmiany długości ( $X$ ), prędkości lodowca ( $V_g$ ), szybkości ( $dX$ ) dla Hansbreen, na cielenia ( $V_c$ ) oraz tempo zmian położenia czoła tle zmian termiki powietrza ( $T$ ) w Isfjord Radio (dla półrocza letniego i zimowego) — średnie kroczące dziesięcioletnie (wg S. Baranowskiego, 1975b), a także na tle zmian głębokości morza ( $h_w$ ) przed klifem lodowym w XX wieku

**Fig. 57.** Changes of length ( $X$ ), glacier velocity ( $V_g$ ), calving speed ( $V_c$ ) and rate of the Hansbreen terminus position changes ( $dX$ ) versus course of air temperatures ( $T$ ) at Isfjord Radio (for summer and winter months) — ten-year consecutive mean (after S. Baranowski, 1975b) and also changes of the sea depth in front of the ice cliff during 20th century

głębokość jest podobna jak w okresie poprzednim. Na wykresie (rys. 57) zaznaczono także maksymalne głębokości morza, występujące na przedpolu klifu lodowego. Są one znacznie bardziej zróżnicowane. Trudno jednakże znaleźć wyraźny związek pomiędzy głębokością maksymalną a szybkością wahań czoła lub zmianami jego długości.

Prawie jednakowa średnia głębokość przedpola klifu lodowego w ciągu badanego okresu umożliwia stwierdzenie wpływu innych czynników na zmiany zasięgu lodowca. Niestety, pomiary prędkości lodowca w przypadku Hansbreen prowadzono tylko w kilku okresach, oddzielonych od siebie kilkunastoma latami przerw w obserwacjach. Jest to materiał bardzo ubogi, ale mimo to jeden z najlepszych na Spitsbergenie i jedyny dla rejonu Hornsundu. Pomiary W. Pillewizera (1939) w dniach od 2 do 3 sierpnia 1938 roku, przypadły prawdopodobnie na okres tuż po maksimum prędkości (por. rys. 39). Analiza sezonowych zmian prędkości ruchu lodowców uchodzących do morza wskazuje, że był to prawdopodobnie okres, w którym prędkości zbliżone były do średniej rocznej. Opierając się na tym, możemy przypuszczać, że średnia prędkość w profilu „P” (Fugleberget-Fannytoppen) równa była  $91,3 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ . Pomiary A. Kosiby (1960) w 2 okresach (pomiędzy 25 września 1957 r. a 4 sierpnia 1958 r. oraz 14 lipca 1959 r.) obejmują tylko połowę profilu „P”. Na podstawie wcześniejszych i późniejszych pomiarów z lat osiemdziesiątych (Jania i in., 1983, fig.12) ekstrapolowano wyniki na cały profil (por. Jania, 1982, rys. 8). Tak wyliczono średnią prędkość dla lat 1957—1959 —  $76,7 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ . Następne dane pochodzą z 1970 roku (od 17 sierpnia do 9 września 1970 r.), a wykonane były przez S. Baranowskiego (1975c, s. 75). Obejmują one tylko połowę lodowca i wykazują bardzo wolny ruch w części centralnej: tylko  $0,68 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ , czyli około 13 razy mniej niż w latach 1957—1959. Brak silnego uszczelinienia przy czole lodowca jest potwierdzeniem uzyskanego wyniku (Baranowski, 1975c, 1977).

Korzystając, jak poprzednio, z krzywej zmian sezonowych prędkości Hansbreen, określono średnią prędkość roczną lodowca na około  $9,1 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ . Pomiary ruchu w latach 1982—1984 przedstawione w rozdziale poprzednim. Wynika z nich, że średnia prędkość w profilu „P” jest około 3,6 raza mniejsza od ruchu lodowca tuż przy klifie lodowym. Wynik ten jest podobny do rezultatów pomiarów W. Pillewizera (1939, Tafel 15). Uwzględniając tę zależność określono prawdopodobną, uśrednioną prędkość lodowca w pobliżu klifu lodowego (rys. 57).

Znajomość tempa recesji i szybkości lodowca umożliwia określenie wielkości cielenia w badanych okresach. Stosując znaczne uproszczenie, polegające na przyjęciu średniej prędkości lodowca w okresach pomiędzy pomiarami, obliczono przypuszczalną prędkość cielenia (rys. 57).

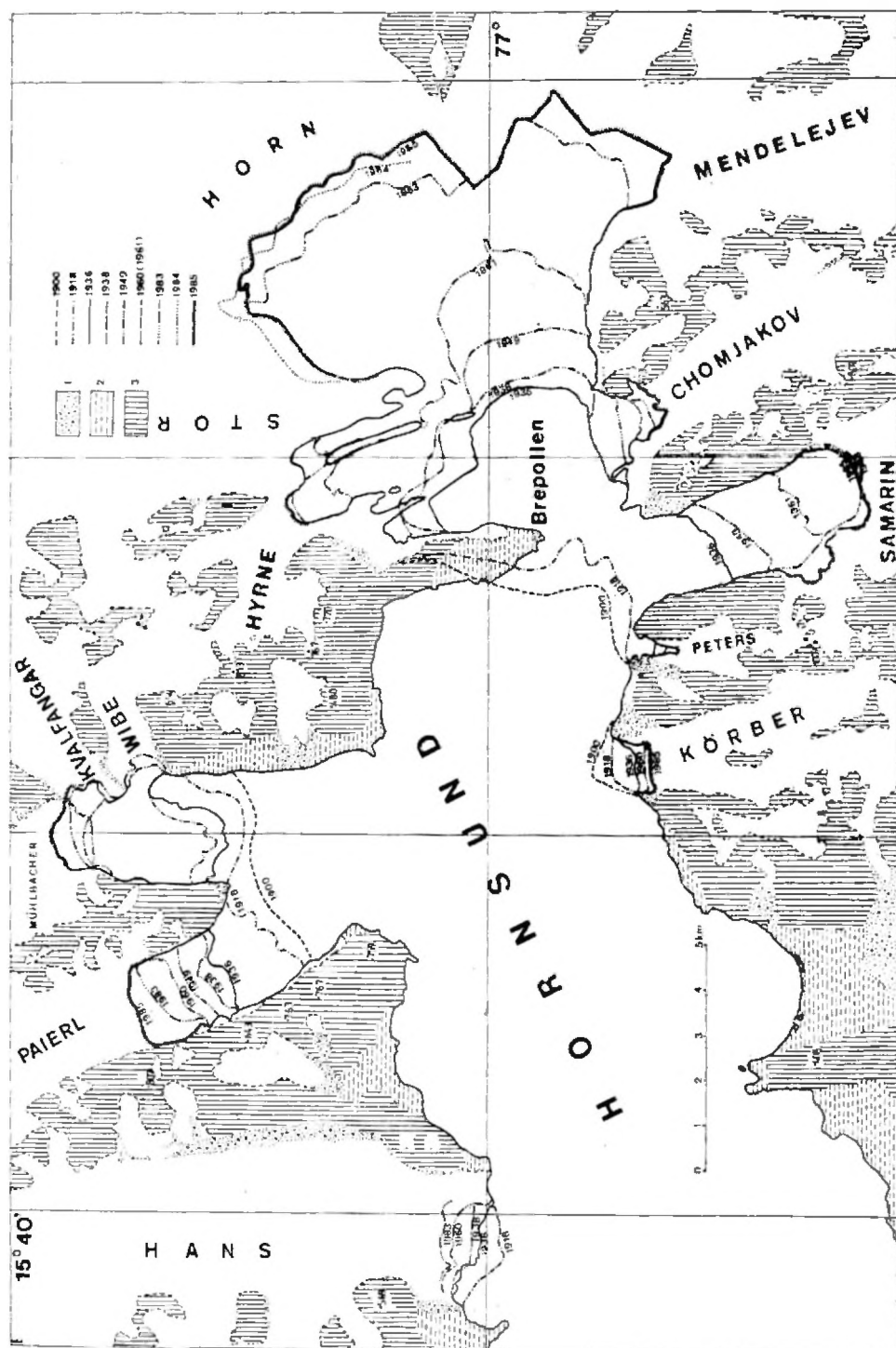
Wykres prędkości cielenia jest wypadkową pomiędzy wahaniami czoła a prędkością lodowca.

Zaproponowany poprzednio mechanizm cielenia uwzględnia rolę prędkości lodowca, ale również temperatury wody morskiej jako czynników mających wpływ na tempo cielenia. Zmiany termiki morza są pochodną ogólnych tendencji w zmianach klimatycznych, natomiast ilość wód roztopowych, docierających do dna lodowca uwarunkowana jest intensywnością ablacji powierzchniowej, a ta z kolei zależy od czynników meteorologicznych w okresie lata. O ile w krótkich okresach ruch lodowca szybko reaguje na zmiany intensywności ablacji, o tyle w czasie dłuższym pojawia się kwestia niestabilności ruchu. Jest ona związana z procesami rozwoju drenażu subglacjalnego, a objawia się zjawiskami typu surge. Tak więc prędkość lodowca zależy od czynników klimatycznych w sposób niejednoznaczny. Intensywność cielenia uzależniona jest od prędkości ruchu jezora, ale też termiki wód morskich. Z tego powodu lepiej odzwierciedla wahnięcia klimatyczne.

Na rysunku 57 przedstawiono wykres średnich kroczących dziesięcioletnich odchyłeń temperatury powietrza sezonu zimowego (listopad—kwiecień) i sezonu letniego (maj—październik) w Isfjord Radio dla okresu 1912—1969 (wg Baranowskiego, 1975b). Brak jest opracowanych danych w odniesieniu do lat siedemdziesiątych. Wyrywkowe obserwacje w sezonach letnich wskazują, że były to lata stosunkowo chłodne. Potwierdzają to wnioski pracy J. Rodzika i W. Stepko (1985), w której przeanalizowano warunki klimatyczne w Hornsundzie dla pięciolecia lipiec 1978 roku — lipiec 1983 roku. Rok 1983/1984 był wyraźnie cieplejszy, o czym świadczą dane z Hornsundu (Pietroń, Ziemiański, 1985), a sezony letnie 1984 roku i 1985 roku należy zaliczyć do wyjątkowo ciepłych.

Przedstawione tutaj dane ujawniają wyraźny związek pomiędzy wieloletnimi tendencjami zmian temperatury powietrza a zmianami szybkości cielenia. Uwidacznia się to także w ruchu lodowca. Dane zebrane na rysunku 57 pokazują, że dużym szybkościom lodowca towarzyszy intensywne cielenie, co zbieżne jest z wynikami pomiarów w krótkich okresach sezonów letnich 1983 roku i 1984 roku i zgadza się z zaproponowanym, ogólnym „prawem cielenia”. Jak z tego widać, poza głębokością akwenu, do którego uchodzą lodowce, istotne znaczenie mają czynniki klimatyczne, decydujące o warunkach ślizgu dennego lodowca oraz temperatury wody morskiej, co ma wpływ na intensywność cielenia.

Warto zwrócić uwagę, że o ile poszczególne procesy wykazują zależność od czynników klimatycznych, o tyle słabiej odzwierciedla się to w ostatecznym rezultacie ich współdziałania — w wahaniami zasięgu czoła lodowca.



Istotne jest pytanie: Czy uzyskane wyniki dla lodowca Hans są potwierdzone przez obserwacje lodowców uchodzących do morza w tym rejonie? Zebrano wszystkie wiarygodne dane o zmianach zasięgu lodowców uchodzących do Hornsundu (rys. 58) oraz lodowca Torell (rys. 59). Wykaz źródeł zawiera praca J. Jani (1982, tab. 1). Dane te zweryfikowano, kierując się poznanymi prawidłowościami sezonowych wahań lodowców i eliminując wyniki najbardziej niepewne.

Najwięcej wątpliwości budziły linie zasięgu lodowców wzięte z map wykonanych w latach 1899–1900 przez wyprawę rosyjską, zaczerpnięte z prac W. Pillewizera (1939) i H. Heintza (1953). Obserwacje przeprowadzone przez autora w 1985 roku na Treskelen oraz na południowym brzegu Hornsundu (stwierdzono brak śladów osadów glacialnych), poparte analizą zdjęć lotniczych, wpłynęły na rewizję przebiegu linii czoł tych lodowców na przełomie wieków XIX i XX. Tak przeprowadzony zasięg (rys. 58) różni się od prezentowanych wcześniej (Jani, 1982, rys. 11; Karczewski i in., 1984). Zasięg lodowców uchodzących do Burgerbukty nie był weryfikowany.

Najnowsze dane są rezultatem pomiarów wykonanych nawigacyjnym radarem panoramicznym (SRN 743) z pokładów statków Polskiego Ratownictwa Okrętowego „Perkun” i „Jantar” w latach 1983, 1984 i 1985. Wyznaczenie położenia czoła lodowca radarem nawigacyjnym jest pomiarem biegunowym (pomiar azymutu i odległości od stałego punktu o znanym położeniu). Dokładność nominalna użytego radaru wynosi: dokładność pomiaru kąta  $m_{az} = \pm 0,5^\circ$  i dokładność pomiaru odległości ( $d$ )  $m_d = \pm 0,5\%$  d. Tak więc nominalny średni błąd położenia zmierzzonego punktu ( $m_{xy}$ ) obliczyć można ze wzoru:

$$m_{xy} = \pm \sqrt{m_d^2 + m_{az}^2}.$$

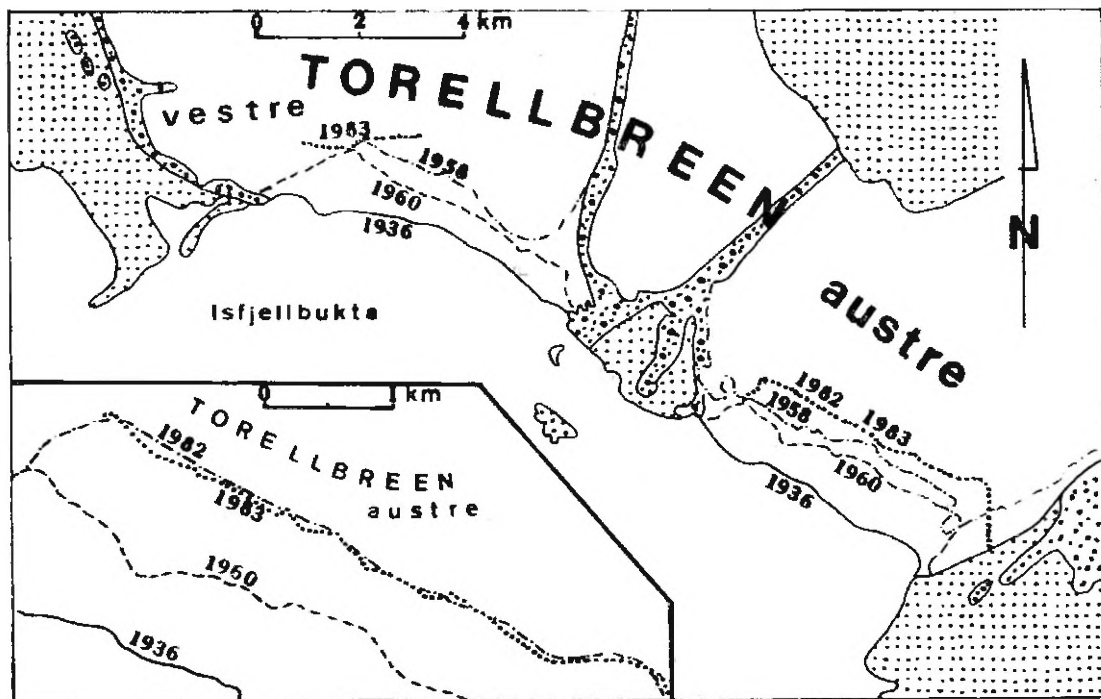
Niedokładności ustalenia punktu biegunowego na ekranie radaru wpływają dodatkowo na powiększenie błędu pomiaru.

Test dokładności metody radarowej przeprowadzono dnia 19 paź-

←  
**Rys. 58.** Zmiany zasięgu lodowców uchodzących do Hornsundu w ciągu XX wieku (wg J. Jani, 1982, uzupełnione). Zasięg lodowców w sierpniu 1983 roku, w sierpniu 1984 roku i październiku 1985 roku zmierzono za pomocą radaru nawigacyjnego z pokładu statku (objaśnienia w tekście):  
1 — moreny, 2 — równiny nadmorskie, 3 — masywy górskie

**Fig. 58.** Changes of the front positions of the Hornsund tidewater glaciers during 20th century (after J. Jani, 1982, supplemented). Glaciers extension in August 1983, August 1984 and October 1985 measured by means of the ship board navigation radar (explanation in the text):

1 — moraines, 2 — seaside planes, 3 — mountain massifs



**Rys. 59.** Zmiany zasięgu lodowca Torell na podstawie pomiarów fótogrametrycznych w terminach: sierpień 1936 roku, 27 sierpnia 1958 roku, 9 lipca 1960 roku, 21 sierpnia 1983 roku i 22 sierpnia 1983 roku (vestre — zachodni, austre — wschodni)

**Fig. 59.** Changes of the Torell Glacier terminus position according to photogrammetric surveys made in August 1936, on 27 August 1958, on 9 July 1960, on 21 August 1982 and on 22 August 1983 (vestre — western, austre — eastern)

dziennika 1985 roku. W tym samym czasie co pomiar lodowca Hans z pokładu zakotwiczonego d/e „Perkun” wykonano zdjęcia fótogrametryczne z Wilczekodden. Błąd faktyczny był większy od nominalnego, maksymalnie o 25%, średnio zaś — o 10%. W przypadku innych lodowców uchodzących do Hornsundu maksymalny błąd wyznaczenia położenia czoła wynosi  $m_{xy} = \pm 100$  m, natomiast średni —  $\pm 60$  m. Jak z tego widać, wyniki pomiarów radarowych są znacznie mniej dokładne od fótogrametrycznych. Należy jednak dodać, że pomiar radarowy czoł lodowców w Breepollen z października 1983 roku był zbliżony z wynikami terrofótogrametrii wykonanej z bazy na Treskelen. Wykorzystano pomiary radarowe z powodu braku innych, dokładniejszych danych.

Badania zmian zasięgu lodowca Torell prowadzono fótogrametrią naziemną z bazy na morenie czołowej lodowca Werenskiöld (Jania, Kolondra, 1982; Jania i in., 1983).

Wyniki obejmujące większość lodowców rejonu Hornsundu zawarto w tabeli 6 i na rysunku 60. Zmiany rozciągłości lodowców kończących

Tabela 6  
Table 6

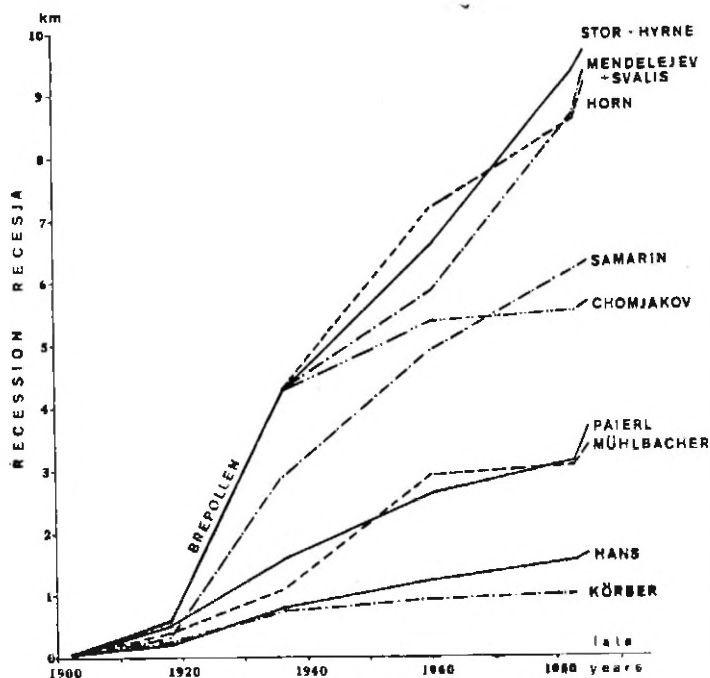
Wahania lodowców uchodzących do morza w rejonie Hornsundu podczas XX wieku  
Fluctuations of the Hornsund region tidewater glaciers during 20th century

Nazwa lodowca (Glacier name)	Okres badań (Research period)									
	1900—1918		1918—1936		1936—1960/1961		1960/1961—1983		1983—1985	
	$d\bar{X}$ [m · a <sup>-1</sup> ]	$dS$ [km <sup>2</sup> ]	$d\bar{X}$ [m · a <sup>-1</sup> ]	$dS$ [km <sup>2</sup> ]	$d\bar{X}$ [m · a <sup>-1</sup> ]	$dS$ [km <sup>2</sup> ]	$d\bar{X}$ [m · a <sup>-1</sup> ]	$dS$ [km <sup>2</sup> ]	$d\bar{X}$ [m · a <sup>-1</sup> ]	$dS$ [km <sup>2</sup> ]
Hansbreen	-11,1*	-0,3*	-33,8	-0,8	-17,9	-0,97	-14,3	-0,7	-41,4	-0,1
Palerbreen	-28,0	-1,1	-68,9	-2,6	-43,0	-1,96	-17,8	-0,8	-261,8	-1,0
Mühlbacherbreen (+ Kvalfangar- brenn + Wibebreen)	-22,3	-0,7	-37,1	-1,5	-74,4	-5,3	-6,5	-0,5	-153,3	-0,7
Brepollen (Hornbreen + inne lodowce)	-36,5	-1,5	-201,2	-10,9	.	.	.	.	.	.
Siorbreen + Hyrnebreen	.	.	.	.	-96,1	-7,2	-128,6	-9,2	-147,5	.
Hornbreen	.	.	.	.	-116,3	-2,2	-63,0	-5,9	-331,8	-0,6
Mendeleyvbreen (+ Svalisbreen)	.	.	.	.	-64,8	-3,6	-134,8	-8,2	-379,2	-2,8
Chomjakovbreen	.	.	.	.	-45,7	-1,4	-6,6	-0,2	-63,1	-2,5
Samarinbreen	-18,9	-0,5	-138,8	-3,4	-82,4	-4,1	-56,0	-2,5	-66,0	-0,3
Körberbreen	-15,8	-0,4	-20,3	-0,5	-7,5	-0,2	-4,2**	-0,1**	.	.
austre Torellbreen	.	.	.	.	-37,2	-1,0	-26,8	-0,7	.	.
vestre Torellbreen	.	.	.	.	-26,8	-0,9	-32,6	.	.	.

\* Za V. S. Korjakinem (1974) (after V. S. Korjakin — 1974) \*

\*\* Okres 1961—1984 (Period 1961—1984)

Objaśnienia:  $d\bar{X}$  — tempo recesji (recession rate);  $dS$  — zmiana powierzchni lodowca (change of the glacier area)



**Rys. 60.** Zmiany zasięgu lodowców uchodzących do Hornsundu w stosunku do położenia czoł w w ciągu XX wieku. Recesja (km) w stosunku do położenia czoł w 1900 roku. Jako Brepollen oznaczono system łączących się lodowców wnętrza Hornsundu (por. rys. 58)

**Fig. 60.** Changes of range of the Hornsund tidewater glaciers during 20th century. Recession in km in relation to terminus position in 1900. The glacier system inside Hornsund Fjord is marked as Brepollen (comp. Fig. 58)

się w morzu analizowano w około dwudziestoletnich (od 18 lat do 25 lat) przedziałach czasowych (wyjątkiem jest najnowszy okres dwuletni). Badano więc ogólną tendencję w zmianach wielkości tych lodowców. Z tej przyczyny pominięto pomiary z innych lat, których wyniki zaznaczono na mapie fiordu (rys. 58). Stwierdzono ciągłą, ale zmienną w tempie, recesję, która trwa od początku bieżącego stulecia.

Badane lodowce w przeważającej części zachowywały się synchronicznie. Na początku stulecia recesja była niewielka (lub zanotowano awansy lodowców). Między rokiem 1918 a 1936 widoczne jest wyraźne przyspieszenie recesji. W ciągu następnych 25 lat recesja była równie szybka, w okresie zaś 1960—1983 tempo wycofywania lodowców wyraźnie zmalało. Dane dla ostatnich lat (1983—1985) są mało dokładne (zazwyczaj pomiar radarowy), jednak zgodnie wskazują one na wzrost tempa deglacjacji. Wprawdzie wyniki z okresu dwuletniego nie mogą być porównywalne z danymi dla dwudziestolecia, sygnalizują one jednak najnowszą tendencję zachowania lodowców z wyraźnym zaznaczeniem ocieplenia od 1983 roku. Tudno powiedzieć, czy będzie to zjawisko trwałe. Ogólnie biorąc, deglacjacja w okresie 1900—1985 spowodowała zmniejszenie powierzchni lodowców uchodzących do Hornsundu o około 88 km<sup>2</sup>, zatem średnio w ciągu roku fiord powiększał się o ponad 1 km<sup>2</sup>. Jest to bardzo wyraźny przejaw powolnego, chociaż nieregularnie postępującego, ocieplenia klimatu w ciągu XX wieku.



Dane na temat batymetrii akwenów opuszczonych przez lodowce w ciągu bieżącego stulecia są nieliczne. Stosunkowo najlepiej zbadane jest Brepollen i vestre Burgerbukta. Średnią głębokość dla Brepollen obliczono w sposób przybliżony: jest to średnia arytmetyczna punktów głębokościowych, naniesionych na roboczą mapę nawigacyjną d/e „Perkun” (opracowanie J. Różańskiego), która uwzględniała wcześniejsze pomiary, zawarte na przykład na mapie A. Karczewskiego i innych (1984). Ta metoda obliczeń zawyżyła prawdopodobnie wielkość średniej głębokości (przybrzeżne strefy nie były dokładnie sondowane). Części zatoki Brepollen, opuszczone przez lodowce w poszczególnych okresach bieżącego stulecia charakteryzowały się następującymi głębokościami: dla lat 1900—1918 — 80 m, 1918—1936 — 81 m, 1936—1961 — 87 m, dla okresu 1961—1983 — 83 m głębokości. Na przedpolu Paierlbreen zmierzono następujące głębokości: dla okresu 1900—1918 — 43 m, 1918—1936 — 93 m, dla okresu zaś 1936—1961 — 147 m. W odniesieniu do ostatnich lat batymetria nie została jeszcze opracowana. Z sondowań wykonanych z d/e „Perkun” w 1985 roku wynika, że maksymalne głębokości tuż przed czołem lodowca Paierl wynoszą około 190 m.

Niepełne dane o głębokościach akwenów, do których uchodzą lodowce w rejonie Hornsundu uniemożliwiają pełną analizę wpływu tego czynnika na tempo recesji. Brak jest też danych o prędkościach płynięcia poszczególnych lodowców. Zestawiając jednak dane batymetryczne z tempem recesji lodowców (tab. 6), można stwierdzić większą intensywność cofania się czoł uchodzących do głębszej wody. Na przykład, średnia głębokość Hornsundu, odsłonięta przez system lodowca Horn (Brepollen), jest około 4 razy większa niż głębokość przedpoła lodowca Hans i jednocześnie recesja w ciągu XX wieku była około 6 razy intensywniejsza w Brepollen. Podobny wynik daje porównanie wahań Hansbreen i Paierlbreen z głębokościami zatok przed ich czołami. Pojawia się tu jednak odmiennność w zachowaniu lodowca Paierl, co prawdopodobnie jest efektem niestabilności procesów ruchu. Na podstawie przedstawionych tabel i wykresów (rys. 60) można wyróżnić wyraźne odchylenia od typowych zachowań lodowców. Należą do nich Mendelejev-breen, Mühlbacherbreen i Körberbreen. Są one znane ze zjawisk typu surging (Liestøl, 1969; Baranowski, 1977; Korjakin, 1975b, 1985b). Niezależnie od tych odchyłeń ogólna tendencja zmian zasięgów lodowców rejonu Hornsundu potwierdza wyniki badań lodowca Hans.

Na razie brak dokładniejszych danych utrudnia rozwiązanie problemu wpływu głębokości akwenu, szybkości ruchu lodowca, temperatury wody morskiej na przebieg recesji lodowców uchodzących do morza. Jednak w świetle przytoczonych rezultatów można zauważyć wyraźny związek zmian zasięgu lodowców z głębokością wody, do której uchodzą. Wykazuje to podobieństwo do zachowania lodowców alaskańskich, ba-

danych przez M. F. Meiera i innych (1980) oraz C. S. Browna i innych (1982). Prawidłowość mówiąca o szybkiej recesji lodowców uchodzących do głębokiej wody, proponowana przez M. F. Meiera (1986), sprawdza się więc i w przypadku lodowców spitsbergeńskich (jest ona zgodna z ogólnym „prawem cielenia”, proponowanym przez autora).

W dłuższych okresach zauważalna jest synchroniczność tempa recesji lodowców z fluktuacjami termiki powietrza w tym rejonie. Może wiązać się to ze zmianami prędkości ruchu lodowców, wywołanymi zmienną dostawą wód roztopowych do podłoża i różnicami w intensywności ślizgu dennego. Problem zmian zasięgu lodowców uchodzących do morza na tle przytoczonych czynników jest trudny i wymaga dalszych badań ilościowych, ale już teraz zarysowują się prawidłowości, które zdają się wskazywać, że proponowana idea ogólnego „prawa cielenia” może być użyteczna w tych rozważaniach. Na tej podstawie wytłumaczenie recesji lodowców w obrębie Brepollen o 56,5 km<sup>2</sup> w ciągu bieżącego stulecia (co jest wartością maksymalną dla Hornsundu), mimo wyraźnego uprzywilejowania akumulacyjnego wschodnich części południowego Spitsbergenu i najniższego przebiegu linii równowagi, wydaje się możliwe dużą głębokością akwenu, do którego spływają lodowce. Intensywne cielenie lodowców uchodzących do Brepollen wykazuje cechy „efektu Jakobshavn”, opisanego przez T. Hughesa (1986). Efekt ten może być odpowiedzialny za szybszą deglacjację tego rejonu południowego Spitsbergenu.

## 8. Procesy typu surging na południowym Spitsbergenie

### Charakterystyka zjawiska surge

Analiza zmian geometrii niektórych lodowców na badanym obszarze wykazała, że różnią się one wyraźnie od pozostałych. Różnice te dotyczyły zmian miąższości lodowców w poszczególnych strefach wysokościowych (rozdz. 4) oraz współczesnych wahań zasięgu czół (rozdz. 7). Pamiętając o związkach pomiędzy geometrią lodowca a jego bilansem masy i ruchem, wywnioskowano, że w obrębie tych wyjątkowych lodowców muszą zachodzić nierównomierności w przepływie lodu z części akumulacyjnej do jezora, czyli procesy typu surging.

Lodowce, które w dosyć regularnych przedziałach czasu przeżywają znaczne przyspieszenie ruchu, czego rezultatem jest przemieszczenie wielkiej masy lodu w dół lodowca, a zwykle także jego awans, M. F. Meier i A. Post (1969) określają mianem *surging glaciers*. Termin ten przyjął się powszechnie (Paterson, 1981, s. 275) i prawie nie są używane inne określenia (np. lodowce pulsacyjne, lodowce galopujące). W języku rosyjskim stosuje się najczęściej termin *pulsirujščie ledniki* (Dolgušin, Osipova, 1982, s. 5).

Zjawisko surge przyciąga uwagę badaczy swoją wyjątkową dynamiką, a także nie do końca poznanymi przyczynami oraz prawami, które nim rządzą. Dotychczasowe badania nad tymi problemami w różnych częściach świata przyniosły wiele interesujących wyników. Dzięki nim możliwa jest charakterystyka lodowców, które podlegają pulsacjom.

Korzystając z doniesień na temat pulsacji lodowców spitsbergeńskich, zawartych w literaturze, i na podstawie cech charakterystycznych lodowców objętych tym procesem, przeprowadzono analizę fotointerpretacyjną południowego Spitsbergenu w celu wyodrębnienia lodowców tego typu. Stwierdzono, że wiele jest lodowców typu surge. Dokładniejsze poznanie procesów typu surging na Spitsbergenie jest utrudnione, gdyż nie jest oparte na bezpośrednich, szczegółowych badaniach fazy aktywnej pulsacji. Należy dodać, że systematyczne badania

tego procesu w innych rejonach zlodowaconych na świecie są bardzo rzadkie. Objęły zaledwie kilka lodowców. Do najlepiej zbadanych należą: Lodowiec Niedźwiedzi w Pamirze (Dolgušin, Osipova, 1975, 1982), Trapridge Glacier, Yukon Territory w Kanadzie (Clarke i in., 1984) oraz Variegated Glacier na Alasce (Kamb i in., 1985; Raymond i in., 1986a, b).

Liczne prace na temat fenomenu surge ujawniły jego prawidłowości. M. F. Meier i A. Post (1969), W. S. B. Paterson (1981), L. D. Dolgušin i G. B. Osipova (1982) oraz wielu innych badaczy podaje najważniejsze cechy lodowców typu surge:

- 1) szybki przepływ wielkiej objętości lodu z obszaru rezerwuarnego (nie należy utożsamiać ze strefą akumulacji) do obszaru odbierającego;

- 2) związane z tym wyraźne zmiany wysokości w obu obszarach (o kilkadziesiąt, a nawet ponad 100 m) oraz zazwyczaj daleki awans jezora;

- 3) wyraźny wzrost szybkości ruchu lodowca (w fazie aktywnej tego procesu) o od 10 do 100 razy w porównaniu z szybkością lodowców „normalnych”;

- 4) powtarzanie się faz aktywnych w dość regularnych interwałach czasu, charakterystycznych dla danego lodowca (fazy aktywne przedzielone są fazami uspokojenia — relaksacji);

- 5) brak związku pomiędzy czynnikami zewnętrznymi a periodycznością zjawiska surge.

W świetle badań różnych autorów niektóre te cechy mogą budzić wątpliwości. Nie w pełni zbadany i nadal kontrowersyjny jest problem cykliczności surgingu, jak również jego związku z wahaniami klimatu. Podobne różnice zdań dotyczą mechanizmu wywołującego i podtrzymującego surge (por. Dolgušin, Osipova, 1982, s. 179—180). Przeważają obecnie poglądy wiążące to zjawisko z rolą wody w podłożu lodowca i intensywnym ślizgiem dennym (Clarke i in., 1984).

Zjawisko surge jest łatwo rozpoznawalne na podstawie wyglądu zewnętrznego lodowca. Podstawą badań M. F. Meiera i A. S. Posta (1969) w Ameryce Północnej była analiza powtarzanych zdjęć lotniczych, na których identyfikowano te cechy (Post, 1969). W podobny sposób R. M. Krimmel i M. F. Meier (1975) oraz R. M. Krimmel i inni (1976) analizowali obrazy satelitarne. Zewnętrzne oznaki lodowców pulsacyjnych szerzej dyskutowali L. D. Dolgušin i G. B. Osipova (1982). Warto zauważyć, że analiza fotointerpretacyjna lodowców jest jedną z podstawowych metod ujawniania zjawiska surge.

Za najważniejsze cechy powierzchniowe uważa się powtarzające pętle, zafałdowania lub nieregularności moren środkowych, jak też wyraźne zafałdowania foliacji. Powinny im towarzyszyć inne cechy pulsacji,

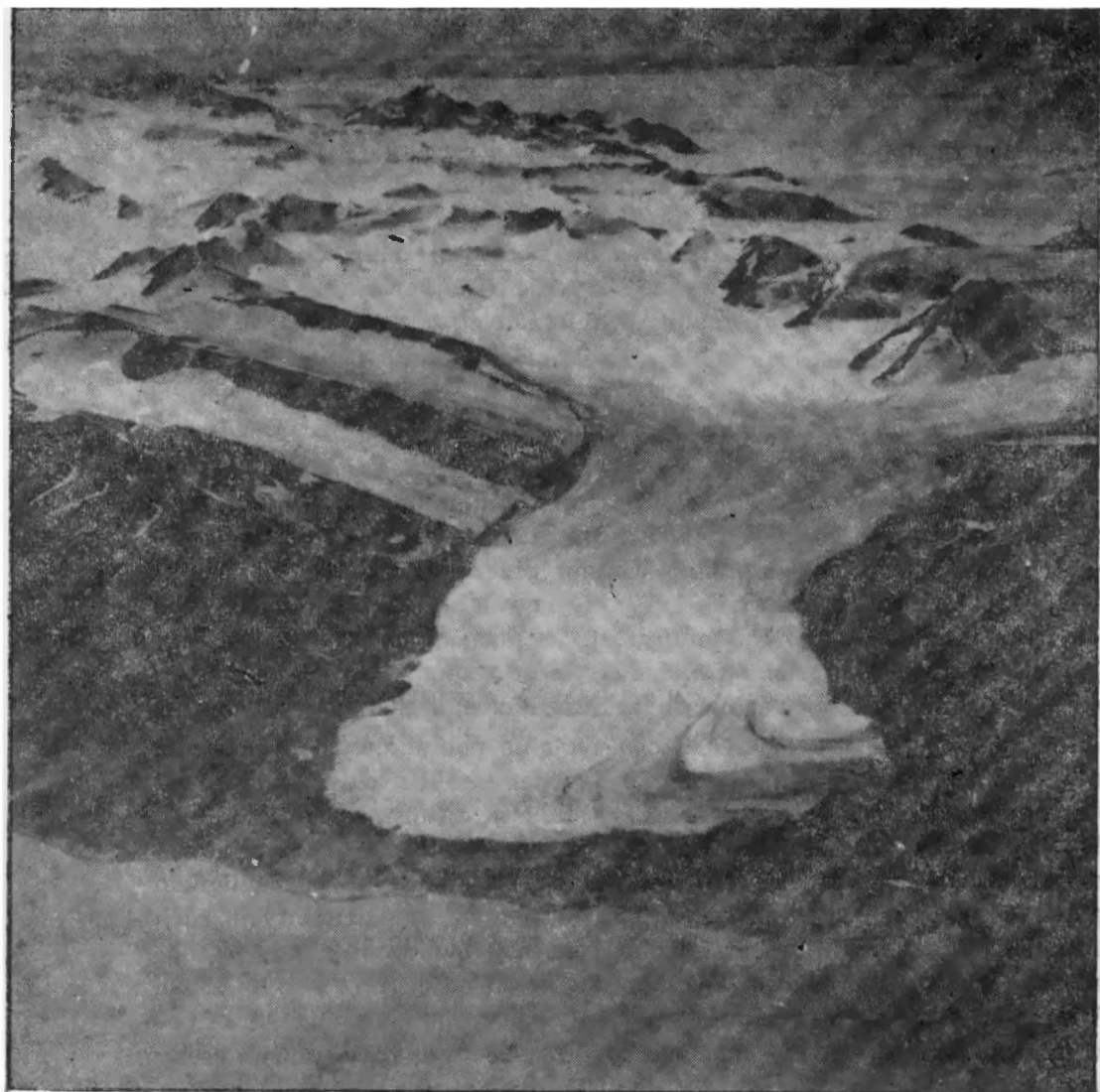
np.: rozbitcie jezora przez liczne, głębokie szczeliny na oddzielne bloki. W fazie uspokojenia widoczne są duże obszary lodu stagnującego (martwego) i towarzyszące czołu lodowca moreny spiętrzone, jak również charakterystyczna strefa marginalna z pagórkowatym krajobrazem moren wytopiskowych pomiędzy bryłami martwego lodu. Inne wskaźniki surgingu to: awans czoła, zmiany w profilu podłużnym, wyraźne lokalne różnice pomiędzy nachyleniem profilu podłużnego lodowca a spadkiem moren bocznych, a także zablokowanie bocznych dolin dopływowych i powstanie tam jezior zaporowych. Oczywiście, najpewniejsze stwierdzenie pulsacji polega na porównaniu wymienionych cech w różnych okresach.

### Lodowce typu surge na południowym Spitsbergenie

Dysponujemy zdjęciami lotniczymi południowego Spitsbergenu z 1936 roku oraz z lat 1960 i 1961, a także obserwacjami i opisami zjawisk pulsacji lodowców, opublikowanymi przez kilku autorów (Liestøl, 1969; Baranowski, 1977; Korjakin, 1975b, 1985b). Nie dla wszystkich lodowców istnieją zdjęcia pochodzące z obu nalołów, jednak w przypadku wielu z nich czytelność wspomnianych poprzednio cech zewnętrznych upoważnia do zaklasyfikowania ich do typu surge.

Najlepiej poznany lodowiec tego typu na południowym Spitsbergenie to Finsterwalderbreen. Między 1898 rokiem a 1910 rokiem awansował on o około 1,5 km, a jego dolna część stała się grubsza o około 150 m. W okresie od 1920 roku do 1964 roku grubość lodu w części czołowej wyraźnie zmniejszała się, z jednoczesnym, stopniowym pogrubianiem górnej części lodowca (por. rys. 25). W latach sześćdziesiątych ruch dolnej części lodowca wynosił kilka centymetrów na rok, gdy w obszarze firnowym prędkości były rzędu  $30 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  (Liestøl, 1969). Wskazuje to na rozpoczęcie kolejnej fazy aktywnej pulsacji. Obraz powierzchni lodowca na zdjęciu lotniczym z 1936 roku ma wyraźne cechy przebytego surgingu (fot. 14). Moreny środkowe są silnie pofałdowane, także linie foliacji noszą ślady zafalowań. Morena czołowa jest spiętrzona, a lodowce dopływowe są „odcięte” przez moreny boczne głównego jezora. Na zdjęciu z 1936 roku lodowiec znajduje się w fazie uspokojenia, gdyż brak jest silnego uszczelinienia, jego czoło nie ma charakteru nabrzmiałego lobu i odsunęło się od kulminacji moreny czołowej. Sądząc po obecności materiału morenowego na powierzchni czołowej części lodowca składa się ona z lodu stagnującego.

Sąsiedni, niewielki i stromy Hessbreen zaliczany jest także do lodowców typu surge (Liestøl, 1969; Dolgušin, Osipova, 1982). Jego szybki awans miał miejsce tuż przed 1898 rokiem, a w latach 1970—1974 nastąpił kolejny, na odległość 0,7 km (Korjakin, 1985b).



**Fot. 14.** Lodowiec Finsterwalder z widocznymi śladami po przebytych surge: zafałdowanie linii foliacji i moren środkowych, spiętrzona morena czołowa. Fragment skośnego zdjęcia lotniczego z 1936 roku

(Fot. Norsk Polarinstitut, Oslo)

**Phot. 14.** Finsterwalder Glacier with visible traces of surge effects: folded foliation lines, medial moraines and a pushed up frontal moraine. An oblique aerial photograph taken in 1936

(Photo by Norsk Polarinstitut, Oslo)

Zdjęcie lotnicze z 1936 roku przedstawia fazę uspokojenia, ale trudno na nim znaleźć cechy charakterystyczne dla przebytej pulsacji.

Obraz lodowca Penck na zdjęciach lotniczych z 1936 roku i z 1956 roku (fot. 15) zawiera wyraźne ślady przynależności do typu surge. Zafałdowana morena środkowa, zagięte linie foliacji i spiętrzone mo-



**Fot. 15.** Czołowa część lodowca Penck z oznakami niedawnej pulsacji: zafałdowanie foliacji i moreny środkowej oraz spiętrzone moreny czołowe. Rozległe powierzchnie sandrowe oraz przełomy przez morenę czołową świadczą o dużej ilości wód roztopowych

(Fot. Norsk Polarinstitut, Oslo 1956)

**Phot. 15.** The frontal part of Penck Glacier with traces of a recent surge: folded foliation, distorted medial moraine and pushed up frontal moraine. Vast outwash-plain areas and river gaps through the frontal moraine indicate a great amount of melt-water

(Photo by Norsk Polarinstitut, Oslo, 1956)





**Fot. 16.** Skośne zdjęcie lotnicze czoła lodowca Recherche w 1936 roku. Dostrzec można liczne szczeliny i intensywnie cielący się klif lodowy w zachodniej części jezora. Strzałką oznaczono wysepki przed czołem (por. z fot. 17)

(Fot. Norsk Polarinstitut, Oslo)

**Phot. 16.** The frontal part of Recherche Glacier in oblique aerial photograph of 1936. Many crevasses and intensive calving in the western part of the terminus can be observed. The arrow marks a small island in front of the ice-cliff (see also Phot. 17)

(Photo by Norsk Polarinstitut, Oslo)

reny czołowe wraz z obecnością podpiętrzonych jezior w dolinach dopływowych są wystarczającymi dowodami. Jak już wspomniano, C. Lippert (1981) wykazał, że od 1934 roku do 1959 roku pole firnowe tego lodowca zostało nadbudowane średnio o 13,4 m, czyli podobnie jak na Finsterwalderbreen i Antoniabreen.



W pobliżu omawianych lodowców leży Recherchebreen, który kończy się w morzu. O. Liestøl (1969) datuje jego wielki awans typu surge na 1839 rok, następny o 0,8 km — miał miejsce pomiędzy 1936 a 1948 rokiem (Korjakin, 1985b). Zdjęcia lotnicze z 1936 roku przedstawiają bardzo silnie spękaną dolną część lodowca intensywnie cielącego się w części zachodniej (fot. 16). Przebieg moren środkowych w części wschodniej jest lekko zafalowany i podkreśla nierównomierności w nachyleniu jezora (nabrzmienienie). W 1983 roku dolna część lodowca była znacznie mniej uszczeliniona. Recesja w wyniku cielenia w zatoce centralnej odsunęła nieco czoło od linii zasięgu maksymalnego na wypłyceciach i wyspach nadbudowanych morenami spiętrzonymi (por. fot. 16 i fot. 17). Wygląd jezora wskazuje na fazę uspokojenia. Warto zwrócić



**Fot. 17.** Czoło lodowca Recherche w fazie relaksacji surge. Zdjęcie z z helikoptera 29 lipca 1983 roku. Niewielka liczba szczelin na czołe; wyraźna jest zatoka centralna (*embayment*), ale brak symptomów intensywnego cielenia. Strzałka wskazuje wysepki z morenami czołowymi (por. z fot. 16)

(Fot. J. Jania)

**Phot. 17.** The frontal part of Recherche Glacier in the quiescent phase of its surge cycle. Photo taken from helicopter on 29 July 1983. Note the small number of crevasses in the glacier front, clearly visible embayment but no signs of intensive calving. The arrow marks islands with frontal moraine ridges (comp. Photo 16)

(Photo by J. Jania)



**Fot. 18.** Czołowa część lodowca Nathorst na zdjęciu lotniczym z sierpnia 1936 roku — faza relaksacji procesu surge. Widoczna szeroka strefa marginalna na terasie morskiej z grzędowo-wytopiskowym krajobrazem morenowym na północnym brzegu fiordu. Szczeliny tensyjne w pobliżu czoła są nieliczne; wyraźnie rozwinęły się zatoki „centralne”. Brak śladów intensywnego cielenia

(Fot. Norsk Polarinstitut, Oslo)

**Phot. 18.** The Nathorst Glacier frontal part and marginal zone in an oblique aerial photograph taken in August 1936 during the quiescent phase of its surge cycle. A dead-ice landscape with hummocky moraines is visible on the wide marginal zone located on the raised marine terrace (northern shore of the fiord). Note that occasional tension crevasses are observed near the glacier terminus and embayments are well developed — no signs of intensive calving

(Photo by Norsk Polarinstitut, Oslo)

uwagę, że bez danych z bezpośrednich obserwacji, a tylko na podstawie cech powierzchni lodowca, nie można jednoznacznie i z całą pewnością stwierdzić jego przynależności do typu surge.

Korzystniejsza jest sytuacja Nothorstbreen, który zamyka od wschodu fiord Van Keulen. Jego przedpole na bocznych terasach morskich przykryte jest chaotycznymi pagórkami moreny wytopiskowej pomiędzy bryłami martwego lodu; zagięcie moren środkowych potwierdza tezę o surgingu tego lodowca (fot. 18). W części czołowej brak jest dużych, otwartych szczelin, a lód jezora stagnuje lub jest mało aktywny. Należy dodać, że przed klifem lodowym nie są widoczne góry lodowe — dowód aktywnego cielenia. Ten wielki epizod pulsacji miał miejsce prawdopodobnie w końcu XIX wieku.

W rejonie Hornsundu dla kilku lodowców kończących się na lądzie można stwierdzić cechy zachowania typu surge: zafałdowana morena środkowa oraz linie foliacji. Obecny jest także lód stagnujący na czole (charakterystyczne „echo” fazy uspokojenia pulsacji). Objawy te stwierdzono na Werenskioldbreen (fot. 9), Gåsbreen i Bungebreen (fot. 19). Podobne cechy lądowej części czoła zdają się świadczyć o tym, że Torellbreen jest typu surge (moreny spiętrzone i przekroczone).

Surging lodowca Werenskiold sugerowany był przez H. Chmala (1981) na podstawie datowania na „okres wikingowski” mchów fosylnych, wytapiających się przy czole jezora. S. Baranowski (1977) dowodził istnienia pulsacji Gåsbreen na podstawie interpretacji zdjęć lotniczych z 1960 roku oraz stanu lodowca na mapie G. de Geera z 1900 roku.

Poważne trudności występują w klasyfikowaniu lodowców uchodzących do morza. Brak danych o wielkości sezonowych oscylacji położenia klifu lodowego bardzo utrudnia interpretację danych o awansach tych lodowców. Szczególnie mniejsze awanse mogą być efektem wahań sezonowych, a nie rezultatem zjawiska surge. Spośród lodowców tego typu Z. S. Korjakin (1985b) do pulsacyjnych zalicza lodowce: Hamberg, Samarin, Chomjakov, Mendelejev, Horn i Mühlbacher oraz Paierl. S. Baranowski (1975c, 1977) oraz A. Kosiba (1982), opierając się na fakcie awansu w latach 1957—1959, uważają, że również Hansbreen należy do tego typu. Na zdjęciach lotniczych z lat 1960 i 1961 wyraźnie można stwierdzić ogromne uszczelinienie lodowców Paierl. Mühlbacher (fot. 20), a także Stor i Körber.

Stosunkowo dobrze poznany jest Körberbreen, którego przyspieszony ruch w latach 1937 i 1938 opisywał W. Pillewizer (1939), a analizował O. Liestøl (1969). J. Jania (1984, 1987a) stwierdził, że na zdjęciach lotniczych z lat 1960 i 1961 zarejestrowano schyłek fazy aktywnej surgingu tego lodowca. Dowodzi tego również awans czoła pomiędzy 1960 rokiem a 1961 rokiem, gdyż zgodnie z prawidłowościami sezonowych oscylacji lodowców uchodzących do morza zasięg z końca



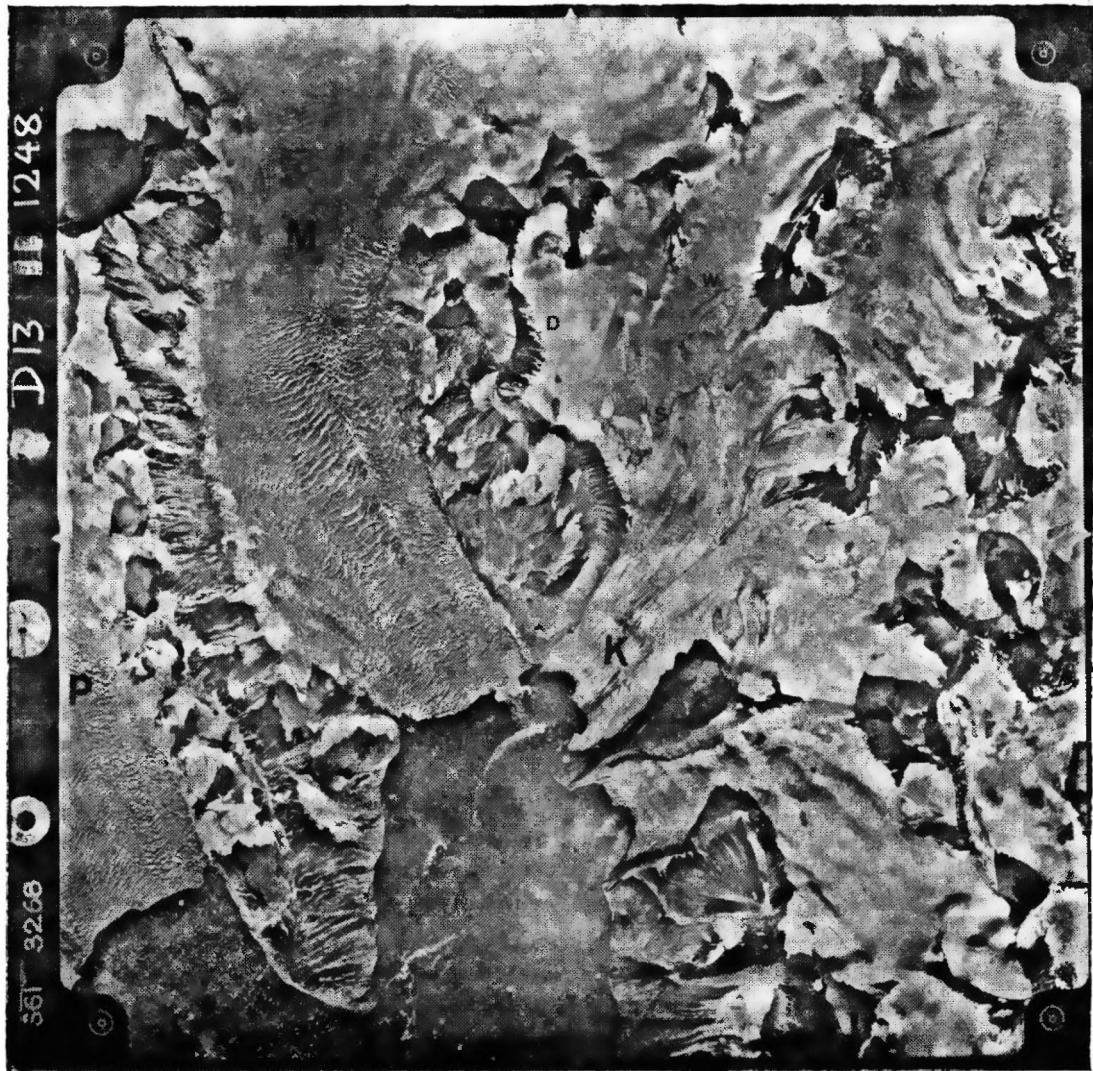
**Fot. 19.** Czołowa część lodowca Bunge na zdjęciu lotniczym z 24 sierpnia 1961 roku z widocznym śladem przebytego surge w postaci zafalowanej moreny czołowej (strzałka) na kontakcie z moreną czołową

(Fot. Norsk Polarinstitut, Oslo)

**Phot. 19.** The frontal part of Bunge Glacier in an aerial photograph taken on 24 August 1961 with traces of a past surging event in the form of folded medial moraine (arrow) at its contact with the frontal moraine

(Photo by Norsk Polarinstitut, Oslo)

sierpnia 1961 roku winien być znacznie mniejszy niż na początku lipca w roku poprzednim (rys. 61). Uprzywilejowanie akumulacyjne lodowca Körber oraz jego duże nachylenie sprzyjają szybkiemu ruchowi. Akwen przed czołem jest prawdopodobnie niezbyt głęboki, więc awans jezora w wyniku pulsacji jest trwalszy. W podobny sposób można interpreto-



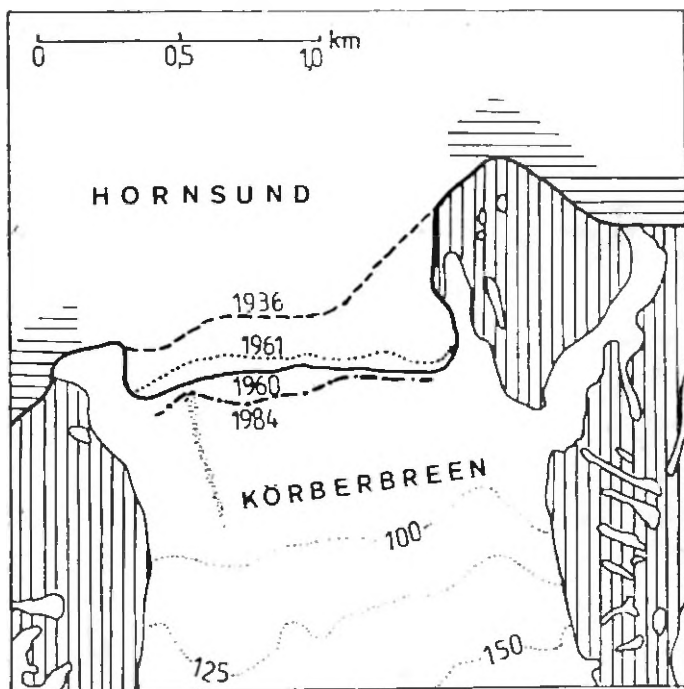
**Fot. 20.** Czołowa część lodowców Paiarl (**P**) i Mühlbacher (**M**), z licznymi szerokimi szczelinami, typowymi dla fazy aktywnej procesu surge, oraz śladami intensywnego cielenia. Na lodowcu Kvalfangar (**K**) widoczne typowe strefy glacjalne (objaśnienia jak na fot. 5)

(Fot. Norsk Polarinstitut, Oslo)

**Phot. 20.** The frontal part of Paiarl Glacier (**P**) and Mühlbacher Glacier (**M**) with numerous wide crevasses characteristic of the active phase of surging and signs of intensive calving. Typical glacial zones are visible on the Kvalfangar Glacier (**K**) — see explanations to the Photo 5

(Photo by Norsk Polarinstitut, Oslo)





**Rys. 61.** Zmiany zasięgu lodowca Körber na podstawie zdjeć fotogrametrycznych w terminach: sierpień 1936 roku, 9 lipca 1960 roku, 24 sierpnia 1961 roku, 24 sierpnia 1984 roku (wg L. Kolondry, 1985)

**Fig. 61.** Changes of the Körber Glacier terminus position based upon photogrammetric photos taken in August 1936, on 9 July 1960, on 24 August 1961, and on 24 August 1984 (after L. Kolondra, 1985)

wać awans obu części lodowca Torell pomiędzy 1959 a 1960 rokiem (rys. 59). W tych latach stwierdzono więcej podobnych nasunięć lodowców. Na lodowcach Hans i Stor uszczelinienie jest także wyraźnie widoczne, ale jego intensywność jest nieco mniejsza. Stan lodowców Markham i Hamberg w 1936 roku świadczy również o ich przynależności do typu surge. Markhambreen awansował ponownie w 1961 roku (Korjakin, 1985a).

Badania zmian geometrii lodowców ujawniły, że oprócz wyraźnej przebudowy stosunków wysokościowych lodowca, która jest efektem fazy aktywnej pulsacji (np.: Finsterwalderbreen — por. rys. 25), występują załamania krzywej zmian miąższości, które należy interpretować jako rezultat przemieszczania fali kinematycznej lodu (np. K rberbreen — por. rys. 22, Werenskioldbreen — rys. 24). Wielkość takich fal kinematycznych (a także ich szybkość) może być wyraźnie mniejsza od fali kinematycznej pulsacji. Niektórzy badacze uważają, że należą one do zjawisk typu surging (Meier, Post, 1969). Gdy taka fala kinematyczna osiąga czoło lodowca, następuje jego niewielki awans lub tylko zmniejszenie tempa recesji. Przykładem awansu o około 25 m jest zmierzone fotogrametrycznie nasunięcie lądowej części lodowca na Baranowskiodden w latach 1982—1984. Kwestia stosunku surgingu do mniejszych fal kinematycznych wymaga kontynuowania badań. Pewne światło na to zagadnienie może rzucić analiza periodyczności pulsacji.

Danych na ten temat jest jednak bardzo mało. Dla Hessbreen okres surgingu wynosi od około 70 lat do 75 lat. Surge Recherchebreen powtórzył się po około 100 latach. Niewielkie awanse i szybka recesja lodowca Hans pozwalają określić okres jego pulsacji na około 20 lat. Przy czym niewielka skala tych zjawisk wskazuje raczej na efekt mniejszej fali kinematycznej (lub „małego” surgingu). Podobnie jest z lodowcem Körber, którego awanse w wyniku pulsacji nie są bardzo duże, zjawiska te występują zaś dosyć często, prawdopodobnie co kilka lub kilkanaście lat (Jania, 1984, 1987).

Opisane zjawiska fluktuacji lodowców pozwalają wytłumaczyć recesję nie zsynchronizowaną z tendencjami zmian temperatur powietrza. Idąc dalej, fakt takiej niesynchroniczności można uznać za jeden ze wskaźników pojawienia się zjawiska typu surging. Taka interpretacja umożliwiałaby zaliczenie dalszych lodowców do grupy pulsujących (np. Antoniabreen, Vitkovskibreen).

Z powyższego przeglądu wynika, że zdecydowana większość lodowców dolinnych i wyprowadzających przeżyła w bieżącym stuleciu proces typu surge. Inne większe lodowce mogą także należeć do typu surge, ale nie dysponujemy danymi na ten temat, natomiast na zdjęciach lotniczych nie udało się odnaleźć jednoznacznych cech świadczących o tym zjawisku. Nie wyklucza to pojawiania się pulsacji w ich obrębie, gdyż na przykład znane z surgingu lodowce Hess i Recherche nie odznaczają się zewnętrznymi cechami fotointerpretacyjnymi, charakterystycznymi dla tego zjawiska. Dalsze dokładne badania terenowe i dłuższe obserwacje mogą powiększyć listę lodowców typu surge na południowym Spitsbergenie.

W świetle przedstawionych rezultatów fotointerpretacji oraz prac O. Liestöla (1969), V. Schytta (1969), S. Baranowskiego (1977), L. D. Doigušina i G. B. Osipovej (1982), V. S. Korjakin (1985b), a także J. A. Dowdeswella (1986) można stwierdzić, że zjawisko surge nie jest na Spitsbergenie czymś wyjątkowym, lecz procesem typowym dla większych lodowców. Wniosek ten odnosi się zarówno do lodowców kończących się na lądzie, jak i uchodzących do morza. Nie można nim objąć małych lodowców górskich z powodu niedostatecznych informacji na temat ich zachowania. Przypadki pulsacji takich lodowców były wszakże notowane (Korjakin, 1985b).

### Mechanizm procesu surge

Podstawę do poszukiwań właściwego mechanizmu wywołującego pulsację powinno stanowić założenie, że jego natura fizyczna jest taka sama dla wszystkich lodowców objętych tym procesem, niezależnie od wielkości lodowca, jego struktury termicznej czy położenia geograficz-

nego. Eliminuje to poszukiwanie takich przyczyn szybkiego ruchu, jak usunięcie zapór z zimnego lodu lub wyjątkowe warunki geologiczne, tektoniczne, klimatyczne. Istota pulsacji sprowadza się wyłącznie do rozwoju procesów glacialnych (Meier, Post, 1969). Badania w różnych rejonach świata wykazują, że jest to podejście właściwe. Tylko na lodowcach zimnych, przymarzniętych do podłoża surging nie zachodzi (Raymond, 1980; Paterson, 1981), obserwowany jest natomiast na lodowcach o termice złożonej, gdzie lód zimny podścielony jest warstwą lodu o temperaturze topnienia. Tak więc duże szybkości ruchu podczas pulsacji związane są ze ślizgiem dennym lodowca (Meier, Post, 1969; Raymond, 1980; Paterson, 1981; Dolgušin, Osipova, 1982 oraz in.).

Przy rozpatrywaniu mechanizmu pulsacji użyteczne jest spojrzenie na ten proces jako fluktuację przepływu masy lodowej z obszaru rezerwuarowego w dół lodowca. Jeżeli przez  $AC$  oznaczmy wielkość gromadzonej masy w obszarze rezerwuarowym i  $QT$  będzie objętością lodu transportowanego do obszaru odbierającego, to dla lodowców „normalnych”  $AC = QT$ , natomiast zależność  $AC \ll QT$  charakteryzuje fazę aktywną surgingu,  $AC > QT$  zaś — fazę uspokojenia (relaksacji). Znając objętość lodu usuniętego w fazie aktywnej oraz szybkość gromadzenia masy w rezerwuarze ( $AC$ ), realne jest przewidywanie terminu następnej fazy aktywnej. Było to możliwe na Lodowcu Niedźwiedzim w Pamirze, gdzie przewidziano następny surging w 1973\* roku (Dolgušin, Osipova, 1975). Wynika z tego, że podstawowym warunkiem pulsacji jest nagromadzenie odpowiedniej masy w obszarze rezerwuarowym. Czas tego gromadzenia stanowi właśnie okres cyklu surgingu. Znalezienie przyczyny uruchamiającej szybki przepływ lodu u obszaru rezerwuarowego w dół jęzora stanowi rozwiązanie problemu mechanizmu pulsacji.

Procesy wyzwalające surge odbywają się w podłożu lodowca i są niedostępne do bezpośredniej obserwacji. Można o nich wnioskować na podstawie dynamiki ruchu lodu i zmian geometrii lodowca, ilości wód wypływających z jęzora, zmian termiki lodu oraz innych zjawisk. Trudności w badaniu podłoża lodowców sprawiły, że powstało wiele propozycji i hipotez na temat mechanizmu uruchamiającego surge (przegląd w pracach D. E. Sugdena, B. S. Johna, 1976; C. F. Raymonda, 1980; W. S. B. Patersona, 1981; L. D. Dolgušina, G. B. Osipovej, 1982). S. Baranowski (1977) rozpatrywał surging lodowców spitsbergeńskich w świetle teorii niestabilności pełnienia lodowca pod wpływem wzrostu temperatury lodu (Robin, 1955). Badania laboratoryjne J. W. Glena (1955) wykazały, że deformacje lodu poddanego stałemu naprężeniu ścinającemu wzrastają wraz ze wzrostem temperatury. Zwiększenie deformacji lodu pod wpływem nagro-



madzonej masy opadowej wydziela ciepło tarcia (wewnętrznego i o podłoże), które, ogrzewając lód, ułatwia jego dalsze deformacje. W procesie tym występuje pozytywne sprzężenie zwrotne przyspieszające pełznięcie. Opisany proces może zachodzić w lodzie o temperaturach ujemnych i nie można na jego podstawie wyjaśnić uruchamiania pulsacji w lodowcach umiarkowanych. S. Baranowski (1978) uważał, że niestabilność pełznięcia lodowców spitsbergeńskich związana jest ze zmianami klimatycznymi, które powodowały to ogrzewanie to wychładzanie lodowców, czyli lodowce „dostosowywały” swój profil podłużny do warunków klimatycznych przez proces pulsacji (Baranowski, 1977, s. 59—61). W świetle badań G. K. C. Clarke'a i innych (1977) nad niestabilnością pełznięcia w lodowcach i lądolodach, pogląd ten nie może być zaakceptowany. Informacje dotyczące periodyczności pulsacji na Spitsbergenie są skąpe. Wykazują jednak, że powtarzalność fazy aktywnej przypada w interwałach od kilku do około 100 lat, natomiast model G. K. C. Clarke'a i innych (1977), analizujący wymianę energii w lodowcach i lądolodach, pokazuje, że niestabilność może się rozwijać w czasie od 100 lat do 1000 lat. Dodatkowy argument przeciw klimatycznie uruchamianej niestabilności pełznięcia to fakt powtarzania się pulsacji niektórych lodowców Spitsbergenu w XX wieku, a więc już w okresie cieplejszym (w stosunku do tzw. małej epoki lodowej). W tym czasie lodowce miały już podobną do obecnej strukturę termiczną. Należy też pamiętać, że te lodowce spitsbergeńskie, które uchodzą do morza, należy zaliczyć do lodowców umiarkowanych.

Niezależnie od tego sugestie S. Baranowskiego o istnieniu związków między wahaniami klimatu a procesami pulsacji są interesujące i zasługują na uwagę. Wspomniana zależność nie realizuje się jednak w wyniku niestabilnego pełznięcia lodu.

Warto dodać, że S. Baranowski (1977), a także V. S. Korjakin (1985b) zwracają uwagę na inne, termiczne uwarunkowania surgingu: górna część lodowca ma „ciepły” lód w podłożu, strefa czołowa zaś — lód zimny. Jako „sztywniejszy” blokuje on odprowadzanie masy z obszaru rezerwuarowego (tak sądził V. Schytt, 1969, pisząc o pulsacjach lodowców na NE Spitsbergenie). Za wyzwolenie pulsacji odpowiedzialne ma być poszerzenie strefy lodu „ciepłego” w dół jezora, a wraz z tym rozprzestrzenienie ślizgu dennego (przerwanie „tamy” lodu zimnego).

G. K. C. Clarke i R. H. Goodman (1975) traktowali strefę lodu zimnego Rusty Glacier (Yukon Territory, Kanada) jako rodzaj tamy blokującej odpływ wód roztopowych ze spagu lodowca. Nagromadzenie wody może być przyczyną przyspieszonego ślizgu dennego, uruchamiającego surging. Na podstawie dalszych badań lodowców Yukonu G. K. C. Clarke wycofał się z tej koncepcji (Clarke i in., 1984).

Sieć drenażu podlodowcowego w zimnym lodzie strefy czołowej Trapridge Glacier wykazuje drożność i dużą permanencję, co ułatwia odprowadzenie wód roztopowych, a nie tamuje ich przepływu. Podobnie inne poglądy na mechanizm surgingu, wywodzone ze zróżnicowania termiki podłoża lodowca, nie wytrzymują krytyki, gdyż nie tłumaczą tego zjawiska w odniesieniu do lodowców umiarkowanych (P a t e r s o n, 1981).

Najnowsze tendencje w badaniach przyczyn pulsacji zwykle nawiązują do propozycji G. de Q. Robina i J. Weertmana (1973), którzy twierdzą, iż woda jest „łapana” w pewnej części podłoża lodowca i „zatapia” przeszkody w podłożu, inicjując szybki ślizg denny. Zdaniem tych autorów, przepływ wody w podłożu lodowca ma charakter powierzchniowy (warstwa o zróżnicowanej miąższości). Gromadzenie wody odbywać się ma dzięki odwróconemu gradientowi ciśnień wód subglacialnych na skutek dużych gradientów ciśnień lodu w profilu podłużnym lodowca (tzw. efekt  $\Delta P$ ). Zatrzymywanie wody odbywa się na granicy obszaru rezerwuarowego i odbierającego, a strefa „podtapiana” poszerza się w górę rezerwuaru. Na tej granicy istnieją w spagu lodowca największe gradienty naprężeń ścinających, co może przeciwdziałać wytworzeniu odpływu skoncentrowanego. Woda kumulowana w dnie lodowca miała, zdaniem cytowanych autorów, pochodzić z topnienia dennych warstw lodu (wynik tarcia o podłoże), a jej gromadzenie miało być procesem ciągłym. Pomijali oni dopływ wód roztopowych z powierzchni. Na podstawie obserwacji lodowców spitsbergeńskich i w innych regionach świata wiadomo, że wzrost ślizgu dennego ma charakter skokowy (w sezonie ablacji), nie zaś ciągły (z roku na rok). Warto zwrócić uwagę, że G. K. C. Clarke i inni (1984) w czasie badań na Trapridge Glacier rozważali trafność koncepcji Robina i Weertmana. Mimo wystarczająco dużego gradientu naprężeń ścinających w dnie tego lodowca ( $-210 \text{ Pa} \cdot \text{m}^{-1}$ ), który winien wyzwolić efekt  $\Delta P$ , wiercenia nie stwierdziły gromadzenia wody w obszarze rezerwuarowym. Zastrzegają się oni jednak, że nie są to wystarczające podstawy do uznania koncepcji Robina i Weertmana za zupełnie bezpodstawną.

G. K. C. Clarke i inni (1984), przyjmując poglądy G. S. Boultona i A. S. Jonesa (1979) na temat deformacji osadów podlodowcowych, przypisują główną rolę zablokowaniu możliwości prowadzenia wody pod spagiem lodowca w osadach podlodowcowych (przesiákanie) w wyniku ich deformacji nieciągłych (ścięć). Płaszczyzny ścięcia w gliniastym materiale moreny dennej stanowią nieprzepuszczalne tamy uniemożliwiające drenaż (przesiákanie) wody pod czołową część jezora, która ma temperaturę ujemną. Leżący powyżej materiał morenowy nasiąka wodą i stanowi „smar” dla poślizgu. Deformacje te mogą powstawać na granicy pomiędzy obszarem rezerwuarowym a odbierającym, gdzie gra-

dienty naprężeń ścinających w dnie lodowca są największe. O ile drenaż przez osady podlodowcowe Trapridge Glacier można uznać za udowodniony (ogrzewanie spagu zimnej części jezora przez przesiąkającą wodę, której wydatek ciepła przewyższa dopływ ciepła geotermalnego), o tyle opis mechanizmu blokowania odpływu wód w podścielającym materiale morenowym wydaje się mocno spekulatywny.

Zupełnie zaskakujący jest (mimo ostrożnego sformułowania) wniosek tych autorów, że rozkład geograficzny lodowców typu surge zależy od geologii podłoża, jest ono bowiem źródłem materiału morenowego, który, ulegając deformacjom, kontroluje przepływ wód pod lodowcem. Obszary zbudowane ze skał mało odpornych na erozję, a także świeżo wypiętrzone góry, gdzie erozja glacialna jest duża, to potencjalne obszary występowania lodowców pulsujących.

Wniosek ten wydaje się być echem obserwacji G. S. Boultona na Islandii, gdzie miękkie osady podlodowcowe są powszechne. Jednak poglądy G. S. Boultona i A. S. Jonesa (1979) są w sposób uzasadniony krytykowane (por. Haeblerli, 1981). Przytaczana konkluzja nie wytrzymuje konfrontacji z obserwacjami, gdyż nie tłumaczy pulsacji lodowców o twardym podłożu. Między innymi na południowym Spitsbergenie obserwowana ilość i charakter osadów na przedpolach lodowców, które przeżyły surging, nie wydaje się odpowiadać wymogom proponowanego mechanizmu. Należy dodać, że szczegółowe badania i obliczenia A. Iken i R. A. Bindshadlera (1986) na Findelengletscher (Szwajcaria) wykluczają możliwość ślizgu dennego tego lodowca jako następstwa deformacji osadów podlodowcowych, jak też wzrostu ciśnienia wód w porach materiału moreny dennej (taki mechanizm sugerują G. S. Boulton i A. S. Jones, 1979). Wydaje się natomiast, że ten kierunek badań może być bardziej owocny w odniesieniu do stabilności plejstoceńskich czasz lodowych Ameryki Północnej i Europy.

Wszystkie najnowsze poglądy na mechanizm wyzwiania surgingu wychodzą z założenia G. de Q. Robina i J. Weertmana, że przyspieszony ślizg denny wywołany jest gromadzeniem wody na kontakcie lodowca z dnem doliny. Sporny jest natomiast sposób gromadzenia wód (głównie roztopowych). Idąc za stwierdzoną na Spitsbergenie podczas sezonu ablacji zmiennością ruchu lodowców Hans i Werenskiöld oraz Kongsvegen (rozdz. 5 i 6), a także biorąc pod uwagę ślady fal kinematycznych na wykresach zmian miąższości niektórych lodowców (rozdz. 4), należy zastanowić się nad związkami tych zjawisk z procesami surgingu. Sam surging może być rozpatrywany jako duża fala kinematyczna lodu (Palmer, 1972; Sumski, 1974).

Poprzednio, w rozdziale 6, przedstawiono związki ruchu lodowców spitsbergeńskich z przepływami rzek wypływających z lodowców. Wykresy przepływów na Breelva, odwadniającej lodowiec Werenskiöld

(rys. 42) wykazywały malejące wezbrania. Na tej podstawie przyjęto, że krótkookresowe zmiany prędkości lodowców w ciągu roku można uważać za zespół malejących fal kinematycznych (rys. 45). Konkluzja ta opiera się także na obserwacjach A. Iken i zespołu na Unteraargletscher (Iken i in., 1983), potwierdzonych na Findelengletscher (Iken, Bindshälder, 1986). Najnowsze badania lodowca Variegated również stwierdziły występowanie na nim małych fal kinematycznych, zwanych minisurge (Kamb i in., 1985).

W przypadku, gdy na lodowcach zachodzą zmiany prędkości w skali dobowej (Vivian, 1975; Iken i in., 1983), sezonowej, rocznej i wieloletniej i mają one prawdopodobnie charakter fal kinematycznych różnej wielkości, to należy je zaliczyć do jednej rodziny zjawisk sterowanych procesami gromadzenia i odpływu wody pod stopą lodowca. Na lodowcu Werenskiöld, który znajduje się obecnie w fazie relaksacji, obserwowane są krótkookresowe wahania szybkości powierzchniowej (Baranowski, 1975c), a także wędrują w dół lodowca większe fale kinematyczne (rys. 24). Podobne zjawiska współwystępowania fal kinematycznych o różnej wielkości istnieją i na innych lodowcach spitsbergeńskich.

Opierając się na cytowanych pracach oraz obserwacjach z południowego Spitsbergenu, mechanizm wyzwalający surging można uważać za efekt nakładających się fal kinematycznych lodu, o różnej wielkości i różnym przebiegu czasowym. Inaczej mówiąc, fala kinematyczna surgingu jest wyzwalana przez pojawienie się mniejszej (sezonowej) fali przyspieszonego ruchu. Powstanie fali każdej wielkości wiąże się ze wzmożonym ślizgiem dennym w jakimś odcinku górnej części lodowca, a następnie fala ta (i szybszy ślizg denny) propagowana jest w dół jezora. Przejście każdej takiej fali kończy się „buchnięciem” wody z wypływu subglacialnego (Iken i in., 1983; Iken, Bindshälder, 1986; Raymond i in., 1986a, b). W przypadku surgingu ilość wody ma zwykle rozmiary wielkiej powodzi.

Za istotę tego zjawiska uznaliśmy odprowadzenie wielkiej masy lodu z części rezerwuuarowej lodowca, a powtórzenie pulsacji warunkowane jest ponownym nagromadzeniem tej masy. Należy pamiętać, że wzrost miąższości lodu stanowi przyczynę większych naprężeń ścinających w podłożu, a tym samym system odpływu podlodowcowego może być łatwiej zakleszczany przez plastyczny lód. W celu udrożnienia drewna skoncentrowanego niezbędne jest zgromadzenie większych ilości wody. Dłuższe gromadzenie zwiększa „podtopienie” spągu lodowca i ślizg zachodzi na większej przestrzeni. Formuje się fala (nabrzmienie) na lodowcu, która przesuwa się w dół do czasu ustania „smarowania” przez wodę zatamowaną w podłożu.

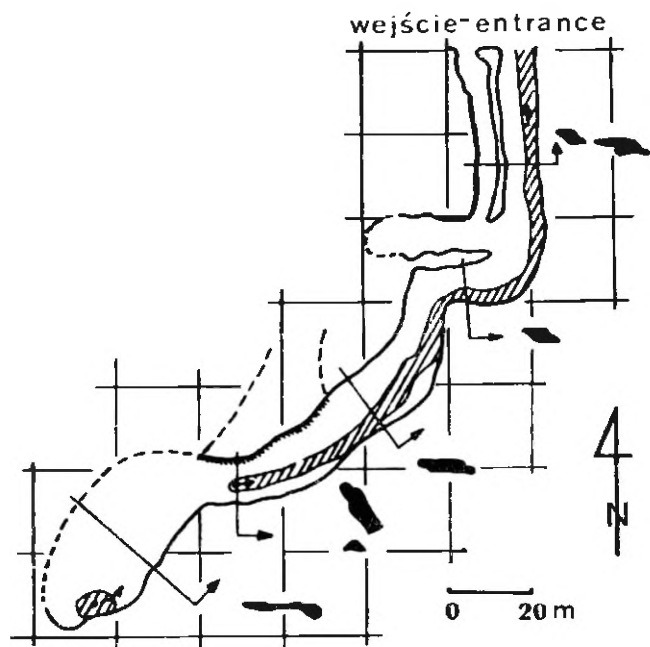
Trzeba dodać, że uruchomiony impulsem mniejszej fali kinematycznej surging wywołuje sprzężenie zwrotne, podtrzymujące to zjawisko. Wystarczy przypomnieć o tarcu o podłoże i tarcu wewnętrznym, które dostarczają dodatkowych porcji ciepła i wody. Ponadto zwiększenie liczby szczelin na lodowcu w strefie tensji (górna część fali surge) przyspiesza penetrację wód roztopowych w głąb lodowca. W silnie uszczelnionej strefie zwiększa się powierzchnia topnienia lodu (większy kontakt z powietrzem), a wielokrotne odbicie promieni słonecznych od ścian szczelin też zwiększa ablację. Na znaczenie tego drugiego procesu zwraca uwagę T. Hughes (1986). Tak więc rozwój dużych fal kinematycznych surgingu wspomagany jest przez wiele procesów dodatkowych.

B. Kamb (1986), opierając się na szczegółowych badaniach Variegated Glacier, uważa, że powstanie pulsacji jest uwarunkowane czasową stabilnością podlodowcowego przepływu wody w postaci sieci połączonych ze sobą odspojień stopy lodowca na nierównościach podłoża (*linked-cavity system*). W takim systemie następuje powolny przepływ wody, a tym samym możliwość jej zatrzymania w podłożu. Wzrost ilości wody powoduje wzrost jej ciśnienia i powstanie dalszych odspojień. Stopa lodowca spoczywa na czymś w rodzaju „poduszki wodnej” i to wyzwala szybki ruch. Pod wpływem narastających ciśnień wody z systemu połączonych odspojień wykształca się przepływ tunelowy, który, drenując wodę z odspojień, doprowadza do zwiększenia tarcia i zwolnienia ruchu. Uważa się, że surging rozpoczyna się w okresie zimy, gdy zakleszczony jest tunelowy drenaż podlodowcowy (Kamb, 1986; Raymond, Harrison, 1986).

W rozdziale 6 niniejszej pracy dyskutowano zmienność przepływów rzek lodowcowych na południowym Spitsbergenie. Warto przypomnieć, że większość lodowców oddaje wodę również w ciągu zimy. Musi więc istnieć system drenażu subglacjalnego, funkcjonujący przez cały rok. W zimie jest on dostosowany do małej ilości wody. Podczas wiosennych roztopów wody osiągają dno najpierw poprzez szczeliny, a następnie odblokowywane są studnie lodowcowe. Przepustowość zimowego systemu odwodnienia jest zbyt mała, by pomieścić wszystkie wody. Następuje ich zatrzymywanie i wytwarza się wspomniana „poduszka” wodna. Obok centralnego kanału podlodowcowego (lub kilku głównych) tworzą się odspojenia, które przy odpowiedniej ilości wody mogą objąć całą szerokość doliny lodowcowej.

Dowody takiego „częściowo powierzchniowego” przepływu można obserwować w jaskiniach podlodowcowych. Ślady takich niskich komór, występujących po obu stronach głównego kanału, autor obserwował jesienią 1985 roku w jaskini Aldegonda na Spitsbergenie (lodowiec Aldegonda, Nordenskiöld Land). W dużej części były one wypełnione materiałem fluwioglacialnym (żwir z domieszką piasku). O połączeniu

tej jaskini z okresowymi odspojeniami od podłoża można wnioskować na podstawie kartowania jej korytarzy, wykonanego w październiku 1983 roku (Misztal, Pulina, 1983). Wprawdzie plan tego kanału (rys. 62) obejmuje tylko jego wylotową część (ok. 200 m długości), zachowaną w lodzie zimnym, ale w profilach poprzecznych zaznacza się wyraźne spłaszczenie korytarzy (0,5 m — 1 m wysokości). Odleglejsze partie jaskini były niedostępne z powodu zasypania przez materiał żwirowy (prawie do stropu) i prawdopodobnie z powodu plastycznego zakleszczenia. Z dna najdalszej salki wypływał pod ciśnieniem niewielki



**Rys. 62.** Plan jaskini poziomej Aldegonda w czołowej części lodowca Aldegonda (Nordenskiöld Land) w październiku 1983 roku (wg S. Misztala i M. Puliny, 1983). Zaznaczono przekroje poprzeczne, koryto potoku subglacialnego zakreskowano

**Fig. 62.** Map of the horizontal ice-cave Aldegonda in the frontal part of Aldegonda Glacier (Nordenskiöld Land) in October 1983 (after S. Misztal and M. Pulina, 1983). Cross-sections are marked and subglacial stream channel is hatched

potok, dowód połączenia kanału wypływowego z dalszymi częściami istniejącymi zapewne w obrębie lodu „ciepłego”. Sala ta rozszerzała się, ale jednocześnie malała jej wysokość (poniżej 0,5 m). Spostrzeżenia te potwierdzają współistnienie centralnego systemu drenażu z okresowo narastającymi odspojeniami (w przypadku tej jaskini utrwalonymi w zimnym lodzie).’

A. Iken i R. A. Bindshadler (1986) wykazują, że rozwój i zanik małych fal kinematycznych (minisurge) na lodowcu Findeigletscher związany jest z przejściem fali zwiększonego ciśnienia wód w podłożu. Interpretują to, podobnie jak B. Kamb (1986), jako napełnianie wodą odspojen lodowca, które łączą się ze sobą i kontaktują się także z istniejącym drenażem liniowym. Zdaniem tych autorów, istotne znaczenie ma stosunek ciśnienia dynamicznego lodu (*ice overburden pressure*)

do ciśnienia hydrostatycznego wód w podłożu lodowca. Dodatkowym, ważnym czynnikiem są nierówności dna doliny lodowcowej (uznawane za charakterystyczne dla wszystkich dolin zlodowaconych), ich rozkład i wielkość. To właśnie te nierówności decydują o odspojeniach i narzucają kierunki przepływu wód pod lodowcem.

Ważnym argumentem za koncepcją nakładających się fal kinematycznych jako przyczyną zjawiska surge jest spostrzeżenie podniesione przez E. Kamba, że stabilność systemu połączonych odspojień decyduje się w okresie przejścia od zimy do lata. Jeżeli system odpływu skoncentrowanego (tunelowego) nie wytworzy się w tym czasie, to następuje uruchomienie dużej fali kinematycznej. Mając na uwadze periodyczność surgingu, rola gromadzącej się w obszarze rezerwuarowym masy lodowej jest bardzo istotna. Zwiększa ona ciśnienia na podłożu, czyli ogranicza możliwość rozwoju drenażu skoncentrowanego, a tym samym ułatwia blokowanie odpływu wód subglacjalnych. Warto dodać, że już M. F. Meier i A. S. Post (1969) zwracali uwagę na rolę zwiększonych naprężeń ścinających na granicy części aktywnej i dolnej, stagnującej części lodowca.

Należy się zastanowić także nad innym czynnikiem, jakim jest materiał morenowy, transportowany w spagu lodowca. Obserwacje w Jaskini Aldegonda, a także w jaskiniach poziomych i na przedpolu lodowca Werenskiöld ujawniają obecność miększych warstw dobrze obłoczonych żwirów. W przypadku lodowca Bertil osady fluwioglacjalne prawie każdego roku zasypują tunel wypływowy z lodowca, a odpływ centralny toruje sobie drogę w innym miejscu (Pulina, 1982). P. A. Šumski (1974) wiązał powstawanie surgingu ze zmianami w zatrzymywaniu materiału morenowego w spagu lodowca. O roli gruzu morenowego w hydrologii podlodowcowej wspominają także A. Iken i R. A. Bind-schadler (1986) oraz inni autorzy. Nie zwracają oni jednak uwagi, że należy uwzględnić odkładanie materiału transportowanego przez wodę jako potencjalną przyczynę blokowania liniowego drenażu podlodowcowego, mimo że może to być tylko czynnik dodatkowy. Warto podkreślić, iż jest to bardziej prawdopodobny element rozwoju surgingu niż rola deformacji osadów podlodowcowych, co sugerują G. K. C. Clarke i inni (1984).

Ostatnio R. M. McMeeking i R. E. Johnson (1986) proponowali matematyczny model pulsacji, oparty na analizie podłużnych naprężeń w lodowcu, wywołanych pojawieniem się tzw. jądra surgingu, czyli strefy o intensywnym ślizgu dennym.

Takie „jądro surgingu” można utożsamiać z powstającą każdego roku wiosenną falą kinematyczną (minisurge). Jego ekspansja w górę i w dół lodowca, czyli wyzwolenie pulsacji, wydaje się zależeć tylko od obecności odpowiedniej „nadbudowy” masy lodowej.

Przedstawiona hipoteza powstawania surgingu w wyniku nakładania się fal ruchu lodowca o różnej skali zdaje się dobrze tłumaczyć podstawowe cechy tego zjawiska. Spełnia też warunek postawiony na wstępie rozważań, a mianowicie, jednolitości procesów fizycznych, zachodzących we wszystkich przypadkach pulsacji. Oczywiście, wiele z prezentowanych szczegółów mechanizmu wymaga dalszych badań, głównie eksperymentalnych. Duże nadzieje trzeba wiązać z eksploracją jaskiń lodowcowych, które to badania stały się polską specjalnością na Spitsbergenie.

Kolejnych, wprowadzie pośrednich, argumentów za przedstawioną hipotezą dostarczają najnowsze badania statystyczne nad lodowcami Kanady. Wykazały one, że lodowce dłuższe (więcej niż 15 km) mają silniejszą tendencję do podlegania pulsacjom niż krótsze (Clarke i in., 1986; G. Schmok — informacja ustna). Większa długość lodowca powiększa możliwość nakładania się fal kinematycznych różnej wielkości, a tym samym szansę na powstanie pulsacji. Podobna tendencja zarysowuje się na Spitsbergenie południowym: ślady przebytego surgingu były częstsze na lodowcach większych.

#### Ewolucja spitsbergeńskich lodowców typu surge

Powracając do związku pulsacji ze stosunkiem gromadzonej masy lodowej w obszarze rezerwuarowym (AC) do szybkości odprowadzania tej masy (QT), można na południowym Spitsbergenie wyróżnić lodowce, które prawdopodobnie sposobią się do surgingu przez pogrubienie swej górnej części. Na podstawie tabeli 3 oraz wykresów zamieszczonych na rysunkach od 21 do 25 widać, że w latach 1936—1960 (lub 1936—1961) Gåsbreen, Körberbreen, Chomjakobreen, Mendelejebreen i Nordfalbreen wyraźnie nadbudowały swój obszar rezerwuarowy. Prace O. Liestöla (1969) i C. Liperta (1981) podobnie oceniają narastanie masy opadowej na Finsterwalderbreen i Penckbreen. Na Werenskioldbreen natomiast po ostatnim surgingu obserwuje się obniżanie powierzchni prawie na całym lodowcu. Jednocześnie wyraźne są fale kinematyczne, jednak o skali mniejszej niż na przykład surge lodowca Finsterwalder.

W takiej sytuacji na lodowcu Werenskiold w najbliższym czasie nie powstaną warunki do wyzwolenia pulsacji. Inaczej jest w przypadku Körberbreen i Gåsbreen. Warto w tej sytuacji powrócić do sugestii S. Baranowskiego (1977), że procesy typu surging są uwarunkowane zmianami klimatycznymi.

Podsumowując poprzednie rozważania nad mechanizmem surgingu, można stwierdzić, że sprowadza się on do ilości wody przedostającej się do spagu lodowca i warunków powstrzymywania jej odpływu (rezultat

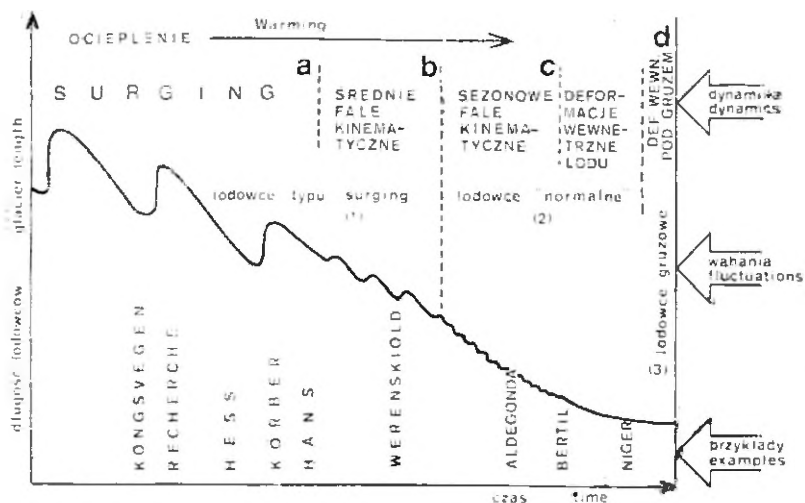


drenażu typu połączonych odspojeń stopy lodowca). Starano się udowodnić, że przyczyna niewykształcania się tunelowego odpływu wód tkwi głównie w nadbudowaniu obszaru rezerwuarowego masą lodową, czego rezultatem są większe naprężenia ścinające w dennych warstwach lodowca, które skutecznie przeciwdziałają ciśnieniu wód subglacialnych. Zarówno ilość wód roztopowych na lodowcu, jak i szybkość gromadzenia masy opadowej są związane z warunkami klimatycznymi. Rola tych czynników wydaje się być przeciwna, gdyż cieplejsze sezony ablacji niweczą skutki akumulacji. Wyzwalają też większą ilość wód roztopowych, powodujących częstsze i większe sezonowe fale przyspieszonego ruchu, te zaś stopniowo opróżniają rezerwuar ( $AC < QT$ ). Większe nagromadzenie masy lodu jest niemożliwe i faza relaksacji wydłuża się. W przypadku okresu chłodniejszego sytuacja jest odmienna. Istnieją więc warunki wypełniania rezerwuaru lodem, ponadto mniejsza ilość letnich wód roztopowych trudniej wyzwala sezonowe fale kinematyczne ( $AC > QT$ ).

W ciągu XX wieku na Spitsbergenie stosunek obu tych czynników układał się w zmiennych proporcjach. Badania zmian geometrii i zasięgów lodowców, wspólnie z wynikami prac V. S. Korjakina (1975b, 1985a) i S. Baranowskiego (1977), świadczą o wyraźnej redukcji złodowacenia. Odpowiedzialność za to przypisuje się ogólnemu ociepleniu klimatu półkuli północnej (Troickij, 1985). Konsekwencje są widoczne w postaci wieloletniego ujemnego bilansu masy zdecydowanej większości badanych lodowców (Orheim, 1982; Troickij i in., 1985; Pulina i in., 1984). Jednocześnie notowane były kolejne zjawiska typu surging (np. na Hessbreen), a także przemieszczanie fal kinematycznych, przypominające ten proces, ale na wyraźnie mniejszą skalę. Dowodzi to, że mimo ogólnego zmniejszenia objętości i powierzchni lodowców Spitsbergenu południowego w podłożu wielu z nich proporcja czynników sprzyjających gromadzeniu wody do czynników ułatwiających tunelowy drenaż subglacialny przeważała co pewien czas na korzyść tych pierwszych.

Konsekwencją przedstawionych faktów dotyczących fal kinematycznych i pulsacji na południowym Spitsbergenie oraz proponowanego mechanizmu jest prawdopodobny przebieg ewolucji lodowców pulsujących wraz z ocieplaniem się klimatu. Ten schematyczny model uwzględnia tylko najważniejsze czynniki wpływające na powstawanie fal kinematycznych i rozwój surgingu. Pozwala jednak odszukać na Spitsbergenie przykłady różnych etapów tej ewolucji, w zależności od położenia, wielkości i innych specyficznych cech lodowców (rys. 63).

W wyniku postępującego ocieplenia, któremu w warunkach spitsbergeńskich towarzyszy pewien wzrost akumulacji, następuje ewolucja lodowców typu surge. Zwiększająca się ilość wód roztopowych może



**Rys. 63.** Schemat ewolucji spitsbergeńskich lodowców typu surge pod wpływem stopniowego ocieplania klimatu (powiększenie ablacji). Literami oznaczono rodzaje dynamiki lodowców, cyframi zaś typy lodowców

**Fig. 63.** Scheme of evolution of the Spitsbergen surge-type glaciers caused by climate warming (increase of ablation):

- 1 — surge-type glaciers,
- 2 — „normal” glaciers,
- 3 — rock glaciers; a — surging, b — medium scale kinematic waves, c — seasonal kinematic waves, d — internal deformation of ice

wyzwalać surging przy mniejszym nagromadzeniu masy w obszarze rezerwuarowym. Z tej przyczyny w przypadku kolejnych pulsacji objętość lodowca jest mniejsza i zasięg awansującego czoła zazwyczaj nie przekracza linii z poprzednich faz aktywnych pulsacji (najczęściej jest mniejszy). Do tej grupy lodowców zaliczyć można Kongsvegen, Recherchébreen, Hessbreen i Körberbreen.

Dalsze trwanie ocieplenia sprawia, że ilość gromadzonej masy jest niewystarczająca do powstania zjawiska surge, wyzwalane są natomiast fale kinematyczne o mniejszej skali. Dodać należy, że takie mniejsze fale kinematyczne oraz fale sezonowe (minisurge) współistnieją na lodowcach podlegających dużym pulsacjom (surge). Lodowca Niedźwiedziego w 1973 roku składał się z 4 fal kinematycznych — Dolgushin, Osipova, 1975). Hansbreen wydaje się być lodowcem przejściowym od pulsacyjnego do przewagi „średnich” fal kinematycznych, z obecnością corocznych „minisurge”. Podobne zjawiska obserwowane są na Werenskiöldbreen (jęzory i pola akumulacyjne obu lodowców są położone nisko).

W przypadku, gdy ocieplenie trwa nadal, to następuje eliminacja fal „średnich” i pozostają wyłącznie fale sezonowe, wygasające coraz bardziej wraz z ubytkiem masy lodowca. Na tym etapie ich ewolucji występuje zimowy wpływ wód subglacjalnych, a tunelowy system drenażu jest stabilny — odnawia się każdego roku. Sezonowe fale kinema-

tyczne powodują ślizg denny, który zanika zimą. Lodowce Aledgonda i Bertil wydają się należeć do przedstawicieli tego etapu ewolucji.

Kolejnym etapem są lodowce podlegające tylko wewnętrznym deformacjom lodu, bez ślizgu dennego w ich ruchu. Są one zapewne przemarznięte w całej masie. W przypadku lodowców górskich stopniowo wytwarza się pokrywa gruzowa na jezorze i ewolucję kończą lodowce gruzowe. Nigerbreen jest przedstawicielem z pogranicza lodowców zimnych i gruzowych.

Zaproponowany przebieg ewolucji od lodowców pulsujących do lodowców „normalnych” w wyniku ocieplenia klimatu jest bardzo uproszczony. Nie uwzględnia całej złożoności proporcji akumulacji do ablacji i ruchu lodowców. Dodatkowa komplikacja wynika z faktu, że ocieplenie przejawia się w różny sposób w poszczególnych strefach wysokościowych, na co słuszenie zwraca uwagę L. S. Troickij (1985). Ponadto przebieg ocieplenia nie jest jednolity: występują okresy chłodniejsze, a efekty tych wahań klimatycznych są zróżnicowane przestrzennie. Niezależnie od tego przedstawiony schemat może być użyteczny w prognozowaniu kierunku następnych zmian na poszczególnych lodowcach. Lodowce położone niżej bardziej odczuwają ocieplenie w obecnym stuleciu, małe zaś lodowce górskie w tej strefie wysokościowej można uznać za przedstawicieli bardziej zaawansowanych stadiów współczesnej deglacji.

W nawiązaniu do rozważanych procesów warto zwrócić uwagę na ich wpływ na zmiany zasięgu czoł lodowców. Związki zjawiska surge z wahaniami czoł lodowców są różne dla lodowców lądowych i uchodzących do morza. W przypadku tych pierwszych następuje wyraźny awans czoła, a w fazie uspokojenia — obniżanie powierzchni dolnej części lodowca. Na początku recesja czoła jest bardzo mała, zmniejsza się tylko miąższość jezora. Następnie czoło cofa się intensywniej, a zależy to od termiki sezonu ablacji, czyli od czynnika klimatycznego. Tak więc recesja lodowców typu surge w fazie uspokojenia może być dobrym wskaźnikiem zmian klimatycznych (np. Gåsbreen, Werenskioldbreen, Finsterwalderbreen).

Wpływ procesu pulsacji na wahania lodowców uchodzących do morza jest nieco inny. Zależy on od głębokości akwenu, do którego uchodzi lodowiec. Jeżeli akwen jest głęboki, to awans lodowca jest niewielki, gdyż surging powoduje intensywne cielenie (na silne cielenie towarzyszące aktywnej fazie surgingu zwracali uwagę V. Schytt, 1969 i J. A. Dowdeswell, 1986).

W przypadku akwenu płytkiego, a zwłaszcza zatrzymania jezora na pływaczach lub wyspach awans jest znacznie trwalszy, natomiast po cofnięciu czoła z linii pływacz może nastąpić bardzo szybka recesja (np. Columbia Glacier, Alaska lub Hansbreen na mniejszą skalę). W fazie

uspokojenia zmiany zasięgu czoł lodowców uchodzących do morza odpowiadają tendencjom klimatycznym. Lodowce te mogą więc być także wskaźnikiem fluktuacji klimatycznych pomiędzy aktywnymi fazami surgingu.

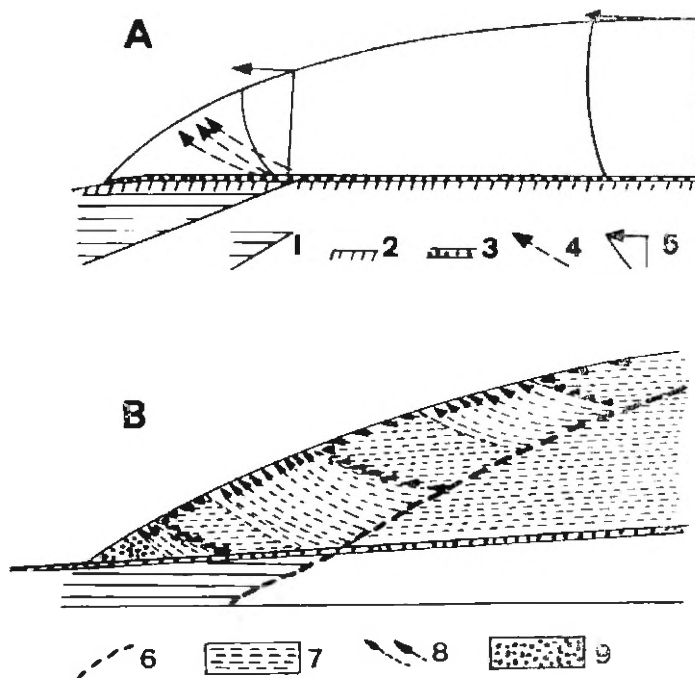
Konkludując, można stwierdzić, że zmiany klimatyczne mają istotny długookresowy wpływ na dynamikę lodowców pulsujących. Jest to zgodne z ogólną koncepcją S. Baranowskiego (1977, 1978). Prawdopodobieństwo ewolucji lodowców typu surge pociągają za sobą potrzebę nowego spojrzenia na całokształt konsekwencji geomorfologicznych procesów glacialnych na południowym Spitsbergenie.

## 9. Uwagi o niektórych konsekwencjach geomorfologicznych procesów glacialnych w rejonie Hornsundu

### Skutki procesów dynamicznych w części czołowej lodowców lądowych

W przypadku jeziorów kończących się na lądzie mamy do czynienia z lodowcami o termice złożonej. Kwestia zasięgu, miąższości i kształtu strefy lodu zimnego wymaga specjalnych badań. W świetle rozważań W. S. B. Patersona (1981) nad genezą zimnej strefy w czołowej części jeziorów, a także analizy procesów dynamicznych w obrębie lodowca Werenskiöld należy przyjąć, że jest to warstwa pogrubiająca się w dół lodowca. Zimny lód przypomina więc klin, który w części dolnej sięga podłoża i kontaktuje się z permafrostem przedpola (Baranowski, 1977, Fig. 64). Wstępna ocena maksymalnej miąższości lodu zimnego lodowca Werenskiöld wskazuje, że osiąga ona około 40 m, natomiast szerokość strefy przymarzniętej do podłoża wynosi prawdopodobnie od 100 m do 150 m (wg S. Baranowskiego, 1977 — strefa lodu stagnującego) lub jest tylko nieznacznie szersza. Mimo tej stosunkowo niewielkiej szerokości (w skali całego lodowca) i również niezbyt dużej przypuszczalnej miąższości, rola lodu zimnego dla dynamiki dolnych części lodowców subpolarnych jest znaczna. S. Baranowski (1977, Fig. 57, 64 i 65) przedstawił model procesów wodnych i dynamicznych lodowców subpolarnych Spitsbergenu. Model hydrologiczny Baranowskiego jest bardzo użyteczny i znalazł ogólne potwierdzenie w wynikach obserwacji terenowych autora oraz eksploracji jaskiń lodowych na Werenskiöldbreen i innych lodowcach (Misztal, Pulina, 1983; Pulina, 1984). W świetle prezentowanych poprzednio badań model dynamiczny wymaga jednak pewnej korekty.

Analiza składowej pionowej ruchu wskazuje na bardziej skomplikowany przebieg wytracania szybkości lodowca w ich częściach dolnych (Bukowska-Jania, Jania, 1988). Na rysunku 64 przedstawiono schemat ruchu dolnej części lodowców kończących się na lądzie według S. Baranowskiego (1977) oraz sugerowany przez autora. Propo-



**Rys. 64.** Model dynamiki czoła lodowca subpolarnego na przykładzie Werenskiöldbreen:

A — według S. Baranowskiego (1977): 1 — wieloletnia zmarzlina, 2 — podłoże lodowca, 3 — morena denną, 4 — płaszczyzny ślizgu, 5 — hipotetyczne profile ruchu; B — według E. Bukowskiej-Jani i J. Jani (1988): 6 — prawdopodobny przebieg izotermy  $0^{\circ}\text{C}$ , 7 — lód w temperaturze punktu topnienia (podlega deformacjom i ślizga się po podłożu), 8 — prawdopodobne kierunki przemieszczania lodu, 9 — lód stagnujący (martwy)

**Fig. 64.** Models of dynamics of a subpolar glacier frontal part, based on the example of Werenskiöldbreen:

A — after S. Baranowski (1977): 1 — permafrost, 2 — glacier bed, 3 — basal moraine, 4 — shear planes, 5 — hypothetical profiles of velocity; B — after E. Bukowska-Jania and J. Jania (1988): 6 — probable course of the isotherm  $0^{\circ}\text{C}$ , 7 — ice at the melting point temperature (undergoes deformations and slips on the bed), 8 — probable directions of ice displacements, 9 — dead ice

nowany model ruchu wskazuje, że „klin” lodu zimnego jest „przebijany” przez zwiększony dopływ lodu z warstw głębszych (prawdopodobnie „ciepłego”) w kilku strefach oddzielonych od siebie jakby sztywniejszymi „krami” lodu zimnego, przesuwanymi równolegle do powierzchni lodowca. Owe „przebicia” objawiają się niekiedy wychodniami płaszczyzn ślizgu na powierzchnię lodowca. Tak więc wyhamowanie ruchu lodowca odbywa się na większej przestrzeni i strefy kompresji pooddzielane są od siebie odcinkami neutralnymi.

Rozłożenie kompresji na dłuższym odcinku profilu podłużnego czoła lodowca wpływa prawdopodobnie na brak kontaktu dennych warstw jezora (które zawierają morenę denną) z jego powierzchnią. Z tego powodu wychodnie płaszczyzn ślizgu są najczęściej „czyste” — nie zawierają materiału morenowego. Płaszczyzny te tworzą się w sztywniejszej warstwie lodu zimnego i nie kontynuują w głąb lodu będącego w temperaturze punktu topnienia, gdyż jest on bardziej podatny na deformacje plastyczne.

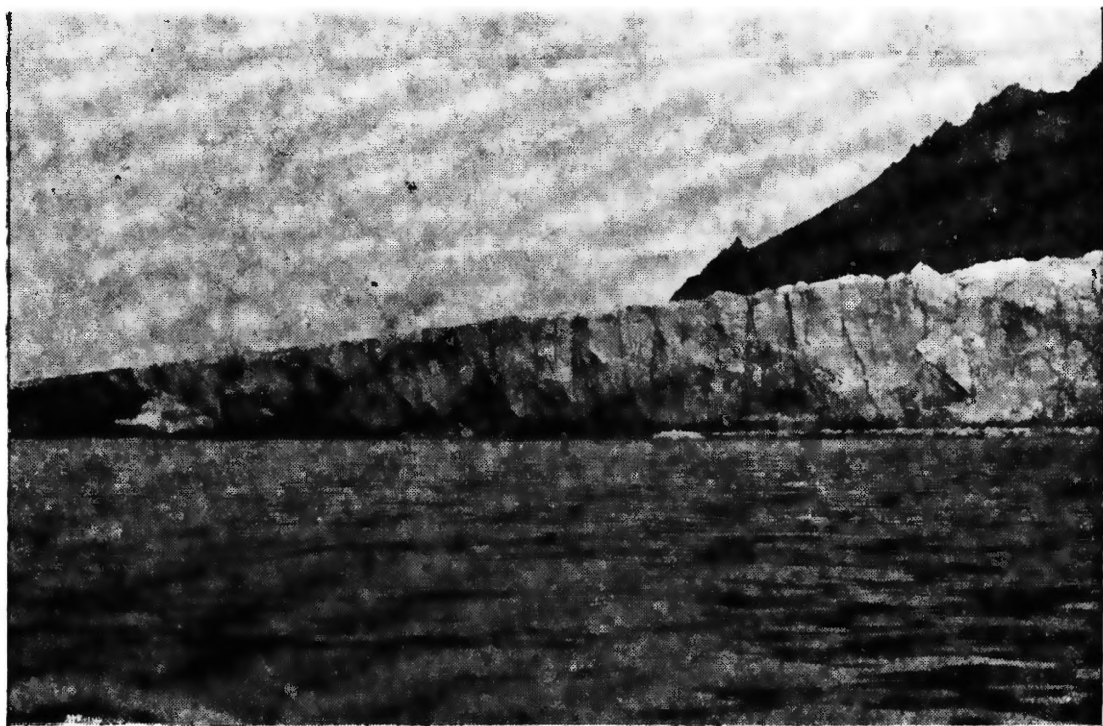
Materiał morenowy pojawia się w niewielkich ilościach w wychodniach płaszczyzn ślizgu, które znajdują się w strefie najsilniejszej kompresji i powstają w masie lodu zimnego. Ruch jest tutaj bardzo powolny i ablacja wyraźnie przeważa nad składową pionową ruchu. Nie ma

więc możliwości, by utworzyły się znaczniejsze formy na lodzie stagnującym. Należy dodać, że ślady moreny ablacyjnej pojawiają się sporadycznie w wyższych częściach jezora. Wynika to prawdopodobnie z kontaktu niektórych części płaszczyzn ślizgu z płycej zalegającym podłożem lodowca (garby w dnie doliny lodowcowej).

Ilość wytapiającego się materiału morenowego jest tak mała, że nie może powstać zwarta pokrywa supraglacialna i ochronić martwy lód przed roztopieniem. Płaty martwego lodu przed czołem północnej części Werenskioldbreen oraz w części centralnej związane są z okrywą osadów fluwioglacialnych, a nie morenowych. Wyniki badań fotointerpretacyjnych oraz obserwacje terenowe na innych lodowcach potwierdzają, że nie jest to sytuacja wyjątkowa, ale raczej typowa dla lodowców kończących się na lądzie. W strefach marginalnych przeważają powierzchnie akumulacji wodno-lodowcowej, a nie akumulacji glacialnej (Karczewski i in., 1984).

Wyraźnym potwierdzeniem takiego obrazu dynamiki lodu oraz transportu i depozycji moreny dennej są wyniki badań na przedpolu lądowych części lodowca Hans. W części zachodniej obserwacje objęły przedpole na Baranowskiodden, w części wschodniej zaś — strefę marginalną u podnóża Fannytoppen. Badania składowej pionowej ruchu lodowca Hans w profilu kończącym się na Baranowskiodden stwierdziły jego charakter kompresyjny i wektory skierowane ku górze (por. rys. 46), podobnie jak na czole Werenskioldbreen. W martwym klifie lodowym, który odsłania profil podłużny skrzydła wschodniego pod Fannytoppen (fot. 21), wyraźnie widoczne są zabrudzone materiałem morenowym płaszczyzny ślizgu. Ich upadł zmierzono we wrześniu 1985 roku. Rośnie on w stronę krawędzi lodowca spoczywającego na lądzie na dystansie 500 m od około  $20^{\circ}$  N, przez  $36^{\circ}$  —  $38^{\circ}$  N do ponad  $50^{\circ}$  N w pobliżu czoła, potwierdza to zatem ogólny model ruchu czoł lodowców lądowych.

Nie zaznaczają się tutaj strefy kompresyjne na przemian z przesuwanymi równolegle, tak jak w przypadku Werenskioldbreen. Jak wykazały pomiary temperatury lodu, wykonane przez M. Grzesia (1980) na północ od Baranowskiodden, Hansbreen można uważać za lodowiec umiarkowany. Cofnięcie czoła z morza odbyło się stosunkowo niedawno. Prawdopodobnie nie upłynął jeszcze wystarczający czas, by strefa lodu zimnego była odpowiednio gruba. Wystarczająca jednak, by lód stagnujący blokował ruch i zwiększał składową pionową przemieszczeń. Należy dodać, że mimo iż obserwowane płaszczyzny ślizgu kontaktują się z podłożem, a ponadto szybkość ruchu w lądowych partiach Hansbreen jest większa niż Werenskioldbreen, stopień zanieczyszczenia wychodni tych płaszczyzn na powierzchni lodowca jest także niewielki. To samo można zaobserwować w rejonie Baranowskiodden (fot. 22), gdzie czoło



**Fot. 21.** Wschodnia część klifowego czoła lod wca Hans (przebieg N—S), z widocznymi podgięciami płaszczyzn ślizgu w lądowej części czoła

(Fot. J. Jania, 1982)

**Phot. 21.** Eastern flank of the Hans Glacier ice cliff (direction N—S) with turned up shear planes

(Photo by J. Jania, 1982)

jest bardziej strome i bardziej dynamiczne. W tej części czoła lodowca płaszczyzny ślizgu kontaktują się z osadami niskich teras morskich (prawdopodobnie terasy 4 m — 6 m n.p.m.) i materiał ten transportowany jest w górę. Składają się nań piasek i żwiry plażowe z zawartością roztartych skorupek małży i kości wieloryba, a także gleba z detrytusem roślinnym.

Z danych fotointerpretacyjnych wynika, że podobne procesy zachodzą na czołach Bungebreen, Vitkovskibreen, Penckbreen, w strefach bocznych Torellbreen.

Podsumowując te obserwacje, trzeba stwierdzić, że współczesna dynamika lodowców lądowych na południowym Spitsbergenie nie powoduje intensywnego pobierania i transportu moreny dennej na powierzchnię ich czoł. Transport ten odbywa się na krótkich odległościach, natomiast ilość deponowanego materiału na powierzchni lodowca jest niewielka. W przypadku przewagi ablacji nad składową pionową ruchu nie pozostawia to śladów w rzeźbie przedpola, poza nielicznymi i nie-





**Fot. 22.** Czoło lodowca Hans na Baranowskiodden. W strukturze lodu widać przejście od części tensyjnej — ze szczelinami — do części dolnej z uskokami kompresyjnymi. Na wychodni dolnych płaszczyzn ślizgu gromadzi się materiał moreny dennej w postaci wieńca kopczyków  
(Fot. J. Jania, 1982)

**Phot. 22** The Hans Glacier terminus at Baranowskiodden. The transition from the tensional part (with open crevasses) to the lower part (with compression faults) is clearly visible in the ice structure

(Photo by J. Jania, 1982)

wielkimi pagórkami moreny ablacyjnej (do 0,5 m wysokości nad dnem doliny).

Ogólnie biorąc miąższość moreny dennej i ablacyjnej, składanych na przedpolach tego typu lodowców, jest zazwyczaj niewielka. W przypadku Werenskioldbreen osiąga od około 0,5 m do 1 m (Olszewski, Szupryczyński, 1980), a najczęściej mniej. Kontrastuje to z ilością materiału obserwowanego w strefach moren czołowych z jądrem lodowym. Jest tam go wyraźnie więcej. Niekiedy osiąga miąższość 2 m. Wielkości te są znacznie większe w przypadku moren spiętrzonych (np. przed czołem Penckbreen — por. Z. Michalska, 1961; a także innych lodowców — J. Szupryczyński, 1963, 1968; L. S. Troickij, 1975).

Nie wchodząc w skomplikowany i nie do końca poznany mechanizm transportu i depozycji materiału moreny dennej (por. dyskusję D. E. Sugdena i B. S. Johna, 1976, Part III. IV oraz N. Eylesa i J. Menziesa, 1985, Chapter 2), przeprowadzono prostą analizę skutków procesów dynamicznych. Współczesne warunki dynamiczne w czołowych częściach lodowców spoczywających na lądzie są odpowiedzialne za powolny transport moreny dennej. Jeżeli przyjąć, że średnia prędkość powierzchniowa lodowca Werenskiold wynosi  $7,5 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  (dla profilu Wernerknatten — Angellfjellet), a ruch deformacyjny lodu około  $5 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ , to na ruch dennych warstw lodowca wraz z moreną denną przypadnie około  $2,5 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  (ślizg denny). W strefie czołowej będzie to jeszcze mniej. W świetle przedstawionych poprzednio wyników pomiarów (por. rozdz. 5) można założyć, że materiał moreny dennej przenoszony jest z prędkością około  $1 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  (w projekcji horyzontalnej).

Znacznie upraszczając, można założyć, że transportowana jest warstwa moreny dennej i ablacyjnej o średniej miąższości 0,5 m (po wytopieniu lodu). Na podstawie tych prawdopodobnych danych można pokusić się o przybliżoną odpowiedź na pytanie: Jak długo trwać mogło budowanie czołowych wałów lodowo-morenowych w warunkach stanu równowagi czoła lodowca (dopływ lodu = wielkość ablacji) zgodnie z założeniami istniejących modeli (np. Kozarski, 1982)? Średnia szerokość moreny czołowej wynosi 800 m, średnią zaś miąższość okrywy morenowej jądra lodowego można przyjąć jako 1,5 m. Z prostych wyliczeń wynika, że w tempie  $1 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  morena denna o miąższości 0,5 m musiałaby być transportowana przez około 2400 lat, by pokryć dystans 800 m okrywą o grubości 1,5 m. Nawet jeżeli miąższość okrywy wałów lodowo-morenowych wynosi średnio tylko 1 m, przy współczesnej dynamice lodowca Werenskiold stan równowagi musiałby trwać około 1600 lat.

Ze względów klimatycznych było to niemożliwe, o czym świadczą wyniki datowań fossylnej tundry znalezionej przez S. Baranowskiego (1977) w położeniu międzymorenowym. Uzyskane daty 750 lat

B. P. — 1500 lat B. P. dokumentują cieplejszy okres wikingowski. Przeprowadzone pobieżne obliczenie dowodzi, że powstanie wałów lodowo-morenowych musi być wynikiem bardziej dynamicznego ruchu lodowca. Niektóre cechy Werenskioldbreen wskazują, że przeszedł on surge. Genezę tych form wiązać zatem trzeba z aktywną fazą pulsacji, natomiast przedstawiony model dynamiki lodu i transportu materiału morenowego jest typowy dla fazy uspokojenia. Sugestię dotyczącą genezy spitsbergeńskich moren z jądrem lodowym opublikowali między innymi J. Szupryczyński (1963), G. S. Boulton (1972), S. Baranowski (1975d), L. S. Troickij (1975), S. Kozarski (1982). Szerszy przegląd badań oraz zróżnicowania genetycznego tych moren zawiera praca S. Kozarskiego (1982).

Moreny z jądrem lodowym składają się zazwyczaj z serii łusek lodu, poprzedzielanych materiałem morenowym. Aby mogło nastąpić zafaldowanie, a potem złuszkowanie dennych warstw lodowca w jego części czołowej, niezbędne są duże kompresyjne naprężenia ścinające (Paul, 1985, Fig. 3.1). Warunkiem ich występowania jest szybki ruch jezora i blokowanie tego ruchu na samym czole lodowca. Przyczynę takiego hamowania ruchu na Spitsbergenie stanowi zazwyczaj przymarznięta do podłoża strefa lodu zimnego na froncie lodowca. Mogą to być także inne czynniki, które zazwyczaj wspomagają ten pierwszy. Odpowiednia przeszkoda terenowa, w postaci progu w podłożu skalnym lub starszej moreny, może skutecznie blokować ruch lodowca (znaczenie takich przeszkód w formowaniu ciągów morenowych słusznie akcentują D. E. Sugden i B. S. John, 1976, Fig. 12.10). Wzmoczone kompresyjne naprężenie ścinające może wywołać gromadzenie transportowanego materiału morenowego we frontowej części spągu lodowca lub zgarnianie i piętrzenie osadów przed czołem. Warto odnotować, że formowanie moren z jądrem lodowym na pograniczu Alaski i Kanady jest przez wielu autorów uważane za efekt zjawisk typu surging (np. Johnson, 1971; Driscoll Jr, 1980).

W przypadku pulsacji dużych lodowców spitsbergeńskich powstają wyraźne zewnętrzne strefy moren spiętrzonych, zdudowanych z osadów innych niż lodowcowe. Są to często osady morskie. Znane są liczne przykłady takich form, między innymi wały moreny czołowej Penckbreen (Michalska, 1961), spiętrzenia w obrębie tzw. moreny środkowej Torellbreen (Karczewski i in., 1984), moren lodowców Renard, Finsterwalder, Ulve, Eidem, Grønfiord Zachodni i wielu innych (Troickij, 1975). Na przedpolu moren czołowych lodowca Werenskiold istnieje tylko nieznaczne podgięcie osadów morskich (w części południowej). Prawdopodobnie jest to rezultat wyciśnięcia przedpola w wyniku dodatkowego obciążenia istniejących moren czołowych przez awansujący

lodowiec. Mała intensywność surgingu nie doprowadziła więc do większych spiętrzeń.

Potwierdzeniem związku między występowaniem moren spiętrzonych a procesem surge jest ich formowanie w strefach bocznych lodowca Dukwitz na Barentsöya (Troickij, 1975), jako efekt jego surgingu na początku obecnego stulecia (Schytt, 1969). Podobnie W. Niewiarowski (1982) łączy moreny spiętrzone w strefach bocznych lodowca Åvatsmark na Ziemi Oscara II z pulsacją.

Zamykając rozważania nad geomorfologicznymi konsekwencjami dynamiki spitsbergeńskich lodowców kończących się na lądzie, można wskazać na pewne prawidłowości. Najważniejsze wydaje się uchwycenie podstawowych różnic w dynamice, a tym samym w warunkach transportu i depozycji osadów morenowych pomiędzy fazą aktywną a fazą uspokojenia surgingu. Na przykładzie lodowca Werenskiöld przedstawiono prawdopodobny model ruchu wpływający na intensywność transportu moreny dennej w fazie uspokojenia pulsacji (rys. 64). Powolny ruch i zróżnicowanie termiczne czoła nie zezwala na intensywne podnoszenie moreny dennej na powierzchnię lodowca (wzdłuż podgiętych płaszczyzn ślizgu). Obserwacje innych lodowców potwierdzają ten model. Geneza dużych wałów moren czołowych z jądrem lodowym, którym często towarzyszą moreny spiętrzone, musi być uznana za rezultat wielokrotnie większej dynamiki ruchu lodowca i wywołanych nią silnych kompresyjnych naprężeń ścinających.

Na tle tych rozważań można przypomnieć wcześniejsze sugestie autora (Jania, 1982) na temat genezy nadmorskich wałów lodowo-morenowych jako wyniku wycofywania się lodowca z morza na ląd. Ważny element stanowi ustanie cielenia, będącego jednym z czynników ubytku masy. Powinno to umożliwiać odpowiednio długie trwanie stanu równowagi na czole lodowca. Jednocześnie brak podparcia czoła przez wodę morską zwiększa tarcie i powoduje większą niż poprzednio kompresję, co daje podgięcie płaszczyzn ślizgu ku górze, ale również zmniejsza tempo ruchu lodu. W takiej sytuacji podstawowym warunkiem utworzenia czołowych wałów lodowo-morenowych jest odpowiednia prędkość lodowca i dostatek materiału morenowego w jego stopie, decydujący o tym by ruch był intensywniejszy lub równoważny ablacji powierzchniowej. W przeciwnym razie sytuacja przedstawiać się będzie tak, jak w fazie uspokojenia. Istnieje na to wiele przykładów, między innymi wycofanie się z morza bocznych stref lodowca Hans. W okresie od początku lat siedemdziesiątych krawędź lodu po stronie zachodniej odsunęła się od wybrzeża, a morena z jądrem lodowym nie powstała.

W rozwoju moren z jądrem lodowym w przypadku małych lodowców górskich istotną rolę odgrywa duża ilość transportowanego materiału moreny wewnętrznej, pochodzącej ze ścian cyrków glacialnych.

Obfitość materiału skalnego równoważy więc powolny ruch lodowców tego typu.

Związek najważniejszych form lodowej akumulacji glacialnej na Spitsbergenie z ekstremalną intensywnością procesów glacialnych w postaci fazy aktywnej surgingu zdaje się być prawidłowością ogólniejszą. Jest to zgodne z wnioskami L. Starkla (1977), dotyczącymi podstawowej roli maksymalnego natężenia procesów morfogenetycznych w depozycji osadów w czwartorzędzie.

### Konsekwencje dynamiki lodowców uchodzących do morza

Podwodna strefa marginalna lodowców kończących się w morzu jest niedostępna do bezpośrednich obserwacji. Konieczne jest stosowanie specjalnych technik badania reliefu dna i występujących tam osadów. Jeszcze trudniejsze jest studiowanie procesów morfogenetycznych i sedymentacyjnych. Z tego powodu do niedawna osady glacialno-morskie i rzeźba dna fiordów na przedpolu lodowców spitsbergeńskich były bardzo słabo poznane (por. przegląd literatury w pracach A. Moign, 1974 i L. S. Troickiego, 1975). Równie mało było danych z innych rejonów świata. Wyrazem takiego stanu badań jest bardzo pobieżne omówienie lub wręcz pominięcie problematyki glacialnych form i osadów podmorskich w podręcznikach C. E. Embletona i C. A. M. Kinga (1975) oraz D. E. Sugdena i B. S. Johna (1976).

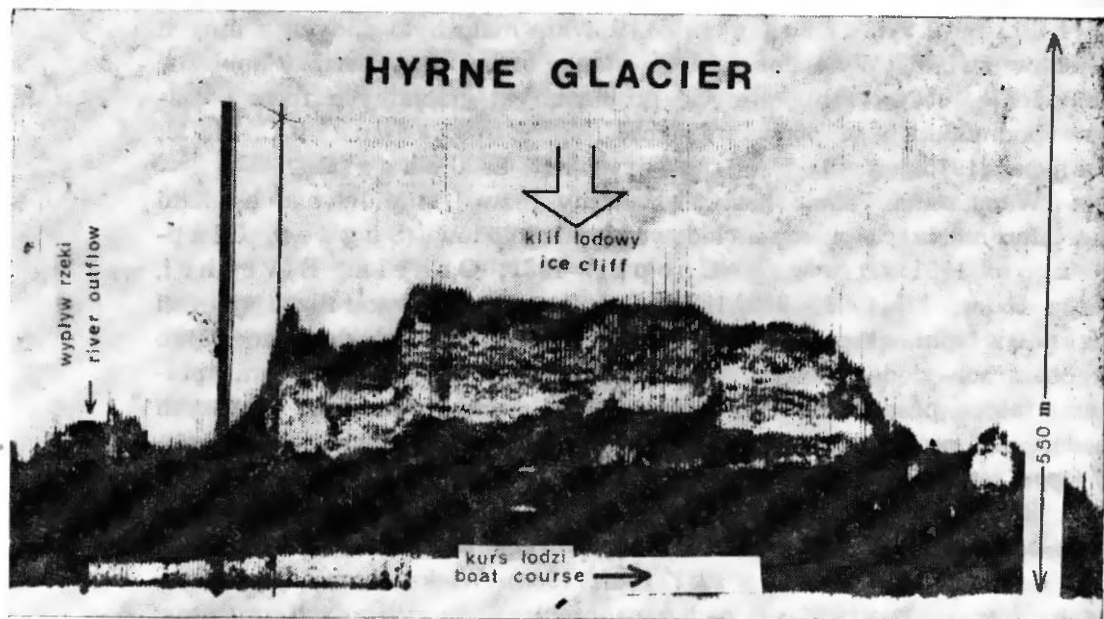
W ostatnich latach nastąpił znaczny rozwój studiów nad osadami glacialno-morskimi przedpoli lodowców i lądolodów (Sugden, Clapperton, 1981; Drewry, Cooper, 1981; Orheim, Elverhøi, 1981; Powell, 1981, 1983, 1984). Były one stymulowane rozwijającymi się potrzebami eksploatacji złóż ropy naftowej spod dna morskiego w obszarach zlodowaconych w plejstocenie (Morze Północne) oraz planami takich prac w Arktyce (np. Morze Barentsa). Przegląd nowszych badań nad problematyką osadów glacialno-morskich zawiera opracowanie pod redakcją B. F. Molni (*Glacial-marine...*, 1983).

Również we fiordach Spitsbergenu i w sąsiednich akwenach wzmożono badania osadów pochodzenia lodowcowego (Elverhøi i in., 1983, Elverhøi, 1984, Zalewski i in., 1984). Większa część przytoczonych prac koncentruje się nad zagadnieniami specyficznych procesów sedymentacji osadów lodowcowych i wodno-lodowcowych w warunkach podmorskich. Zazwyczaj poszukuje się wzorców litofacyjnych dla osadów plejstoceńskich. Tylko niektórzy autorzy zwracają baczną uwagę na genezę glacialnych form dna morskiego i ich zależności od procesów glacialnych (np. Elverhøi i in., 1980; Elverhøi, 1984). Tak więc mimo znacznego ostatnio zainteresowania wspomnianymi problemami, nadal wiele podstawowych kwestii powstawania podmorskich form i osa-

dów glacialnych we fiordach Spitsbergenu jest nieznanymi lub poznanych tylko pobieżnie.

W październiku 1985 roku autor, współpracując z J. Różańskim, przeprowadził badania rzeźby dna przedpoli wybranych lodowców uchodzących do Hornsundu. Wykorzystano metodę sonarowego sondowania bocznego (por. Verstappen, 1977, s. 103—105). Badania wykonano sondą „Transit Sonar” (produkcji Kelvin Hughes, typ MS. 43 Mk 1) z pokładu szalupy, w asyście statku d/e „Perkun”. Mimo niesprzyjających warunków jesiennych i trudności lodowych, udało się wykonać pomiary w bezpośrednim pobliżu klifów lodowych lodowców: Hyrne, Mühlbacher i Hans.

Najbardziej czytelny jest zapis z przedpola lodowca Hyrne (fot. 23). Dolina tego lodowca i zatoka na jego przedpolu nawiązują do biegu mało odpornych warstw łupków w osadach mezozoicznych. Tak więc w dnie zatoki „Hyrnehamna” (propozycja nazwy) nie należy spodziewać się poprzecznych wzniesień skalnego podłoża, które zakłócałyby obraz form pochodzenia glacialnego (jest to natomiast możliwe w strefie formacji metamorficznej Hecla Hoek na przykładach lodowców Hans



Fot. 23. Zapis sondowania sonarowego zatoki na przedpolu lodowca Hyrne (skala przybliżona). Strzałką oznaczono kierunek ruchu lodowca. Widoczne są równoległe do klifu lodowego pasma moren podwodnych

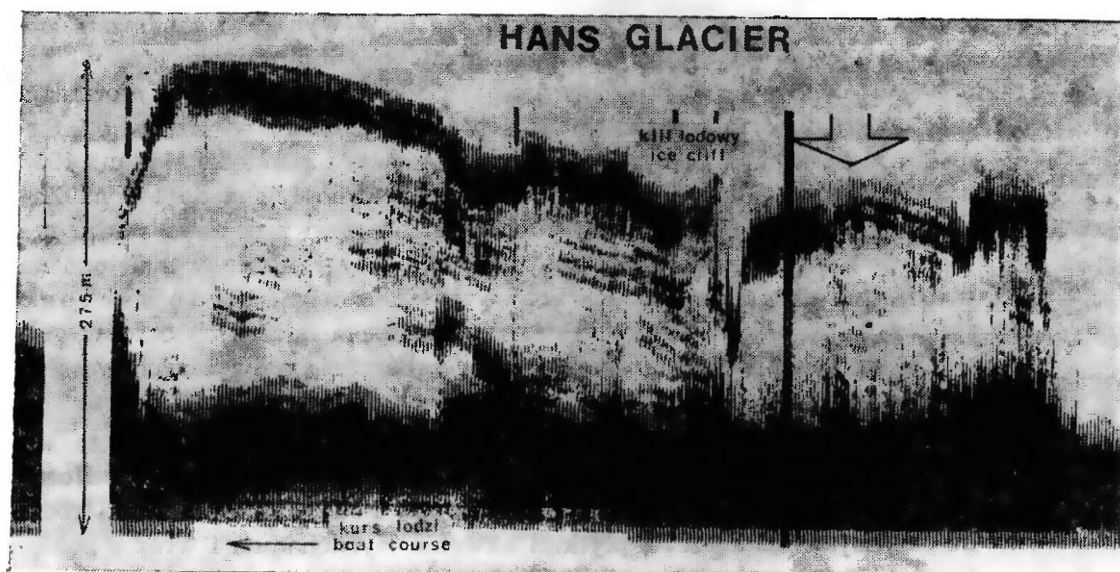
(Reprodukcja OPGK, Katowice)

Phot. 23. A record of sonar sounding of the bay at the forefield of Hyrne Glacier (rough scale). The arrow marks the glacier flow direction. Ridges of submarine moraines are parallel to the ice cliff

(Reproduction by OPGK, Katowice)

i Mühlbacher. Sondowania wykazały, że głębokość zatoki w pobliżu lodowca jest rzędu 30 m. Wstępna interpretacja obrazu ujawnia, że na dnie występują wyraźne pasma grzbietów, wysokości około 2 m (niekiedy wyższe), których przebieg jest poprzeczny do kierunku ruchu lodowca (fot. 23). Zaznaczają się także wyraźniejsze, większe wały, oddalone od siebie o kilkadziesiąt metrów. Drobniejsze grzbiety są jak gdyby nałożone na te większe. Ten charakterystyczny rysunek zanika w pobliżu wypływu wód subglacialnych.

Podobny, ale mniej wyraźny, rysunek grzbietów podwodnych, równoległych do klifu lodowego, stwierdzono na przedpolu Hansbreen (fot. 24). Wstępne obliczenia wykazują, że są one odległe od siebie



**Fot. 24.** Zapis sondowania sonarem zatoki na przedpolu lodowca Hans (skala przybliżona). Strzałką zaznaczono kierunek ruchu lodowca. Widoczne pasemka równoległych do klifu moren podwodnych

(Reprodukcja OPGK, Katowice)

**Phot. 24.** A record of sonar sounding of the bay at the forefield of Hans Glacier (rough scale). The arrow marks the glacier flow direction. Small lines of parallel submarine annual moraine ridges are visible

(Reproduction by OPGK, Katowice)

o około 40 m. Odpowiada to w przybliżeniu średniej rocznej recesji tego lodowca. W obrazie przedpola Mühlbacherbreen można dopatrzyć się śladów zbliżonych form, są one jednak słabiej czytelne w głębszych partiach akwenu (ok. 70 m głębokości).

Pamiętając o sezonowych oscylacjach położenia czoł lodowców uchodzących do morza, genezę tych wyraźnych wałów „morenowych”, poprzecznych do kierunku ruchu lodowca, trzeba łączyć z zimowym



awansiem jezora i piętrzeniem osadów u podnóża klifu lodowego. Przy przewadze recesji każdy kolejny sezon zimowy powinien pozostawić ślad w postaci „morenki” subakwatywnej. Podobne wnioski wysuwał G. de Geer, rozważając genezę równoległych wałów morenowych, występujących w kilku rejonach Szwecji (H o p p e, 1959). Jednak na Spitsbergenie sytuacja jest bardziej skomplikowana. Po ciepłych okresach letnich w latach 1984 i 1985 niektóre lodowce awansowały poza zasięg z 1983 roku. Tak więc oscylacje roczne nakładają się na oscylacje sporadyczne, prawdopodobnie rezultat fal kinematycznych różnej wielkości. Wydaje się, że efekt takiego nakładania się form zarejestrowany został przed czołem Hyrnebreen.

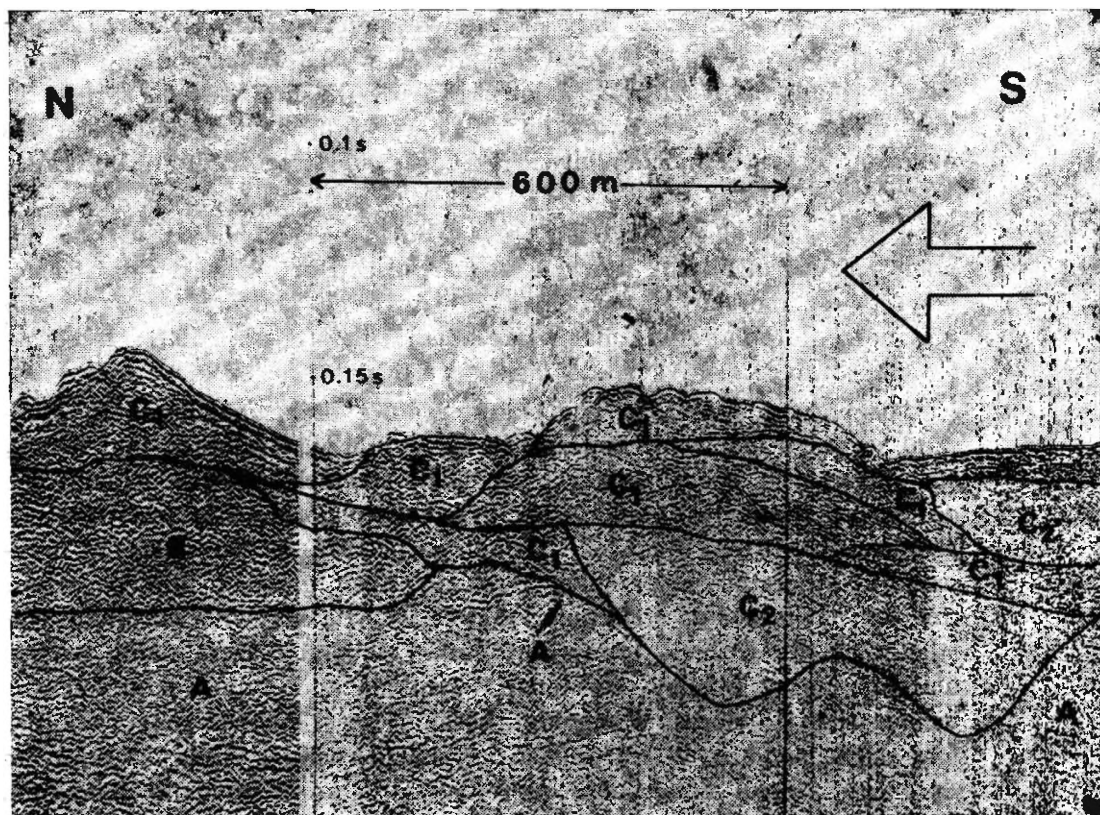
Struktura wewnętrzna moren podwodnych zachowuje efekty nakładających się spiętrzeń. Uwidacznia się to w wynikach sondowań sejsmoakustycznych CSP (*continuing seismic profiling*) przed czołami lodowców uchodzących do Hornsundu (S. R u d o w s k i — informacja ustna). Przykładem jest fragment profilu podłużnego w pobliżu osi Samarinvågen (fot. 25), w rejonie zasięgu lodowca pomiędzy latami 1936 a 1961 (por. rys. 58), przy głębokościach od około 120 m do 140 m. Zastosowano „EG- i ”G Sparker” i „Boomer” system z pokładu statku d/e „Perkun” w 1983 roku. Jednostki sejsmostratygraficzne wydzielono na podstawie interpretacji W. K o w a l e w s k i e g o i S. R u d o w s k i e g o (w przygotowaniu do druku). Poza wydzieleniem miąższych osadów glacialno-morskich zwraca uwagę wyraźne zaburzenie najwyższych warstw. Jest to zapewne rezultat kolejnych nasunięć lodowca. Profil poprzeczny wałów podmorskich wykazuje nałożenie mniejszych form.

Na podstawie przytoczonych pierwszych wyników badań z Hornsundu zarysowuje się pewna prawidłowość. Podmorskie „morenki roczne” są najwyraźniejsze w płytkim akwenu Hyrnehamna i wraz z pogłębianiem się akwenu ich czytelność maleje. Ślady spiętrzeń zimowych pozostają jednak w strukturze osadów. Byłoby to zgodne z ogólnymi wnioskami dotyczącymi wzrostu dynamiki czoł lodowców w przypadku pogłębiania się akwenu, do którego uchodzą.

Nie wdając się w rozważania na temat mechanizmu piętrzenia osadów, ich kompozycji, a także trwałości powstających form, co wymaga wielu następnych badań, warto odnotować fakt, że większa dynamika ruchu i cielenia lodowców jest odpowiedzialna za bardziej złożony relief podmorskich stref marginalnych. Ma to swoje odzwierciedlenie także w przypadku dynamiki typu surge.

Surge lodowca uchodzącego do morza, a wspartego o dno, daje wyraźne efekty w rzeźbie jego przedpola. Wskazują na to badania wewnętrznych partii Kongsfjordu przed czołem Kongsvegen (E l v e r h ø i i in., 1983, E l v e r h ø i, 1984). Przy czym, tak jak na lądzie, gromadzenie osadów następuje łatwiej w strefach wypłyceń, gdzie działają naprę-





**Fot. 25.** Fragment zapisu sondowania sejsmoakustycznego (CSP-Boomer and Sparker system) dna Samarinvägen, wykonanego przez Instytut Geofizyki PAN w 1983 roku. Zapis obejmuje osiową część zatoki w strefie pomiędzy zasięgiem lodowca Samarin w latach 1936 i 1961. Strzałką zaznaczono kierunek ruchu lodowca. Jednostki sejsmostratygraficzne w interpretacji W. Kowalewskiego i S. Rudowskiego:

A — skały podłoża, B — glina morenowa odłożona (lodgement till), C — glina morenowa wytopiona w środowisku morskim (marine proglacial melt-out till); C<sub>1</sub> — osadzona w bezpośrednim sąsiedztwie lodowca, C<sub>2</sub> — osadzona w pewnym oddaleniu od lodowca. Skala pionowa w sekundach — czas podwójnego przebiegu fali akustycznej

(Reprodukcja OPGK, Katowice)

**Phot. 25.** A part of a seismoacoustic sounding record (CSP — Boomer and Sparker system) of the Samarinvägen Bay bottom, carried out by the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences in 1983. The record covers the axial part of the bay in the zone between the 1936 and 1961 terminal positions of Samarin Glacier. The arrow indicates the former direction of glacier movement. Seismostratigraphic units according to interpretation carried out by W. Kowalewski and S. Rudowski:

A — solid rocks, B — lodgement till, C — marine proglacial melt-out till; C<sub>1</sub> — deposited close to the glacier terminus, C<sub>2</sub> — deposited at some distance from the glacier. Vertical scale in seconds — the two way time of an acoustic wave

(Reproduction by OPGK, Katowice)

zenia kompresyjne. Tam też stopa lodowca jest słabiej wypierana przez wodę i ściślej przylega do dna, mogąc skuteczniej przesuwając i piętrzyć osady. Przykładem są „wyspy morenowe” przed czołem Recherchebreen (fot. 18). Tego typu była prawdopodobnie wyspa zaznaczona na mapie z 1936 roku w pobliżu czoła lodowca Körber (na linii zasięgu z 1918 roku), która nie jest widoczna na zdjęciach lotniczych z 1961 roku ani obecnie. Jej zanik mogła ułatwić obecność martwego lodu w budującej ją morenie.

Szczególnym przypadkiem jest lodowiec Paul (uchodzący do odnogi fiordu Van Mijen), który w czasie pulsacji przekroczył fiord i spiętrzył osady morskie na przeciwległej równinie podgórskiej Svea oraz uformował tam moreny z martwym lodem (Péwé i in., 1981; Rowan i in., 1982).

Chaotycznie ułożone pagórki morenowe oraz zagłębienia są efektami surgingu lodowców kończących się w morzu. Krajobraz taki tworzy się w bocznych, spoczywających na lądzie strefach lodowca uchodzącego do fiordu. Niekiedy układ rzeźby grzędowo-pagórkowatej jest uporządkowany (jak to opisuje L. S. Troickij, 1975, s. 196—200). W przypadku Nathorstbreen przebieg poszczególnych grzęd i linii pagórków (fot. 18) nawiązuje do struktury lodowca w fazie aktywnej surgingu. Następuje wtedy rozbitcie jezora licznymi i głębokimi szczelinami, co jest ułatwione przy intensywnej tensji, wynikającej z typu ruchu lodowca uchodzącego do morza. W cienkiej, bocznej części lodowca mogły one nawet sięgać podłoża. W warunkach szybkiego ruchu i tarcia, szczeliny te były wypełniane materiałem morenowym, ale też osadami morskimi. Późniejsze modyfikacje mogły zachodzić w fazie uspokojenia, kiedy to przeważała kompresja na kontakcie lodowca z martwym lodem po bokach fiordu (Troickij, 1975, rys. 79).

Rzeźba lądowej strefy marginalnej Nathorstbreen, opisana przez L. S. Troickiego, jest typowym rezultatem pulsacji lodowca znajdującego się w tak specyficznych warunkach topograficznych. Podobne formy stwierdzono w przypadku stref bocznych lodowca Paul, uchodzącego do Rindersbukta (Troickij, 1975) oraz moren z jądrem lodowym na nizinie Svea (Péwé i in., 1981; Rowan i in., 1982). Potwierdzeniem związku opisanej rzeźby z procesami surgingu jest jej występowanie w podobnej sytuacji terenowej w pobliżu lodowca Selfström, uchodzącego do Ekmanfjorden (Isfjord). T. L. Péwé i inni (1982) wiążą topografię morenowych wzniesień — ze stromymi stokami oraz zagłębieniami i obecnością martwego lodu — na wyspach Flint i Cora z surge tego lodowca w 1896 roku. Jest to odpowiednik krajobrazu opisywanego przez L. S. Troickiego (1975) w pobliżu Nathorstbreen i Paulabreen.

W rejonie Hornsundu ten rodzaj rzeźby stwierdzono w południowo-wschodniej części półwyspu Treskelen oraz na Selodden. Uporząd-

kowane strefy grzbietów i zagłębień wytopiskowych o cechach opisywanych przez cytowanych autorów stopniowo przechodzą w krzyżujące się linie szczelin (z rozwiniętymi na nich morenami ablacyjnymi) w stagnującym lodzie lodowcowym. Układ tych szczelin przypomina strukturę powierzchni lodowca Stor, obserwowaną na zdjęciach lotniczych. Rzeźbę tę należy uznać za efekt surgingu lodowca Stor na początku obecnego stulecia (przed 1918 r.).

Warto zwrócić uwagę, że chaotyczny układ pagórków i obniżen z obecnością martwego lodu jest typową cechą rzeźby stref marginalnych lodowców typu surge w innych regionach świata, również tych kończących się na lądzie (np. Johnson, 1972).

Na podstawie przytoczonych wyników trzeba odnotować fakt powiązania większych i wyraźniejszych form glacialnej rzeźby podmorskiej (i towarzyszącego im niekiedy specyficznego krajobrazu morenowego na lądzie) z wyższym poziomem dynamiki lodowców w fazie aktywnej surge'u, natomiast w fazie relaksacji zjawiska roczne powodują znacznie mniejsze skutki. Pokrywa się to z wnioskami dotyczącymi lodowców lądowych, iż podstawową morfogenetyczną rolę odgrywają procesy o maksymalnym natężeniu. Jednak między tymi 2 typami lodowców istnieje ogromna różnica w dynamice ruchu i utracie masy w strefie czołowej (średnio o 1 rząd wielkości). Wielokrotnie intensywniejsze procesy w obrębie lodowców uchodzących do morza mają swój zwielokrotniony odpowiednik w postaci miększych osadów w podmorskich strefach marginalnych (rzędu 100 m przed Kangsvegen i Samarbreven).

Przed czołami lodowców lądowych miąższość osadów jest w porównaniu z tym znikoma. Wspomniane osady glacialno-morskie nie obejmują z całą pewnością wyłącznie serii współczesnych lub najnowszych (por. Elverhøi, 1984), jednak wyraźnie dokumentują intensywność erozji, transportu i depozycji „szybszych” lodowców mających swoje zakończenie w morzu.

Zaprezentowane wyniki wstępne zachęcają do kontynuacji studiów nad związkami procesów dynamicznych lodowców z ich rezultatami w rzeźbie i osadach. Następne badania nad wymianą masy oraz dynamiką spitsbergeńskich lodowców różnych typów, w powiązaniu ze skutkami geomorfologicznymi tych procesów, powinny przynieść rozwiązanie wielu zarysowanych tutaj problemów. Autor uważa, że przyczynią się także do pełniejszego zrozumienia działalności rzeźbotwórczej lądolodów w plejstocenie, zachodzącej przecież zarówno w środowisku lądowym, jak i morskim.

## 10. Zakończenie

Procesy glacialne południowego Spitsbergenu na tle innych obszarów  
zlodowaconych Arktyki i Subarktyki

Wyniki badań terenowych wraz z opracowaniami fotogrametrycznymi i fotointerpretacyjnymi pozwalają na porównanie charakteru i intensywności glacialnych procesów dynamicznych południowego Spitsbergenu z innymi rejonami zlodowaconymi Arktyki. Przeprowadzone studia wykazały, że intensywność ruchu, ablacji, cielenia i wahań zasięgu lodowców jest zmienna w czasie i przestrzeni. Można jednak pokusić się o porównanie wartości charakterystycznych, których reprezentatywność w odniesieniu do omawianego obszaru oparta jest na dostępnych danych pomiarowych i pewnej dozie intuicji autora. Dotyczy to zresztą także innych obszarów Arktyki, w przypadku których materiały zawarte w literaturze dają tylko przybliżony obraz dynamiki wybranych procesów glacialnych.

### Ruch lodowców

Na podstawie wyników badań Werenskioldbreen i Hansbreen można stwierdzić wyraźny, roczny rytm zmian prędkości lodowców. Jest on wywołany zmianami intensywności ślizgu dennego, uzależnionego od ilości wód roztopowych przedostających się i gromadzących pod stopą lodowca. Z tej przyczyny maksimum prędkości przypada zazwyczaj na drugą i третią dekadę lipca. Badania ruchu Kongsvegen, Kronbreen, Midre Lovénbreen oraz Blomstrandbreen (Voigt, 1967a, b, 1979; Militzer, Voigt, 1969) pokazują, że rytm ten i wspomniany termin „maksimum prędkości” są typowe dla innych obszarów Spitsbergenu.

Zmienne prędkości lodowców są uzależnione od ich miąższości, wielkości, nachylenia, podłoża i powierzchni oraz stopnia „smarowania” pod-

łoża przez wody roztopowe i opadowe, a także od typu czoła i jego termiki, zmieniają się zatem wraz ze zmianą przytoczonych czynników. Analiza wpływu poszczególnych czynników na ruch lodowców spitsbergeńskich jest oddzielnym zadaniem badawczym i znacznie przekracza ramy niniejszej pracy. By jednak przeprowadzić porównania z innymi obszarami Arktyki, wybrano tylko jedno kryterium, które przewijało się przez całą pracę, mianowicie rodzaj frontu lodowca: czoło spoczywające na lądzie lub uchodzące do morza.

W przypadku lodowców lądowych z rejonu Hornsundu stwierdzono następujące prędkości charakterystyczne w obrębie linii równowagi: od  $7 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  do  $10 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  na Werenskioldbreen (Baranowski, 1977) i około  $33 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  w sezonie letnim 1938 roku na Gåsbreen (Pillewizer, 1939). U. Voigt (1967b) zanotował na Midre Lovénbreen w okresach letnich 1962 roku i 1964 roku ruch w tempie około  $8 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ , czyli podobny jak na Werenskioldbreen. Przytoczony rząd wielkości jest zapewne charakterystyczny dla tego typu lodowców na Spitsbergenie. Prędkości te muszą znacznie rosnąć w fazie aktywnej surgingu. O. Liestøl (1969) wspomina o ruchu z prędkością  $30 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  w strefie firnowej Finsterwalderbreen jako wskaźniku pulsacji.

Lodowce uchodzące do morza są znacznie dynamiczniejsze, szczególnie w części czołowej. Średnia roczna prędkość Hansbreen rośnie w kierunku czoła od około  $60 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  w odległości 0,5 km od niego do ponad  $210 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  tuż przy froncie. Maksymalne prędkości tego lodowca osiągają odpowiednio od około  $100 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  do ponad  $360 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ . W porównaniu z innymi lodowcami tego typu na Spitsbergenie są to wartości stosunkowo małe. Mniejszy lodowiec — Fjortende Julibreen (rejon Krossfjorden) — w lecie 1934 roku poruszał się z prędkością ponad  $60 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  przy czole (Baranowski, 1977, za Ahlmannem). Lodowiec Blomstrand (uchodzący do Kongsfjorden) w odległości 3 km od czoła poruszał się w 1955 roku w tempie około  $77 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  (Baranowski, 1977, za Mellorem). W lecie 1962 roku przy czole zachodnim jego prędkość przekraczała  $365 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ , w roku 1964/1965 wynosiła około  $183 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ , a w sezonie letnim 1964 roku była wyraźnie większa (Militzer, Voigt, 1969). Prędkości Kronbreen i Kongsvegen są znacznie większe od prędkości Hansbreen, ale jest to potężniejszy system lodowcowy. I tak latem 1962 roku tempo ruchu przekraczało  $1277 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  w odległości 2 km od czoła, a sięgało prawie  $1500 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  przy czole, natomiast w okresie letnim 1964 roku odpowiednio  $910 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  (maksymalnie  $1168 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ ) i ponad  $1020 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  (maksymalnie  $1380 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ ). Średnie roczne wartości dla roku 1964/1965 wynosiły  $416 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  w profilu głównym i prawie  $420 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  przy froncie (Voigt, 1967a, 1979).

Ruch z prędkością od kilkuset do maksymalnie  $2000 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  można uznać za najbardziej charakterystyczny dla bliskich czoła części spitsber-

geńskich lodowców uchodzących do morza. W fazie aktywnej pulsacji ruch jest znacznie szybszy, ale brak jest danych na ten temat. Średnie roczne prędkości w fazie uspokojenia wydają się być rzędu kilkuset metrów na rok.

Dane o szybkości ruchu innych lodowców arktycznych i subarktycznych są rozproszone w licznych pracach i najczęściej wyrywkowe. Bogatsze zestawienie pomiarów zawiera rozprawa U. Voigta (1979, Tab. 1) na temat ruchu blokowego lodowców. Lodowce skandynawskie poruszają się w tempie od  $29 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  do  $160 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ . Ruch Tungsbergdalbreen mierzone między innymi w lipcu 1937 roku, uzyskując prędkość maksymalną  $124 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ , oraz w końcu lipca 1961 roku, z wynikiem maksymalnym  $89 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  (Kick, 1966). Na Storglaciären obserwowano wyraźną zmienność sezonową prędkości, z maksimum w połowie lipca, wynoszącym około  $16,5 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ , przy wartościach średnich rocznych rzędu  $12 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  (Hooke i in., 1983). Są to więc wyniki zbliżone do spitsbergeńskich.

Na Ziemi Franciszka Józefa, sąsiadującej ze Spitsbergenem od wschodu, pomiary ruchu lodowców przedstawiają O. N. Vinogradov i M. G. Groswald (1973). Na przykładzie Lodowców Siedowa i Jurija oraz Kopuły Lodowej Czurlonisa autorzy ci podają, że średnie prędkości lodowców uchodzących do morza w latach 1957 i 1958 zwiększały się stopniowo od  $8 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  do  $10 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  w basenie zasilania do  $50 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ , a nawet  $80 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  — przy klifowym czole. Stwierdzono wyraźny roczny cykl zmian prędkości z maksimum w drugiej połowie lipca i w sierpniu, czyli podobnie jak na Spitsbergenie. Prędkości lodowców są wyraźnie mniejsze (tak lądowych, jak i uchodzących do morza).

Odmierna sytuacja jest na Islandii, gdzie lodowce kończą się na lądzie, ale osiągają większe prędkości powierzchniowe. G. Wójcik (1973, 1976) badał ruch Skeidarárjökull w okresie od 19 czerwca do 16 sierpnia 1968 roku. Zanotował on maksymalną prędkość  $430,7 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ . Na podstawie danych przytoczonych przez G. Wójcika (1976) za innymi autorami, charakterystyczne średnie roczne prędkości lodowców wynoszą od  $100 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  do  $400 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ , maksymalne zaś prędkości letnie sięgają  $450 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ . Prędkość lodowców maleją w kierunku ich czoł, co jest typowe dla lodowców lądowych. Wielkości te wskazują, że lodowce islandzkie są znacznie szybsze od spitsbergeńskich, które też kończą się na lądzie.

Bardzo duże prędkości stwierdzono na wyprowadzających lodowcach grenlandzkich. Lodowiec Jakobshavn jest uważany za najszybszy na świecie. W ciągu roku porusza się on z prędkością zmienną od  $3000 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  do  $8000 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  (Echelmeyer, Harrison, 1986), z maksimum w połowie lata —  $8400 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  (Hughes, 1986). Inne lodowce kończące się w morzu charakteryzują się prędkościami od  $2000 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$

do  $6500 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  (Voigt, 1979, za Bauerem). Potwierdzają to dane N. Reeha i O. B. Olesena (1986, Tab. 1), dotyczące także Grenlandii wschodniej. Lodowce lądowe są wolniejsze. U. Voigt (1979) przytacza wartości w przedziale od  $50 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  do  $150 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ . Świadczy to o wielkiej dynamice fiordowych lodowców wyprowadzających Grenlandii.

Najlepiej poznanym lodowcem Arktyki kanadyjskiej jest White Glacier (Axel Heiberg Island), który kończy się na lądzie i jest typu subpolarnego (Müller, Iken, 1973). W profilu „Anniversary” w latach 1960—1968 średnia prędkość tego lodowca wahała się w granicach od  $28,8 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  do  $32,3 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ , charakterystyczna letnia prędkość wynosiła od  $40,5 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  do  $46,8 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ , zimowa zaś — od  $26,9 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  do  $30,1 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ . W profilu bliższym czoła („Lower Ice”) prędkości były mniejsze. Odpowiednio wynosiły od  $9,7 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  do  $11,1 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  średnio w roku, natomiast w lecie od  $11,5 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  do  $15,8 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  i do  $9,4 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  do  $10,2 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  zimą (Müller, Iken, 1973, Tab. 1).

Ruch lodowców uchodzących do morza na Wyspie Ellesmere jest o wiele szybszy (rzędu  $250 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ ), przy czym pojawiają się tendencje do zachowania typu surge, jak w przypadku Otto Glacier i Milne Glacier (Jeffries, 1984).

Lodowce położone dalej na zachód, na pograniczu Yukon Territory i Alaski, należą do typu subpolarnego. Prędkość Trapridge Glacier wynosi około  $6 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  — w części aktywnej i około  $1 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  — w stagnującej części czoła (Clarke i in., 1984). Ruch leżącego znacznie dalej na południe lodowca Brendon (British Columbia) jest o wiele szybszy: około  $70 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ , z maksimum ponad  $100 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  według pomiarów w lecie 1975 roku (Eyles, Rogerson, 1977).

C. S. Brown i inni (1982, Tab. 1) określili na podstawie zdjęć lotniczych prędkości 12 lodowców południowej Alaski, uchodzących do morza. W pobliżu ich czoł średnie prędkości zawierały się w przedziale od  $248 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  do  $3100 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ . Przeważały prędkości większe niż  $1000 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ .

Poczyniony skrótowy przegląd tempa ruchu niektórych lodowców w poszczególnych częściach Arktyki i sąsiednich obszarów półkuli północnej potwierdza znaną prawidłowość związku dynamiki lodowców z warunkami klimatycznymi. Wysokie i najwyższe prędkości lodowców są związane z obszarami uprzywilejowanymi pod względem akumulacji oraz z wysoką ablacją (Islandia, południowa Alaska) lub z odprowadzaniem dużych ilości lodu głębokimi dolinami fiordowymi (Grenlandia). Wraz ze wzrostem kontynentalizmu ruch lodowców ulega zwolnieniu (Ziemia Franciszka Józefa, Arktyka kanadyjska, Grenlandia północna, Yukon, strona „zawietrzna” Gór Skandynawskich).

Lodowce spitsbergeńskie pod względem dynamiki jawią się jako przejściowe, przy czym lodowce lądowe zbliżone są dynamiką do lodowców „kontynentalnych”, uchodzące zaś do morza — do lodowców leżących na obszarach znajdujących się pod silnym wpływem warunków „oceanicznych”. W świetle tych stwierdzeń możliwe jest traktowanie badań południowego Spitsbergenu jako rodzaj wzorców dla poszczególnych typów lodowców w Arktyce i Subarktyce.

#### Ablacja przez cielenie

Szybkość cielenia oraz udział ablacji przez cielenie w bilansie masy lodowców uchodzących do morza jest na Spitsbergenie, jak i w innych częściach półkuli północnej, słabo poznana.

Wyniki uzyskane w odniesieniu do Hansbreen i Kongsvegen należy uznać za typowe dla Spitsbergenu. Średnia roczna szybkość cielenia wynosi odpowiednio ponad  $250 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  i około  $420 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ , natomiast ubytek masy w wyniku cielenia stanowi około 22% ogólnej ablacji w przypadku Hansbreen i około 30% — Kongsvegen (Jania, 1987b). Wartością charakterystyczną dla Spitsbergenu jest około 25%.

Na podstawie danych O. N. Vinogradova i M. G. Grossvalda (1973) możliwe było oszacowanie szybkości cielenia na Lodowcach Siedowa i Jurija na od około  $50 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  do  $80 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ . Ablację przez cielenie tych lodowców określono, korzystając z szacunków tych autorów, na 30% ubytku masy Lodowca Siedowa i około 35% w przypadku Lodowca Jurija. Obliczono, że ubytek masy lodowców całego archipelagu w wyniku cielenia stanowi około 40% rozchodów lodu.

Interesujące są opinie wspomnianych autorów, że przy prędkości cielenia Lodowca Siedowa około  $50 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  na topnienie podwodne przypada od  $17 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  do  $20 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  prędkości cielenia, pozostała zaś część (ok.  $30 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ ) jest rezultatem cielenia suchego. Na topnienie podwodne klifu lodowego przypada więc aż od 30% do 40%. Jest to znacznie więcej niż na Spitsbergenie. Nasuwa to przypuszczenie, że rola topnienia klifu lodowego wzrasta tam, gdzie ruch lodowców jest wolniejszy, mimo mniej korzystnych warunków termicznych wody morskiej.

Opierając się na zestawieniu O. P. Čižova (1976, tab. 23), można określić rolę cielenia w utracie masy lodowców innych archipelagów Arktyki radzieckiej: Nowa Ziemia — 17%, Ziemia Północna — 10%, Wyspa Uszakowa — 9%.

Skrajnie intensywne tempo cielenia stwierdzono w zachodniej Grenlandii. W przypadku lodowca Jakobshavn przekracza ono  $5500 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  w skali rocznej, osiągając w lecie  $8500 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  (Hughes, 1986). W przypadku innych lodowców wartości te są mniejsze, zależą od szybkości ruchu i wynoszą od  $2500 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$  do  $6500 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ . N. Reeh ocenia objętość lodu traczonego przez lądolód grenlandzki w wyniku cielenia



250 km<sup>3</sup> · a<sup>-1</sup>, co stanowi około 50% ogólnie traconej masy. Nowsze badania szacują ubytek masy w wyniku cielenia na 205 km<sup>3</sup> · a<sup>-1</sup> ± 60 km<sup>3</sup> · a<sup>-1</sup> wody do 280 km<sup>3</sup> · a<sup>-1</sup> wody (Reeh, 1985), czyli cielenie odprowadza od ponad 45% do około 60% masy traconej corocznie przez lądolód. W przypadku Antarktydy szacuje się ten ubytek na 1000 km<sup>3</sup> · a<sup>-1</sup>, czyli aż około 90% ubytku masy przypada na ablację przez cielenie (Reeh, 1968; Embleton, King, 1975).

Szybkość cielenia 12 wspomnianych poprzednio wspartych lodowców alaskańskich jest również duża, ale wyraźnie mniejsza niż pływających lodowców grenlandzkich. Wartości uśrednione dla całej szerokości czoła wahają się w granicach od 220 m · a<sup>-1</sup> (Grand Pacific Glacier) do 3700 m · a<sup>-1</sup> (Muir Glacier). Tempo cielenia Columbia Glacier wynosi 2185 m · a<sup>-1</sup> (Brown i in., 1982). Objętość lodu tracona przez ten lodowiec wskutek cielenia w różnych okresach lat 1976—1978 wahała się pomiędzy 0,5 km<sup>3</sup> · a<sup>-1</sup> a 2,8 km<sup>3</sup> · a<sup>-1</sup>, przy wartości średniej — 1,7 km<sup>3</sup> · a<sup>-1</sup> (Meier i in., 1980).

Na podstawie niepełnych danych o ablacji tego lodowca i wielkości strefy ablacji (Meier i in., 1980; Rasmussen, Meier, 1982) możliwe jest oszacowanie ablacji przez cielenie na około 40% ogólnego rocznego ubytku masy. W przypadku innych lodowców wartości te wahają się w granicach od kilku procent do około 40%. Na koniec warto dodać, że mały antarktyczny lodowiec Meserve traci zaledwie 1,5% masy w wyniku cielenia, aż 40% zaś — przez parowanie (Embleton, King, 1975).

Na podstawie przytoczonych danych oraz szacunków proces cielenia na Spitsbergenie jawi się jako dość intensywny. Tempo cielenia, będąc proporcjonalne do prędkości ruchu lodowców, nie jest zbyt szybkie w porównaniu z południową Alaską lub zachodnią Grenlandią, natomiast udział celenia w bilansie masy jest znaczący. Zestawione tutaj niepełne informacje o tym procesie zdają się wskazywać, że wraz ze zmniejszaniem się ablacji powierzchniowej lodowców rośnie ranga ich cielenia. Przytoczone wartości procentowe dobitnie wskazują na znaczenie procesów cielenia w obiegu masy lodowej w arktycznych obszarach zlodowaczonych. Tak więc procesy te wymagają odpowiedniego do swego znaczenia zainteresowania badawczego.

#### Inne wskaźniki dynamiki lodowców

Wzajemne relacje prędkości ruchu lodowców i ich szybkości cielenia decydują o charakterze i intensywności wahań lodowców. W przypadku lodowców lądowych tym drugim czynnikiem jest ablacja powierzchniowa. Wahania lodowców uważane są za wynik zmian klimatycznych, co w długich okresach i po uwzględnieniu wielu zastrzeżeń może być słuszne. Zmiany ogólnej objętości lodu w danym obszarze zlodowaczonym

stanowią lepszy wskaźnik zmian zlodowacenia, ale są o wiele trudniejsze do zmierzenia.

V. S. K o r j a k i n (1976) przeprowadził szeroko zakrojone badania współczesnych wahań lodowców euroazjatyckiej części Arktyki. Stwierdza on, że w tej części Arktyki maksymalny zasięg współczesnego zlodowacenia przypada na XVIII wiek. Na Spitsbergenie, Nowej Ziemi i Ziemi Franciszka Józefa najczęstsze awanse lodowców występowały w końcu XIX wieku, na Jan Mayen zaś było to nieco wcześniej (ok. 1850 r.). Od początku obecnego wieku następuje wyraźne wycofywanie się lodowców na całym tym obszarze, jak też w innych rejonach Arktyki, jak to wynika z danych Permanent Service on the Fluctuations of Glaciers (*Fluctuations...*, 1977, 1985).

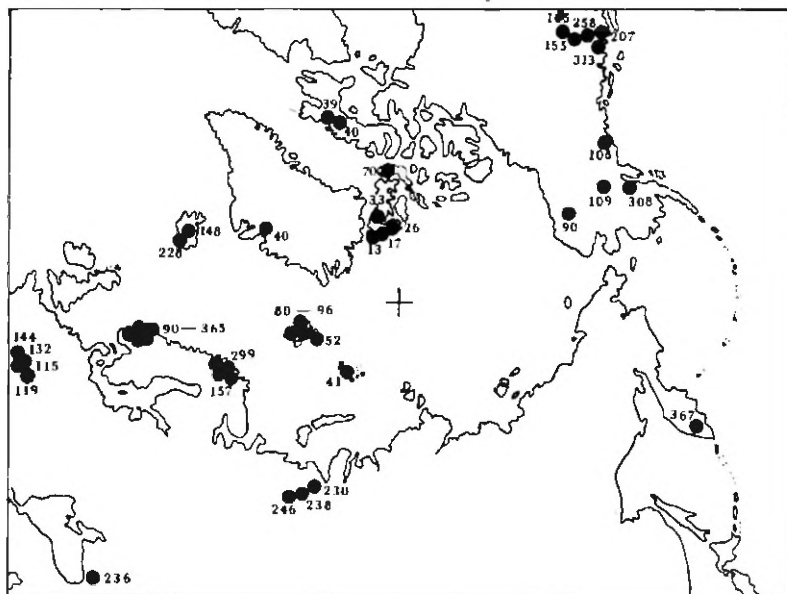
Ogólne wycofywanie się lodowców powoduje zmniejszenie ich powierzchni i objętości lodu w ciągu XX wieku: na Spitsbergenie o 6,1% i 7,9%, na Ziemi Franciszka Józefa o 5,1% i odpowiednio 14%, na Nowej Ziemi o 3,8% i 4%, natomiast na Ziemi Północnej powierzchnia nie uległa zmianie, a objętość zmniejszyła się o 0,8% (K o r j a k i n, 1985b, tab. 15). Autor ten interpretuje przytoczone dane jako efekt mniejszej intensywności wahań czoł lodowców wraz ze wzrostem kontynentalizmu klimatu (wzrost odległości od źródeł zasilania lodowców).

Bardzo podobny rozkład zaznacza się w występowaniu lodowców typu surge (na podstawie pracy L. D. Dolgušina i G. B. Osipovej — 1982, oraz danych innych autorów). Częste przypadki surgingu notowane są na Islandii, także na Spitsbergenie. Liczba lodowców typu surge zmniejsza się w kierunku wschodnim tak, że na Ziemi Północnej nie są zupełnie notowane (V. S. K o r j a k i n — informacja ustna). Sytuacja szybkich lodowców grenlandzkich jest specyficzna. Niektórzy autorzy uważają, że są one w permanentnym surgingu (por. Sugden, John, 1976; Paterson, 1981), a w północnych częściach Kanadyjskiego Archipelagu Arktycznego liczba lodowców pulsacyjnych znów maleje. W skrajnie oceanicznym, uprzywilejowanym obszarze nadbrzeżnym odsetek lodowców typu surge jest duży.

W sposób podobny do przedstawionego układają się wskaźniki „energii zlodowacenia” (Š u m s k i, 1969) lub „indeksu aktywności lodowców” (M e i e r, 1961). Większa „energia” lub „aktywność” lodowców związana jest z bardziej „stromym” gradientem bilansu masy, czyli z wysoką akumulacją i jednocześnie dużą ablacją. Wiąże się to zwykle z większym tempem przepływu masy lodowej ze strefy akumulacji do strefy ablacji (por. rys. 18). Niekiedy przybiera to postać przepływu nierównomiernego w czasie — typu surge. Rozpatrując ogólny rozkład dynamiki lodowców na półkuli północnej, można posłużyć się rozważaniami M. F. M e i e r a (1985), który analizował ogólne tendencje w bilan-

się masy lodowców i małych czasz lodowych oraz ich odzwierciedlenia w poziomie oceanu światowego.

Bardzo użytecznym wskaźnikiem jest amplituda bilansowa, czyli suma zimowej akumulacji i letniej ablacji podzielona przez 2 (Meier, 1985). Większa wymiana masy lodowca z otoczeniem, a tym samym większa dynamika obiegu masy, ujawnia się jako większa wartość amplitudy bilansowej. Rozkład przestrzenny tego wskaźnika (rys. 65) jest



**Rys. 65.** Wartości amplitudy bilansowej dla lodowców i małych czasz lodowych w Arktyce i na obszarach sąsiednich (wg M. F. Meiera, 1985), w  $\text{cm} \cdot \text{a}^{-1}$  (w ekwiwalencie wodnym)

**Fig. 65.** Location and values of annual balance amplitude of glaciers and small ice caps in the Arctic region and surrounding areas (after M. F. Meier, 1985 — slightly changed), values are in  $\text{cm} \cdot \text{a}^{-1}$  (water equivalent)

zbliżony do zarysowanego wcześniej obrazu dynamiki lodowców arktycznych i subarktycznych. Biorąc pod uwagę zbieżność przytoczonych danych z innymi wskaźnikami (np. wielkość akumulacji na linii równowagi — por. Sugden, John, 1976, Fig. 3.4), można stwierdzić dużą zależność dynamiki lodowców od warunków klimatycznych. Wysokiej akumulacji i dużej ablacji odpowiada szybki ruch lodowców, intensywniejsze cilenie i większy zakres wahań czoł. Lodowce takie szybciej reagują na wahnięcia klimatyczne zmianami swojej geometrii, natomiast lodowce o małym tempie obiegu masy są mniej dynamiczne i słabiej reagują na fluktuacje klimatyczne.

Południowy Spitsbergen leży w specyficznym miejscu Arktyki, gdzie wpływy oceaniczne stopniowo zanikają. Dlatego też pod względem wielu wskaźników badany obszar zajmuje miejsce pośrednie pomiędzy bardzo dynamicznymi obszarami zlodowacenia typu oceanicznego, a wysokopolarnymi rejonami o mało dynamicznym zlodowaceniu typu kontynentalnego.

## Uwagi o przydatności metod fotointerpretacji i fotogrametrii w badaniach lodowców spitsbergeńskich

Doświadczenia zebrane podczas badań w terenie oraz opracowań kameralnych umożliwiają ocenę użyteczności wykorzystanych metod. W zakresie fotointerpretacji zastosowano najprostsze metody wizualnej interpretacji stereoskopowej i monoskopowej, które łączono z fotogrametrycznym opracowaniem zdjęć lotniczych i naziemnych. Dla słabo zbadanego obszaru południowego Spitsbergenu każdy dokument fotograficzny, który obrazuje lodowce, jest istotny. W interpretacji stanu i niektórych cech dynamiki lodowców przydatny był prawie każdy materiał zdjęciowy: skośne zdjęcia lotnicze (1936 r.), pionowe zdjęcia lotnicze (1956, 1960 i 1961 r.) oraz niepomiaryowe — dokumentacyjne zdjęcia z różnych lat, jak również fotogrametryczne zdjęcia naziemne z lat 1982—1985. Zdjęcia dokumentacyjne traktowano jako materiał pomocniczy.

Spośród zdjęć, którymi dysponowano, najbardziej przydatne były pionowe zdjęcia lotnicze, wykonane pod koniec sierpnia 1961 roku. Obrazują one stan lodowców w końcu sezonu ablacji, co z wielu względów jest najkorzystniejsze. Były one najczęściej wykorzystywane do celów fotointerpretacyjnych i fotogrametrycznych, ale pokrywały tylko wschodnią część rejonu Hornsundu.

Podziałka tych zdjęć (1 : 50 000) była odpowiednia do analizy lodowców średniej wielkości (mieściły się one zazwyczaj na 2 stereogramach, format zaś zdjęć i wielkość obszaru nie nastroczały większych kłopotów w czasie opracowania lodowców dużych. W przypadku szczegółowych badań stref czołowych lub mniejszych lodowców, podziałka była zbyt mała. Powiększenia optyczne na interpretoskopie lub autografie i powiększenia fotograficzne (do podziałki 1 : 25 000) stanowiły zazwyczaj zadawalające rozwiązanie tego problemu. Zdjęcia z początku lipca 1960 roku były znacznie mniej przydatne, gdyż większą część lodowców pokrywał jeszcze śnieg zimowy, co utrudniało interpretację struktury powierzchni lodowców, jak też opracowanie map topograficznych. Bez większych trudności można było analizować czołowe części jeziorów i ich stref marginalnych.

W świetle tych doświadczeń wydaje się możliwe stwierdzenie, że średnio- i małoskalowe zdjęcia lotnicze, zarówno pionowe, jak i skośne, są odpowiednim materiałem do prowadzenia badań rekonesansowych nad stanem zlodowacenia danego obszaru, jak też wyszukiwania lodowców o specyficznych cechach powierzchni (np. świadczących o przynależności do typu surge).

Badania fotogrametryczne opierały się na wspomnianych zdjęciach pionowych z lat 1960 i 1961 oraz zdjęciach naziemnych, wykonanych fo-

loteodolitem „Photheo 19/1318” w latach 1982—1985. Dzięki nim wykonano nowe mapy topograficzne lodowców oraz prowadzono specjalne pomiary dynamiki czołowych części lodowców. Ostatecznym celem opracowań topograficznych było stwierdzenie zmian geometrii lodowców.

Mapy lodowców rejonu Hornsundu opracowano na podstawie odbitek papierowych zdjęć lotniczych. Uzyskano mało satysfakcjonującą, ale maksymalną do osiągnięcia z takiego materiału, dokładność (błąd:  $m_{xy} = \pm 9,2$  m,  $m_z = \pm 2,6$  m, lokalnie jednak większy). Dokładność tych map była porównywalna z norweskimi mapami 1 : 50 000, przedstawiającymi stan lodowców w 1936 roku. Możliwe więc było opracowanie zmian objętości i miąższości lodowców w okresie 1936—1961. Na tym etapie badań była to precyzja wystarczająca. Przeprowadzono analizę błędów pomiarów geometrii.

W przyszłości wydaje się nieodzowne uzyskanie diapozytywów tych zdjęć i opracowanie możliwie najdokładniejszych map w podziałce 1 : 20 000, z cięciem poziomicowym co 10 m. Pokrycie takimi mapami winien uzyskać cały basen glacialny Hornsundu, a szczególnie następujące lodowce: Werenskiold, Hans, Körber, Gås, Samarin, Chomjakov oraz Mühlbacher i Paierl, jako najbardziej interesujące. Będą one stanowiły materiał podstawowy do dalszych badań porównawczych w kolejnych przedziałach czasowych. Niezależnie od tych sugestii, należy pamiętać, że już opracowane mapy spełniają przedstawione zadanie na nieco niższym poziomie dokładności, na równi z topograficznymi mapami norweskimi. Śledzenie zmian geometrii lodowców z odpowiednią dokładnością uwarunkowane jest wykonaniem kolejnego nalotu fotogrametrycznego nad tym obszarem.

Metodą fotogrametrii naziemnej zrobiono zdjęcia topograficzne czoła lodowca Werenskiold (1 : 5000), a ponadto wykorzystano mapy tego jezora, wykonane metodą terrofotogrametryczną przez innych autorów. W warunkach spitsbergeńskich terrofotogrametria może być użyteczna w kartowaniu małych lodowców, o nieskomplikowanym kształcie, lub ich części. Jakikolwiek większe programy topograficznych zdjęć z użyciem terrofotogrametrii są zupełnie nieuzasadnione ze względów technicznych, organizacyjnych i finansowych. Płaskie, rozległe lodowce wypływowe i dolinne są bardzo trudne do zmierzenia tą metodą, a dokładność wyniku jest mała. W tym przypadku tylko fotogrametria lotnicza może być zastosowana w sposób optymalny, natomiast fotogrametria naziemna jest bardzo przydatna w kartowaniu czoł lodowcowych. Nakłady finansowe są wtedy niewielkie, a ekipa badawcza mała. Istnieje także możliwość ponowienia pomiarów w przypadku złej pogody lub z innych przyczyn. Doświadczenie wskazuje, że kartowanie z użyciem od 1 do 4 baz fotogrametrycznych rokuje nadzieję na zamknięcie prac fotogrametrycznych i geodezyjnych w ciągu 1 miesiąca przez 1 zespół terenowy.

Niezależnie od wspomnianych możliwości topograficznego wykorzystania fotogrametrii naziemnej podstawową zaletą tej metody jest prowadzenie badań procesów dynamicznych, zwłaszcza metodą paralaks czasowych. W przypadku pomiarów ruchu powierzchni lodowca ta metoda daje satysfakcjonujące wyniki do odległości fotografowania od około 2000 m do 2500 m. Lodowce szersze mogą być badane z 2 baz na przeciwległych zboczach doliny. Niezwykle użyteczne okazały się zacementowane na stałe w litej skale metalowe statywy z płytami autocentrującymi. Ogromnie ułatwiają prace zdjęciowe, które może wykonać nawet jedna przyuczona osoba (ze względów bezpieczeństwa i dla ułatwienia transportu kamery oraz płyt zalecane są minimum dwie osoby). Instalacja płyt eliminuje noszenie statywów i czasochłonnego ich ustawiania nad punktem stanowiska. Po 4 latach od zamontowania statywów nie stwierdzono ich uszkodzeń, przesunięć ani zniszczenia przez czynniki atmosferyczne (płytę autocentrującą wykonano ze stali nierdzewnej). Praktyka wykazała ogromne ułatwienie w opracowaniu analitycznym zdjęć, zwłaszcza gdy w kolejnych seriach wykonywane były tą samą kamerą.

Jedyną przewagą geodezyjnych pomiarów ruchu lodowca (pomiaru zmian położenia tyczek za pomocą teodolitu) jest możliwość prawie natychmiastowego sprawdzenia wyniku i ponowienia pomiarów. W przypadku fotogrametrii naziemnej pomyłki lub błędy stwierdzane są zazwyczaj w kraju po powrocie ekspedycji i nie ma możliwości ponowienia pomiaru. Częściowym zabezpieczeniem przed tym jest wywoływanie płyt fotogrametrycznych na Spitsbergenie. Możliwe jest wtedy powtórzenie zdjęć wadliwie naświetlonych lub uszkodzonych płyt. Podręczna ciemnia w Polskiej Stacji Polarnej stwarza wyjątkowo dobre warunki. Jest możliwe i wskazane wywołanie wszystkich naświetlonych płyt także w warunkach obozu namiotowego (por. Zagrajski, Zawadzki, 1936; Jania, 1979; Arnold, 1981).

Należy podkreślić dużą przydatność fotogrametrii naziemnej w badaniach krótkookresowych zmian zasięgu lodowców uchodzących do morza. Odpowiednio dobrane i zastabilizowane stanowiska fototeodolitu umożliwiają łatwe kontynuowanie programu przez osoby przyuczone. Prowadzono także z powodzeniem pomiary zmian zasięgu lodowców uchodzących do morza w odstępach rocznych (podobnie jak C. Lipert w latach 1957—1959). Odpowiednio usytuowana, wystarczająco długa baza pozwala wyznaczać zasięg lodowców leżących po przeciwległej stronie fiordu. Odległość jest oczywiście zależna od długości celowej. Jednak wyznaczenie w terenie i zastabilizowanie (najkorzystniej metalowymi statywami z płytami autocentrującymi) daje wyniki o precyzji zbliżonej do opracowania zdjęć lotniczych w podziałce 1 : 50 000.

W pewnych specyficznych warunkach pogodowych i terenowych, a szczególnie przy długich celowych, występowały trudności związane z refrakcją. Dzięki powtarzanym pomiarom geodezyjnym przy różnej pogodzie i w różnych terminach oraz wykorzystaniu wyników wcześniejszych wypraw pracujących tą metodą udało się zminimalizować wpływ tego czynnika. Doświadczenie uczy, że należy unikać długich celowych, przechodzących nad podłożem wyraźnie różniącym się temperaturami (np. równina sandrowa, morze, lodowiec), zwłaszcza w pogodne dni o intensywnej i długiej operacji promieni słonecznych. Na ostrych granicach pomiędzy różnym typem podłoża (np. klif czołowy lodowca) stwierdzono obok refrakcji pionowej, również poziomą. Zagadnienie refrakcji wymaga oddzielnych systematycznych badań.

Dokładne opracowanie wyników fotogrametrycznych pomiarów procesów dynamicznych jest bardzo ważnym zagadnieniem. Wektory ruchu wyznaczone były graficznie lub analitycznie, zasięg zaś czoł lodowców uchodzących do morza — analitycznie (osnowa) i analogowo (linia czoła) lub tylko analitycznie (charakterystyczne punkty na linii czoła.) Zestawienie i analiza zmian odbywała się graficznie w postaci map w dużych podziałkach (1 : 5000, 1 : 10 000 lub 1 : 20 000). Podobnie badano zmiany geometrii strefy czołowej lodowca Werenskiöld. Są to metody dokładne i wygodne, ale w przypadku dużej liczby danych dosyć pracochłonne.

W przypadku czoła lodowca Werenskiöld wykonano próbę zastosowania numerycznego modelu terenu (dla pomiarów w latach 1957 i 1978). Dała ona pozytywne rezultaty, ale wykorzystanie maszyny liczącej „Odra 1305” było dosyć kłopotliwe. Należy dodać, że dane do tego modelu dygitalizowane były z map topograficznych, co obniżyło ich dokładność. Celowe jest przejście na dygitalizację danych bezpośrednio z modelu stereofotogrametrycznego i opracowanie wyników na minikomputerze. Badanie dynamiki zmian geometrii sprowadzałoby się zatem do wprowadzenia do pamięci komputera kolejnych serii danych o położeniu w przestrzeni wybranych wcześniej punktów węzłowych na powierzchni lodowca i zastosowanie odpowiedniego programu obliczeń. W tym kierunku idą przygotowania autora celem zestawienia wszystkich danych dla lodowców Werenskiöld oraz Hans. W tym drugim przypadku planuje się uwzględnienie danych na temat ruchu powierzchniowego lodowca, uzyskanych z pomiarów pseudoparalaktycznych. Utworzenie takiego banku danych, uzupełnionego informacjami glaciologicznymi (np. ablacja), pozwoli stworzyć w pełni ilościowy model zmian geometrii i dynamiki strefy czołowej lodowców.

Z przedstawionych uwag na temat użyteczności wykorzystanych metod wyciągnąć można wnioski dotyczące metodyki dalszych badań glacialnych procesów dynamicznych i ewolucji zlodowacenia na Spitsber-

genie. Wydaje się, że idąc od ogółu do szczegółu, trzeba wyróżnić 3 elementy takiego programu.

1. Analiza obrazów satelitarnych w dużych podziałkach, pozyskiwanych w odstępach rocznych, dla całego obszaru zainteresowania, celem stwierdzenia zmian w przebiegu linii równowagi bilansowej i zasięgu czoł lodowców, jak też wychwycenia zjawisk szczególnych (surging). Obrazy powinny pochodzić z końca okresu ablacji.

2. Wytypowanie charakterystycznych basenów glacialnych i opracowanie (na podstawie zdjęć lotniczych lub ewentualnie naziemnych) ich szczegółowych map topograficznych w podziałkach 1:10 000 lub 1:20 000 (w zależności od posiadanych materiałów). W odniesieniu do lodowców małych i o niezbyt skomplikowanym kształcie ponawianie topograficznego kartowania terrofotogrametrycznego winno odbywać się co 5 lat. Wyniki będą stanowić osnowę do badań zmian geometrii lodowców oraz służyć jako mapy podkładowe do prac terenowych, a także pomoc w analizie obrazów satelitarnych.

3. Systematyczne pomiary terrofotogrametryczne dynamiki czołowych części wybranych lodowców „eksperymentalnych” w odstępach kilku, kilkunastu dni lub kilku miesięcy (w zależności od pory roku i rodzaju lodowca). Wskazane jest rozwinięcie badań, by opracować fotogrametryczną metodę pomiaru ablacji i składowej pionowej ruchu oraz gromadzić wyniki w formie dynamicznego, numerycznego modelu terenu. Zastosowanie automatycznie wyzwalanych kamer fotogrametrycznych, zainstalowanych na stanowiskach przez dłuższy czas byłoby rozwiązaniem bardzo korzystnym. Jednak z uwagi na trudne i zmienne warunki atmosferyczne oraz stosunkowo duże koszty, realniejsza jest ręczna obsługa powtarzalnych zdjęć, mimo kłopotów, jakie się z tym wiąże.

Należy dążyć do pełniejszego uzbrojenia fotogrametrycznego basenu lodowca Werenskiöld i uzupełnienia takiego uzbrojenia przy czołe lodowca Hans, gdyż poblizłe stacji naukowych rokuje nadzieje na maksymalnie owocne i w pełni możliwe logistycznie kontynuowanie badań. Jest to ważne, zwłaszcza że lodowce te weszły do międzynarodowego programu badań wahań lodowców World Glacier Monitoring Service — *Fluctuations...*, 1985, t. IV oraz t. V (w przygotowaniu). Należałoby wzbogacić badania dynamiki i wahań zasięgu Körberbreen jako najbardziej dynamicznego w Hornsundzie, co może nastroczać trudności terenowe w trakcie ustalania stanowisk pomiarowych.

Konkludując, należy stwierdzić, że wykorzystane fotometody w badaniach dynamiki lodowców na Spitsbergenie, mimo wspomnianych ograniczeń i trudności zapewniają odpowiednio dokładne wyniki, przy możliwie najprostszej organizacji badań.



Wyniki badań terenowych, analiz fotointerpretacyjnych i fotogrametrycznych, wraz z ich interpretacją w świetle dociekań innych autorów, pozwalają na przedstawienie wniosków podsumowujących. Obejmują one zagadnienia szczegółowe, dotyczące charakteru i dynamiki lodowców na południowym Spitsbergenie, a także problemy ogólniejsze: uwarunkowania oraz konsekwencje dynamicznych procesów glacialnych.

1. Lodowce południowego Spitsbergenu są bardzo wyraźnie uzależnione od rzeźby terenu. Przejawia się to w południowej orientacji jeziorów i pól akumulacyjnych, co jest uzależnione od przebiegu głównych form dolinnych, te zaś rozwinęły się w ścisłej zależności od struktury geologicznej podłoża.

2. Na badanym obszarze dominują lodowce wypływowe (półpokrywowe), które zajmują duże powierzchnie (często większe niż 100 km<sup>2</sup>) i uchodzą do morza. Nachylenie ich profilu podłużnego jest niewielkie (ok. 1°), natomiast miąższość — zróżnicowana od około 500 m w strefach akumulacji do 100 m, a nawet 200 m w obrębie jeziorów. Lodowce dolinne są grupą bardzo zróżnicowaną. Zajmują one zazwyczaj mniejsze powierzchnie niż lodowce wypływowe. Około połowa lodowców dolinnych kończy się na lądzie (głównie w zachodniej i północnej części badanego obszaru), pozostałe uchodzą do morza. Lodowce dolinne są bardziej strome od wypływowych, a ich miąższość jest zazwyczaj mniejsza (od ok. 300 m w strefie akumulacji oraz od 50 m do 100 m w częściach czołowych). Lodowce górskie są niewielkie, a pośród nich przeważają formy karowe. Część tych lodowców przechodzi stopniowo w lodowce gruzowe. Ich nachylenie jest zazwyczaj duże, miąższość lodu zaś — niewielka.

3. Podstawową różnicą morfologiczną lodowców, która rzutuje na ich termikę oraz dynamikę jeziorów, jest charakter czoła: spoczywające na lądzie lub kończące się w morzu.

4. Zaznacza się wyraźne zróżnicowanie rozkładu przestrzennego poszczególnych typów lodowców w postaci stref południkowych. W zachodniej części nadbrzeżne góry i duże doliny są prawie pozbawione lodowców. Występują tutaj nieliczne, małe lodowce górskie. W kierunku wschodnim zlodowacenie narasta i pojawiają się lodowce dolinne, a następnie półpokrywowe. Obecność lodowców górskich schodzi na plan dalszy. W tym kierunku powiększają się rozmiary lodowców oraz ich miąższość. Wschodnia część południowego Spitsbergenu to obszar dominacji półpokrywowych lodowców uchodzących do morza.

5. Pośród typowych stref glacialnych lodowców spitsbergeńskich znaczne przestrzenie zajmuje strefa przesiąkania (perkolacji), czemu sprzyja ich niewielkie nachylenie. Stanowi ona źródło termiki umiarkowanej lodowców półpokrywowych i dolinnych. W przypadku lodowców

kończących się na lądzie wychłodzona warstwa lodu na czole kontaktuje się z wieczną zmarzliną, dając specyficzny typ termiki złożonej lodowca subpolarnego. Dolna część lodowców uchodzących do morza znajduje się prawdopodobnie w temperaturze punktu topnienia.

6. Warunki zasilania lodowców są odpowiedzialne za intensywniejsze zlodowacenie wschodniej części badanego obszaru. Granica zasilania, odtworzona dla 1961 roku na podstawie zdjęć lotniczych, przebiega od około 400 m n.p.m. na wybrzeżu zachodnim do około 200 m n.p.m. w części wschodniej fiordu. L. S. Troickij i inni (1985) stwierdzili, że w połowie lat siedemdziesiątych granica zasilania przebiegała podobnie, ale jej wysokość była o prawie 100 m niższa. Stanowi to rezultat ochłodzenia klimatycznego, stwierdzonego w ostatnim dziesięcioleciu.

7. Bilans masy lodowców oraz procesy dynamiczne znajdują wyraz w zmianach geometrii lodowców. W okresie 1936—1961 stwierdzono recesję i zmniejszenie miąższości badanych lodowców. Większość z nich wyraźnie zmniejszyła swą objętość ogólną, co pokrywa się z wynikami wieloletnich badań bilansu masy lodowców w północno-zachodnich częściach Spitsbergenu.

8. Zmiany miąższości w poszczególnych piętrach wysokościowych dokumentują występowanie na niektórych lodowcach wyraźnych fal kinematycznych lodu, których amplituda jest mniejsza od fal wywołanych procesem surge.

9. Ruch lodowców spitsbergeńskich kończących się na lądzie, a zwłaszcza uchodzących do morza, jest zmienny w czasie. Zaznacza się wyraźne zwiększenie prędkości w sezonie ablacji, z maksimum w drugiej połowie lipca. Stwierdzono także zmiany tempa ruchu z dnia na dzień. Poza tym występują zmiany prędkości lodowców w cyklu wieloletnim jako efekt procesów typu surging. Stwierdzono wyraźny związek prędkości powierzchniowej lodowców z ilością wód roztopowych, dopływających do ich dna. Świadczy to o dużej roli poślizgu po podłożu w ruchu lodowców spitsbergeńskich.

10. W ruchu dolinnych lodowców lądowych przeważają deformacje wewnętrzne lodu (ponad 60% rocznej prędkości powierzchniowej w przypadku Werenskioldbreen), a udział ślizgu dennego wyraźnie zanika w kierunku czoła. W przypadku lodowców kończących się w morzu udział ślizgu dennego znacznie rośnie w stronę czoła, stanowiąc w pobliżu klifu lodowego więcej niż 95% prędkości powierzchniowej. Ruch większości lodowców tego typu ma charakter blokowy.

11. W dolnej części lodowców lądowych dominują naprężenia kompresyjne, gdyż zimny lód w strefie czołowej blokuje ruch jęzora i zwiększa tarcie. Wyhamowanie ślizgu dennego objawia się nie tylko w bezpośrednim pobliżu czoła podgięciem ku górze płaszczyzn ślizgu (jak uważał

S. Baranowski, 1977), ale następuje stopniowo na większej przestrzeni. Strefy o dużej składowej pionowej ruchu (strefy wypływu lodu) są od siebie pooddzielane odcinkami jezora, które są przesuwane równolegle do jego powierzchni. Ma to wyraźne konsekwencje dla przebiegu zmian geometrii czołowej części lodowca, a także decyduje o charakterze recesji i depozycji osadów. Taki model dynamiki lodowców lądowych jest charakterystyczny dla fazy uspokojenia surgingu.

12. Ruch czołowej części lodowców uchodzących do morza ma charakter tensyjny. Siły rozciągające są rezultatem zwiększającego się ślizgu dennego w kierunku klifu lodowego. Prędkość lodowca zależy w istotny sposób od stosunku miąższości lodu do głębokości akwenu. Zespół pozytywnych sprzężeń zwrotnych („efekt Jakobshavn” wg T. Hughesa, 1986) wpływa na dalsze przyspieszanie ruchu przyfrontowych części tych lodowców. Wektory ruchu są równoległe do ich powierzchni, tylko w bezpośrednim pobliżu klifu lodowego kierują się w dół, co związane jest z procesem cielenia. Proces ten jest odpowiedzialny także za wyzwalanie jesienno przyspieszenia prędkości w przyfrontowej części jezora.

13. Mechanizm cielenia lodowców spitsbergeńskich przypomina tworzenie zerw osuwiskowych. Odpowiedzialny jest za to ruch tensyjny czoła wspólny z topnieniem podwodnej części klifu lodowego. W przypadku Hansbreen topnienie podwodne dochodzi maksymalnie do około 20% szybkości cielenia. Główną rolę przypada cieleniu suchemu — obłamywaniu (nadwodnemu i podwodnemu).

14. O intensywności cielenia lodowców decyduje prędkość ich ruchu. Zaproponowane „ogólne prawo cielenia” wskazuje na liniową zależność wprost proporcjonalną pomiędzy prędkością lodowca a szybkością jego cielenia. Prawidłowość ta znajduje potwierdzenie w pomiarach i obserwacjach krótkookresowych, jak też w przebiegu wieloletnim. Do pewnej prędkości progowej cielenie nie zachodzi lub jest minimalne. Obserwowana prawidłowość wyjaśnia przyczyny istnienia zależności pomiędzy szybkością cielenia a głębokością akwenu, do którego uchodzi lodowiec, stwierdzonej dla okresów dłuższych niż rok („prawo cielenia” w ujęciu M. F. Meiera i in., 1980), a równocześnie związków pomiędzy szybkością cielenia (w krótkich okresach czasu) a przepływami w rzece odwadniającej inny pobliski lodowiec lądowy („prawo cielenia” opracowane przez W. G. Sikonię, 1982). Ilościowe ujęcie „ogólnego prawa cielenia” dla poszczególnych regionów geograficznych wymaga kontynuowania studiów. Trzeba także wyjaśnić wpływ wszystkich pobocznych czynników wpływających na mechanizm i intensywność cielenia, przy czym istotna jest rola termiki wody morskiej.

15. Ablacja przez cielenie jest ważną pozycją w bilansie masy lodowców południowego Spitsbergenu. W przypadku Hansbreen stanowi ona około 22% ogólnego ubytku masy.

16. Powstawanie i propagacja szczelin tensyjnych w strefie czołowej lodowców uchodzących do morza wyzwała wstrząsy sejsmiczne o małej częstotliwości (od 2 Hz do 3 Hz). W przypadku Hansbreen stwierdzono korelację pomiędzy energią wstrząsów a szybkością cielenia (dla okresów dziesięciodniowych). Otwiera to możliwość śledzenia intensywności cielenia lodowca na podstawie rejestracji jego naturalnej aktywności sejsmicznej. Dalsze badania powinny przynieść określenie zależności pomiędzy sejsmiką a prędkością lodowca w przebiegu rocznym.

17. Aktywność procesów dynamicznych w strefie ablacji lodowców uchodzących do morza zmienia się wyraźnie w ciągu roku. Podczas zimy ruch lodu jest powolny, a cielenie zamiera. Powoduje to awans jezora. Maksymalny zasięg lodowców spitsbergeńskich przypada na początek lipca. Następnie rozpoczyna się przyspieszony ruch, wraz z nim intensywne cielenie. Powoduje to szybkie cofanie się czoła. Minimalny zasięg lodowca przypada na przełom października i listopada. Rezultatem tych procesów są sezonowe oscylacje położenia czoła lodowca. Ich amplituda jest wyraźnie większa niż wieloletnie tempo recesji i może osiągać nawet kilkaset metrów. Zjawisko to musi być brane pod uwagę w badaniach wahań lodowców.

18. Szybkość recesji lodowców uchodzących do morza uzależniona jest przede wszystkim od głębokości akwenu przed czołem lodowca. Nawiązuje to do prawidłowości stwierdzonych dla lodowców alaskańskich przez M. F. Meiera (1936).

19. W ciągu XX wieku zauważalna jest synchroniczność zmian tempa recesji z okresami chłodniejszymi i cieplejszymi. Od początku stulecia powierzchnia lodowców uchodzących do Hornsundu zmniejszyła się o około 88 km<sup>2</sup>, co daje średnie tempo deglacjacji ponad 1 km<sup>2</sup> rocznie. Jest to rezultat ciągłego, chociaż zmiennego w czasie, ocieplania klimatu.

20. Szybkość recesji lodowców kończących się na lądzie wykazuje związki z wahaniami termiki powietrza w dłuższych okresach bieżącego stulecia. Podobnie jak w przypadku lodowców uchodzących do morza tempo cofania się czoł ulega zakłóceniu przez niestabilność ruchu lodu, wywołaną procesami typu surging.

21. Analiza cech powierzchni lodowców na zdjęciach lotniczych oraz dane z literatury wykazują, że przeważająca część większych lodowców południowego Spitsbergenu należy do typu surge (przeszły ten proces w ciągu bieżącego stulecia). Intensywność pulsacji jest różna na różnych lodowcach. Długość cyklu tego zjawiska jest bardzo słabo zbadana, ale różni się znacznie dla poszczególnych lodowców. Obok wyraźnych zjawisk pulsacji pojawiają się na lodowcach mniejsze fale przyspieszonego ruchu. Jednocześnie każdego roku występują małe fale przyspieszeń, z których najważniejsza pojawia się w pierwszej części sezonu ablacji.

22. Korzystając z najnowszych badań w Alpach (Iken, Bind-schadler, 1986) i na Alasce (Kamb i in., 1985) oraz na podstawie obserwacji ze Spitsbergenu, przedstawiono koncepcję wyjaśnienia mechanizmu wyzwalającego surging. Powoduje go nakładanie się fal kinematycznych różnej wielkości: wielkiej fali spowodowanej dużym nagromadzeniem masy opadowej w obszarze rezerwuuarowym i odpowiednio intensywnej, sezonowej fali przyspieszonego ruchu. Bezpośrednią przyczyną rozwoju fazy aktywnej pulsacji jest niemożność rozwoju tunelowego drenażu subglacjalnego i ograniczony odpływ zgromadzonych w dnie doliny wód roztopowych poprzez system połączonych odspojeń spągu lodowca od podłoża (Kamb, 1986). Badania systemu jaskiń podlodowcowych w wielu lodowcach spitsbergeńskich wykazały cechy potwierdzające tę prawidłowość.

23. W związku z postępującym ociepleniem klimatu następuje powolna ewolucja lodowców typu surge na południowym Spitsbergenie. Przedstawiono uproszczony model tej ewolucji spowodowanej zmniejszaniem się masy lodowców i relatywnie większym dopływem wód ablacyjnych do ich podłoża. Intensywność i wielkość fal kinematycznych stopniowo maleje i poprzez lodowce „normalne” (z sezonowymi przyspieszeniami ruchu) następuje przejście w lodowce zimne, a następnie w lodowce gruzowe.

24. Zaobserwowana mała dynamika stref czołowych lodowców subpolarnych jest odpowiedzialna za to, że nie tworzą się wyraźne formy lub miększe osady morenowe. Dominuje natomiast transport i depozycja przez rzeki lodowcowe. Powstawanie wyraźnych wałów moren czołowych z jądrem lodowym oraz moren spiętrzonych wiązać należy ze zjawiskiem surge. Wskazuje to, że zasadniczą rolę rzeźbotwórczą na Spitsbergenie spełniają procesy glacialne o ekstremalnym natężeniu. Wniosek ten może być wykorzystany do rozpatrywania działalności morfogenetycznej w okresie zlodowaceń plejstocenских. Pokrywa się on z koncepcją L. Starkla (1977) dotyczącą głównie procesów fluwialnych i stokowych w czwartorzędzie.

25. Sezonowe oscylacje zasięgu lodowców uchodzących do morza wpływają na rzeźbę podwodnej strefy marginalnej, tworząc równoległe do czoła wały morenek spiętrzonych, które można uznać za morenki roczne. Przypominają one subakwatywne moreny De Geera w północnej Szwecji. Duża dynamika tych lodowców jest widoczna w nakładających się osadach spiętrzonych o dużej miąższości.

26. Ekstremalne procesy dynamiczne typu surging, których wyzolenie jest tylko pośrednio kierowane czynnikami klimatycznymi, nie zachodzą synchronicznie na lodowcach tego rejonu. W świetle stwierdzonych prawidłowości oraz modelu ewolucji lodowców interpretowanie podobnych morfologicznie i genetycznie form morenowych jako pozosta-

łość pewnego okresu klimatycznego (stadium zlodowacenia) musi być niezwykle ostrożne.

27. Lodowce południowego Spitsbergenu pod względem dynamicznym jawią się jako przejściowe pomiędzy typem umiarkowanym, związanym z klimatem oceanicznym, a typem subpolarnym i zimnym, właściwym dla klimatu kontynentalnego lub wysokoarktycznego. Zróżnicowanie typów morfologicznych i dynamicznych lodowców Hornsundu wraz z jego różnicami mezoklimatycznymi sprawia, że obszar ten należy uznać za rodzaj laboratorium glaciologicznego, gdzie na niewielkiej przestrzeni można znaleźć przykłady poszczególnych etapów ewolucji zlodowacenia, tym samym śledzić tę ewolucję wraz z jej konsekwencjami geomorfologicznymi, przyczyniając się do stopniowego rozwiązywania skomplikowanego problemu związków pomiędzy zmianami klimatu a ich rejestracją w postaci glacialnych osadów i form terenu.

## Podziękowanie

Autor pragnie wyrazić wdzięczność osobom i instytucjom, które przyczyniły się do powstania niniejszej pracy.

Serdecznie dziękuję Prof. dr. hab. Marianowi Pulinie za opiekę nad programem badawczym, rady i długie dyskusje na temat lodowców spitsbergeńskich. Osobne podziękowania kieruję do Prof. dr. hab. Alfreda Jahna za życzliwość, cenne uwagi oraz wnikliwą opinię o pracy.

Pragnę szczególnie podziękować uczestnikom wypraw Uniwersytetu Śląskiego oraz Polskiej Akademii Nauk na Spitsbergen, których nie mogę tu wymienić z nazwiska, za ofiarny udział w programie fotogrametrycznych badań lodowców rejonu Hornsundu i tym wszystkim, którzy przyczynili się do zebrania i opracowania materiałów zaprezentowanych w niniejszej pracy. Wyrażam wdzięczność Norweskiemu Instytutowi Polarnemu (Norsk Polarinstitutt) w Oslo za udostępnienie i zgodę na reprodukcję oryginalnych zdjęć lotniczych Spitsbergenu.

Przygotowanie pracy było możliwe dzięki finansowaniu badań terenowych i laboratoryjnych przez Uniwersytet Śląski (w ramach programu badań własnych Katedry Geomorfologii Krasu) oraz przez Polską Akademię Nauk, jako część programów polarnych MR.I.29 i C.P.B.P. 03.03 — koordynowanych przez Instytut Geofizyki PAN.

# Literatura

- Ahlmann H. W., 1948: *Glaciological research on the North Atlantic coasts*. Royal Geographical Society Research, Ser. 1 [London], 83 s.
- Ahlmann H. W., 1953: *Glacier variations and climatic fluctuations*. American Geophysical Society (Bowman Memorial Lectures. Ser. III) New York, s. 1—15.
- Andrzejewski L., Stankowski W., 1981: *Recesja lodowca Vitkovski na tle analizy jego strefy marginalnej (południowy Spitsbergen)*. W: VIII Sympozjum Polarne. Materiały 1. Uniwersytet Śląski Sosnowiec, s. 139—142.
- Annals of Glaciology 1986, Vol. 8. Ed. G. Østrem. International Glaciological Society Cambridge.
- Antarctica: *Glaciological and Geophysical Folio*. Ed. D. J. Drewry. Scott Polar Research Institute Cambridge 1983, 8 plansz.
- Arnold K. C., 1977: *White Glacier; 1:2,500. Lowest 2 kilometers*. In: *Fluctuations of Glaciers 1970—1975*. IAHS/ICSU-UNESCO Paris s. 255—258 + 1 mapa.
- Arnold K. C., 1981: *Ice ablation measured by stakes and terrestrial photogrammetry — a comparison on lower part of the White Glacier, Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Archipelago*. McGill University Montreal, 98 s. + 3 mapy.
- Baranowski S., 1975a: *Organizacja i program Polskiej Wyprawy Naukowej na Spitsbergen w 1973 r.* W: *Polskie wyprawy na Spitsbergen 1972 i 1973. Materiały Sympozjum Spitsbergeńskiego*. Uniwersytet Wrocławski Wrocław, s. 9—15.
- Baranowski S., 1975b: *The climate of West Spitsbergen in the light of material obtained from Isfjord Radio and Hornsund*. In: *Results of Investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions 1970—1974*. Vol. 1. (Acta Universitatis Wratislaviensis, nr 251) Uniwersytet Wrocławski Wrocław, s. 21—34.
- Baranowski S., 1975c: *Glaciological investigations and glaciomorphological observations made in 1970 on Werenskiöld Glacier and its forefield*. In: *Results of Investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions 1970—1974*. Vol. 1. (Acta Universitatis Wratislaviensis, nr 251) Uniwersytet Wrocławski Wrocław, s. 69—94.
- Baranowski S., 1975d: *Morfologiczne skutki zmiany bilansu masy i energii lodowców spitsbergeńskich na przykładzie Lodowca Werenskiolda*. W: *Polskie wyprawy na Spitsbergen 1972 i 1973 r. Materiały Sympozjum Spitsbergeńskiego*. Uniwersytet Wrocławski Wrocław, s. 27—30.

- Baranowski S., 1977: *The subpolar glaciers of Spitsbergen seen against the climate of this region*. (Acta Universitatis Wratislaviensis, nr 410) Uniwersytet Wrocławski Wrocław, 94 s.
- Baranowski S., 1978: *Podwiżki lednikov Spicbergena kak klimatičeski obuslovlennoe javlenie*. Materialy Glaciologičeskich Issledowanij. Chronika Obsuždienja, vyp 33 [Moskva], s. 103—106.
- Baranowski S., Głowicki B., 1975: *Meteorological and hydrological investigations in the Hornsund region made in 1970*. In: *Results of Investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions 1970—1974*. Vol. 1. (Acta Universitatis Wratislaviensis, nr 251) Uniwersytet Wrocławski Wrocław, s. 35—59.
- Bauer A., 1968: *Accélération de l'écolement des glaciers groenlandais vers leur front et détermination de leur débit solide*. Meddeleser om Grønland. Vol. 173, No. 5 [København], s. 55—78.
- Bauer A., Fontanel A., Grau G., 1967: *The application of optical filtering in coherent light to the study of aerial photographs of Greenland glaciers*. Journal of Glaciology, Vol. 6, No. 48 [Cambridge], s. 781—793.
- Bernasik J., 1983: *Terrofotogrametryczne wyznaczanie przemieszczeń i odkształceń na zasadzie różnicowej*. (Zeszyty Naukowe Akademii Górniczo-Hutniczej, Geodezja, z. 77) Akademia Górniczo-Hutnicza Kraków, 103 s.
- Berry M. V., 1975: *Theory of radio echoes from glacier beds*. Journal of Glaciology, Vol. 15, No. 73 [Cambridge], s. 65—74.
- Bilodeau L., Arnold K., Sherstone D., 1980: *Columbia Icefield, British Columbia — Alberta, Canada, 1:50 000*. Inland Waters Directorate Ottawa, 1 mapa.
- Bindschadler R., 1983: *The importance of pressurized subglacial water in separation and sliding at the glacier bed*. Journal of Glaciology, Vol. 29, No. 101 [Cambridge], s. 3—19.
- Birkenmajer K., 1968: *Geological investigations of the Polish Spitsbergen Expeditions 1957—1960*. In: *Polish Spitsbergen Expeditions 1957—1960. Summary of Scientific Results*, Ed. K. Birkenmajer. Wydawnictwo Geologiczne Warszawa, s. 335—369.
- Birkenmajer K., 1977: *Powstanie basenu arktyczno-atlantyckiego*. W: *Symposium Polarne — 1977*. Polska Akademia Nauk Oddział we Wrocławiu Wrocław, s. 19—31.
- Birkenmajer K., 1978a: *Cambrian succession in south Spitsbergen*. Studia Geologica Polonica, vol. 59 [Warszawa], s. 7—46.
- Birkenmajer K., 1978b: *Ordovician succession in south Spitsbergen*. Studia Geologica Polonica, vol. 59 [Warszawa], s. 47—82.
- Birkenmajer K., 1984: *Facies variation in the Helvetiafjellet Formation (Barremian) of Torell Land, Spitsbergen*. Studia Geologica Polonica, vol. 80 [Warszawa], s. 71—90.
- Blachut T. J., 1963: *Photogrammetric determination of glacier movement, rate of ablation and profiles*. Canadian Surveyor, Vol. 17, No. 2 [Ottawa], s. 112—122.
- Blachut T. J., 1968: *Further extension of the orthophoto technique*. Canadian Surveyor, Vol. 22, No. 1 [Ottawa], s. 206—220.
- Blachut T. J., 1971: *Mapping and photointerpretation system based on stereo-orthophotos*. In: *Mitteilungen aus dem Institut für Geodäsie und Photogrammetrie an der ETH Zürich*. Nr 14. Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich, 147 s.



- Blachut T. J., Müller F., 1966: *Some fundamental considerations on glacier mapping*. Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 3, No. 6 [Ottawa], s. 747—759.
- Blachut T. J., Van Wijk M. C., 1976: *Results of the International Orthophoto Experiment 1972/75*. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, Vol. 42, No. 12 [Falls Church], s. 1483—1498.
- Blomquist A., 1975: *Seasonal effect on ground-wave propagation in cold regions*. Journal of Glaciology, Vol. 15, No. 73 [Cambridge], s. 285—303.
- Bogorodski V. V., 1975: *Radiozondirovanie l'da*. Gidrometeoizdat Leningrad, 63 s.
- Boulton G. S., 1970: *On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers*. Journal of Glaciology, Vol. 9, No. 56 [Cambridge], s. 213—229.
- Boulton G. S., 1972: *Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets*. Quarterly Journal of the Geological Society of London, No 128 [London], s. 361—393.
- Boulton G. S., Jones A. S., 1979: *Stability of temperate ice caps and ice sheets resting on beds of deformable sediment*. Journal of Glaciology, Vol. 24, No. 90 [Cambridge], s. 29—43.
- Boulton G. S., Vivian R., 1973: *Underneath the glaciers*. The Geographical Magazine, No. 45 [London], s. 311—316.
- Brooks R. L., Campbell W. J., Ramseier R. O., Stanley H. R., Zwally H. J., 1978: *Ice sheet topography by satellite altimetry*. Nature, Vol. 274, No. 5671 [London], s. 539—543.
- Brown C. S., Meier M. F., Post A., 1982: *Calving speed of Alaska tide-water glaciers, with application to Columbia Glacier*. Geological Survey Professional Paper, 1258-C [Washington], 13 s. + 4 maps.
- Brunner K., 1976: *Orthophotokarten vergletscherter Gebiete*. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 12, H. 1 [Innsbruck—München], s. 63—67.
- Brunner K., Rentsch H., 1972: *Die Änderungen von Fläche, Höhe und Volumen am Vernagt- und Gusslarferner von 1889 — 1912 — 1938 — 1969. Mit 4 Abbildungen und 3 Kartenbeilagen*. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 8, H. 1—2 [Innsbruck—München], s. 11—25.
- Brunner K., Rentsch H., 1977: *Orthophoto Gepatschferner, 1:7,500*. In: *Fluctuations of Glaciers 1970—1975*. Vol. 3. Ed. F. Müller. IAHS/ICSU — UNESCO Paris, s. 262 + 1 mapa.
- Budd W. F., Keage P. L., Blundy N. A., 1979: *Empirical studies of ice sliding*. Journal of Glaciology, Vol. 28, No. 89 [Cambridge], s. 157—170.
- Bukowska-Jania E., Jania J., 1988: *Zmiany geometrii czołowej części lodowca Werenskiöld (Spitsbergen) w latach 1957—1973—1982—1983*. W: *Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego*, T. 2. Red. J. Jania, M. Pulina. Uniwersytet Śląski Katowice, 64—91.
- Burkimsheer M., 1983: *Short term irregularities of discharge of glacial melt-water streams (Correspondence)*. Journal of Glaciology, Vol. 29, No. 101 [Cambridge], s. 198—199.
- Chang T. C., Gloersen P., Schmugge T., Wilheit T. T., Zwally H. J., 1976: *Mikrowave emission from snow and glacier ice*. Journal of Glaciology, Vol. 16, No. 74 [Cambridge], s. 23—39.
- Chmal H., 1981: *Ruch Lodowca Werenskiölda w świetle datowania mchów fosforynych*. W: *VIII Sympozjum Polarne. Materiały 1*. Uniwersytet Śląski Sosnowiec, s. 63—67.

- Ciołkosz A., Miszański J., Olędzki J. R., 1978: *Interpretacja zdjęć lotniczych*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe Warszawa, 380 s.
- Clarke G. K. C., Goodman R. H., 1975: *Radio echo sounding and ice-temperature measurements in a surge-type glacier*. *Journal of Glaciology*, Vol. 14, No. 70 [Cambridge], s. 71–78.
- Clarke G. K. C., Collins S. G., Thompson D. E., 1984: *Flow, thermal structure and subglacial conditions of a surge-type glacier*. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 21, No. 2 [Ottawa], s. 232–240.
- Clarke G. K. C., Nitsan U., Paterson W. S. B., 1977: *Strain heating and creep instability in glaciers and ice sheets*. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, Vol. 15 [Washington], s. 235–247.
- Clarke G. K. C., Schmok J., Ommanney C. S. L., 1986: *Characteristics of surge-type glaciers (Abstract)*. *Annals of Glaciology*, Vol. 8 [Cambridge], s. 197.
- Czajkowski R., 1977: *The results of investigations into microquakes on the Hans Glacier*. In: *Results of Investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions 1970–1974*. Vol. 2. (Acta Universitatis Wratislaviensis, nr 387) Uniwersytet Wrocławski Wrocław, s. 119–138.
- Czajkowski R., 1981: *Radarowe pomiary miąższości Lodowca Werenskiöld*. W: *VIII Sympozjum Polarne. Materiały 1*. Uniwersytet Śląski Sosnowiec, s. 53–62.
- Čizov O. P., 1976: *Oledenienie severnoj poljarnoj oblasti*. Nauka Moskwa, 240 s.
- Dąbrowski S., Lipert C., 1984: *Dynamika lodowca Hansa (Spitsbergen Zachodni) w latach 1936–1980*. *Prace Instytutu Geodezji i Kartografii*, t. 31, z. 1 [Warszawa], s. 71–81.
- Dikich A. N., 1977: *Issledovanija dinamiki lednikov po materialam fototeodolitnoj s'ëmki i maršrutnych obsledovanij*. V: *Dinamika i režim sovremennogo i drevnego oledenienija*. Ilim Frunze, s. 25–38.
- Doake C. S. M., 1975: *Glacier sliding measured by radio-echo technique*. *Journal of Glaciology*, Vol. 15, No. 73 [Cambridge], s. 89–94.
- Dolgushin L. D., Osipova G. B., 1975: *Glacier surges and the problem of their forecasting*. In: *IAHS Publication*. No. 104. UNESCO Paris. s. 292–304.
- Dolgušin L. D., 1966: *Skorosti dviženija lednikov Antarktidy po aerofotos'ëmkam i morfologičeskim priznakam*. V: *Rezultaty issledovanij po programme Meždunarodnogo Geofizičeskogo Goda*. *Glaciologičeskie Issledovanija*. Nr 9. AN SSSR Moskwa, s. 164–178.
- Dolgušin L. D., Osipova G. B., 1982: *Pul'sirujuščie ledniki*. *Gidrometeoizdat Leningrad*, s. 192.
- Dowdeswell J. A., 1986: *Drainage-basins characteristics of Nordaustlandet ice caps, Svalbard*. *Journal of Glaciology*, Vol. 32, No. 110 [Cambridge], s. 31–38.
- Dowdeswell J. A., Drewry D. J., Liestøl O., Orheim O., 1984: *Radio echo sounding of Spitsbergen glaciers: problems in the interpretation of layer and bottom returns*. *Journal of Glaciology*, Vol. 30, No. 104 [Cambridge], s. 16–21.
- Dowdeswell J. A., Drewry D. J., Cooper A. P. R., Gorman M. R., Liestøl O., Orheim O., 1986: *Digital mapping of the Nordaustlandet ice caps from airborne geophysical investigations*. *Annals of Glaciology*, Vol. 8 [Cambridge], s. 51–58.
- Drewry D. J., Cooper A. P. R., 1981: *Processes and models of Antarctic glaciomarine sedimentation*. *Annals of Glaciology*, Vol. 2 [Cambridge], s. 117–122.

- Driscoll Jr. F. G., 1980: *Formation of the Neoglacial surge moraines of the Klutlan Glacier, Yukon Territory, Canada*. Quaternary Research, Vol. 19 [Seattle], s. 19—30.
- Echelmeyer K., Harrison W., 1986: *Tidal and seasonal fluctuations in the motion of Jakobshavn Glacier and their relation to basal sliding*. (Abstract). In: A.G.U. Chapman Conference on Fast Glacier Flow — Whistler Village, British Columbia, Canada, May 4—8, 1986. AGU Vancouver, s. 23.
- Elverhøi A., 1984: *Glaciogenic and associated marine sediments in the Weddell Sea, fjords of Spitsbergen and the Barents Sea: a review*. Marine Geology, Vol. 57, No. 1—4 [Amsterdam], s. 53—88.
- Elverhøi A., Liestøl O., Nagy J., 1980: *Glacial erosion, sedimentation and microfauna in the inner part of Kongsfjorden, Spitsbergen*. Norsk Polarinstittutt Skrifter, Nr. 172 [Oslo], s. 33—58.
- Elverhøi A., Lønne Ø., Seland R., 1983: *Glaciomarine sedimentation in a modern fjord environment, Spitsbergen*. Polar Research, Vol. 1 [Oslo], s. 127—149.
- Embleton C. E., King C. A. M., *Glacial geomorphology*. Edward Arnold (Publishers) Ltd. London, 573 s.
- The Encyclopedia of geomorphology*. Ed. R. W. Fairbridge. Reinhold Book Corporation New York 1968.
- Eyles N., Menzies J., 1985: *The subglacial landsystem*. In: *Glacial geology (An introduction for engineers and earth scientists)*. Ed. N. Eyles. Pergamon Press Oxford, s. 19—70.
- Eyles N., Rogerson R. J., 1977: *Movement, ice structure, and medial moraine form at a glacier confluence, Berendon Glacier, British Columbia, Canada*. Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 14, No. 1—2 [Ottawa], s. 2807—2816.
- Finsterwalder Rich., 1931: *Geschwindigkeitmessungen an Gletschern mittels Photogrammetrie*. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. 19, H. 4—5 [Innsbruck], s. 252—263.
- Finsterwalder Rich., 1937: *Die Gletscher des Nanga Parbat*. Zeitschrift für Gletscherkunde, Bd. 25 [Innsbruck].
- Finsterwalder Rich., 1953: *Die zahlenmässige Erfassung des Gletscherrückgangs an Ostalpengletschern*. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 2, H. 2 [Innsbruck], s. 189—239.
- Finsterwalder Rich., 1954: *Photogrammetry and glacier research with special reference to glacier retreat in the Eastern Alps*. Journal of Glaciology, Vol. 2, No. 15 [Cambridge], s. 306—315.
- Finsterwalder Rüd., 1972a: *Begleitwort zur Karte des Vernagtferners 1:10 000 vom Jahre 1969*. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 8, H. 1—2 [Innsbruck—München], s. 5—10.
- Finsterwalder Rüd., 1972b: *Orthophotos zur Gletscherkartierung*. Bildmessung und Luftbildwesen, Bd. 40, Nr. 3, s. 148—152.
- Finsterwalder Rüd., Rentsch H., 1973: *Das Verhalten der bayerischen Gletscher in den letzten zwei Jahrzehnten — Erläuterungen zu den Gletscherstandkarten für die Jahre 1949 (1950)—1959—1970(1971)*. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 9, H. 1—2 [Innsbruck—München], s. 59—72.
- Finsterwalder S., 1897: *Der Vernagtferner*. Wissenschaftliche Ergänzungshefte zur Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, Bd. 1, H. 1 [Graz], s. 1—96.

- Flohn H., 1975: *Background of a geophysical model of the initiation of the next glaciation*. In: *Climate of the Arctic*. Eds. G. Weller, S. A. Bowling. Geophysical Institute University of Alaska, Fairbanks, s. 98—110.
- Flood B., Nagy J., Winsnes T. S., 1971: *Geological map Svalbard 1:500 000, Sheet 1G — Spitsbergen, southern part*. Norsk Polarinstitut Oslo, 1 arkusz.
- Fluctuations of Glaciers 1970—1975*. Vol. 3. Ed. F. Müller. IAHS/ICSU/UNESCO Paris 1977.
- Fluctuations of Glaciers 1975—1980*. Vol. 4. Ed. W. Haeberli. IAHS/ICSU/UNESCO Paris 1985.
- Fujii Y., 1981: *Aerophotographic interpretation of surface features and an estimation of ice discharge at the outlet of Shirase drainage basin, Antarctica*. Antarctic Record, No. 72 [Tokyo], s. 1—15.
- Furbish D. J., Andrews J. T., 1984: *The use of hypsometry to indicate long-term stability and response of valley glacier to changes in mass transfer*. Journal of Glaciology, Vol. 30, No. 105 [Cambridge], s. 199—211.
- Furmańczyk K., 1980: *Zarys fotointerpretacji*. Wyd. 2. Uniwersytet Gdański Gdańsk, 283 s.
- Furmańczyk K., 1983: *Prace fotointerpretacyjne w Polskiej Stacji Antarktycznej im. H. Arctowskiego w sezonie badawczym 1978/79*. W: *Dokumentacja teledetekcyjna*. Red. A. T. Jankowski. Uniwersytet Śląski Katowice, s. 179—188.
- Furmańczyk K., Jania J., 1981: *Metody teledetekcji w badaniach polarnych*. Czasopismo Geograficzne, t. 52, z. 4 [Wrocław], s. 379—396.
- Furmańczyk K., Petelski K., Poczopko B., 1979: *Interpretacja rzeźby glacialnej z terrofotogrametrycznych zdjęć doliny Yasek w Hindukuszu Afgańskim*. W: *IX Ogólnopolska Konferencja Fotointerpretacji. Streszczenia referatów*. Uniwersytet Śląski Katowice, s. 23—24.
- Geomorfologia dynamiczna*. Red. C. Embleton, J. Thornes. Państwowe Wydawnictwo Naukowe Warszawa 1985.
- Glacial-marine sedimentation*. Ed. B. F. Molnia. Plenum Press New York, 1983.
- Głaciologija Spicbergena*. Red. V. M. Kotljakov. Nauka Moskwa 1985.
- Glen J. W., 1955: *The creep of polycrystalline ice*. Proceedings of the Royal Society of London, Ser. A, Vol. 228, No. 1175 [London], s. 519—538.
- Głowicki B., 1982: *Some hydrological phenomena observed in the outflow from the Werenskiöld Glacier basin*. In: *Results of Investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions*. Vol. 4. (Acta Universitatis Wratislaviensis, nr 525). Uniwersytet Wrocławski Wrocław, s. 49—56.
- Gochman V. V., Chodakov V. G., 1985: *Gidrologija lednikov i lednikowych bassejnov*. V: *Głaciologija Spitsbergena*. Red. V. M. Kotljakov. Nauka Moskwa, s. 62—79.
- Goodman R. H., 1975: *Radio echo sounding on temperate glaciers*. Journal of Glaciology, Vol. 14, No. 70 [Cambridge], s. 57—69.
- Górski M., 1975: *Observations of natural ice-micro-tremors of the Hans Glacier*. In: *Investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions 1970—1974*. (Acta Universitatis Wratislaviensis, nr 251) Uniwersytet Wrocławski Wrocław, s. 95—100.
- Górski M., Niewiadomski J., 1982: *Seismological station of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, in the Hornsund Fiord, Spitsbergen*. Acta Geophysica Polonica, vol. 30, nr 3 [Warszawa], s. 279—285.
- Greisman P., 1979: *On upwelling driven by the melt of ice shelves and tide-water glaciers*. Deep-sea Research, Vol. 26 (9A), s. 1051—1065.

- Grześ M., 1980: *Non-cored hot points drills on Hans Glacier (Spitsbergen): methods and first results*. Polish Polar Research, Vol. 1, No. 2—3 [Warszawa], s. 75—85.
- Gudmandsen P., 1970: *Notes on radar sounding of the Greenland ice sheet*. In: *Proceedings of the International Meeting on Radioglaciology*. Ed. P. Gudmandsen. Technical University of Denmark Lyngby, s. 124—133.
- Gudmandsen P., 1975: *Layer echoes in polar ice sheets*. Journal of Glaciology, Vol. 15, No. 73 [Cambridge], s. 95—101.
- Haakensen N., Wold B., 1981: *Glasiologiske undersøkelser i Norge 1979*. Vassdragsdirektoratet, Hydrologisk Avdeling, Rapport Nr. 3—81 [Oslo], 80 s. + 1 mapa.
- Haeberli W., 1981: *Ice motion on deformable sediments (Correspondence)*. Journal of Glaciology, Vol. 27, No. 96 [Cambridge], s. 365—366.
- Hamilton T. D., 1965: *Comparative glacier photographs from northern Alaska*. Journal of Glaciology, Vol. 5, No. 40 [Cambridge], s. 479—487.
- Harris S. A., 1968: *Process — structure — stage*. In: *The encyclopedia of geomorphology*. Ed. R. W. Fairbridge. Reinhold Book Corporation New York, s. 891.
- Harrison W. D., Raymond C. F., Mac Keith P., 1986: *Short period motion events on Variegated Glacier as observed by automatic photography and seismic methods*. Annals of Glaciology, Vol. 8, [Cambridge], s. 82—89.
- Hastenrath S., Caukwell R. A., 1979: *Variations of Lewis Glacier, Mount Kenya, 1974—1978*. Erdkunde, Bd. 33, Lgf. 4 [Bonn], s. 292—297 + 1 mapa.
- Hattersley-Smith G., 1963: *The Ward Hunt Ice Shelf: recent changes of ice front*. Journal of Glaciology, Vol. 4, No. 34 [Cambridge], s. 415—424.
- Heintz A., 1953: *Noen iakttagelser over isbreenes tilbakegang i Hørnsund, V. Spitsbergen*. Norsk Polarinstitutt Meddelelser, Nr. 73 [Oslo], 36 s.
- Hell G., 1981: *Geodätische und photogrammetrische Arbeiten an der Oobloyah Bay, N-Ellesmere Island, N.W.T., Kanada*. In: *Results of the Heidelberg Ellesmere Island Expedition*. (Heidelberger Geographische Arbeiten, H. 69) Heidelberg, s. 35—46.
- Henoch W. E. S., Arnold K. C., 1975: *Peyto Glacier, Alberta, Canada 1: 10,000*. Inland Waters Directorate Ottawa, 1 mapa.
- Hofmann W., 1957: *The advance of the Nisqually Glacier at Mount Rainier, USA, between 1952 and 1956*. In: *Assemblée Générale de Toronto. Compte Rendus et Rapports*. Vol. 4. Toronto, s. 325—330.
- Hooke R. Le B., 1984: *On the role of mechanical energy in maintaining subglacial water conduits at atmospheric pressure*. Journal of Glaciology, Vol. 30, No. 105 [Cambridge], s. 180—187.
- Hooke R. Le B., Brzozowski J., Bronge C., 1983: *Seasonal variations in surface velocity, Storglaciären, Sweden*. Geografiska Annaler, Vol. 65A, No. 3—4 [Stockholm], s. 263—277.
- Hoppe G., 1959: *Glacial morphology and inland ice recession in northern Sweden*. Geografiska Annaler, Vol. 41 [Stockholm], s. 193—212.
- Hughes T., 1986: *The Jakobshavn effect*. Geophysical Research Letters, Vol. 13, No. 1 [Washington], s. 46—48.
- Huppert H. E., Josberger E. G., 1980: *The melting of ice in cold stratified water*. Journal of Physical Oceanography, Vol. 10, No. 6 [Washington], s. 953—960.
- Iken A., 1978: *Variations of surface velocities of some alpine glaciers measured at intervals of a few hours. Comparison with arctic glaciers*. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 13, H. 1—2 [Innsbruck], s. 23—35.

- Iken A., 1981: *The effect of the subglacial water pressure on the sliding velocity of a glacier in an idealized numerical model*. Journal of Glaciology, Vol. 27, No. 97 [Cambridge], 407—421.
- Iken A., Bindshadler R. A., 1986: *Combined measurements of subglacial water pressure and surface velocity of Findelengletscher, Switzerland: conclusions about drainage system and sliding mechanism*. Journal of Glaciology, Vol. 32, No. 110 [Cambridge], s. 101—119.
- Iken A., Röthlisberger H., Flotron A., Haeberli W., 1983: *The uplift of Unteraargletscher at the beginning of the melt season — a consequence of water storage at the bed?* Journal of Glaciology, Vol. 29, No. 101 [Cambridge], s. 28—47.
- Jacobel R., Raymond C., 1984: *Radio echo-sounding studies of englacial water movement in Variegated Glacier, Alaska*. Journal of Glaciology, Vol. 30, No. 104 [Cambridge], s. 22—29.
- Jahn A., 1971: *Łód i złodowacenia*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe Warszawa, 311 s.
- Jahn A., 1977: *Świat polarny*. W: *Symposium Polarne — 1977*. Polska Akademia Nauk, Oddział we Wrocławiu Wrocław, s. 7—18.
- Jania J., 1979: *Geomorphological investigations in Sorkapland*. In: *Field Investigations performed during the Spitsbergen Expedition of the Silesian University in the summer of 1978. Interim report*. Red. J. Jania, M. Pulina. Uniwersytet Śląski Katowice, s. 21—23.
- Jania J., 1982: *Ablacja przez „cienienie” i wycofywanie się lodowców Hornsundu (Spitsbergen) w XX wieku. Wyniki wstępne*. W: *Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego*. T. 1. Red. Pulina, T. Szczypek. Uniwersytet Śląski Katowice, s. 13—46.
- Jania J., 1984: *Glaciological photointerpretation of the Hornsund region illustrated by the example of the Körber and Peters Glaciers*. In: *Symposium „Spitsbergen 1984” — Streszczenia referatów*. Instytut Ekologii PAN Warszawa, s. 21.
- Jania J., 1986a: *Calving processes of South Spitsbergen tidewater glaciers (Abstract)*. In: *A.G.U. Chapman Conference on Fast Glacier Flow, Whistler Village, British Columbia, Canada, May 4—8, 1986*. AGU Vancouver, s. 22—23.
- Jania J., 1986b: *Dynamika czoł spitsbergeńskich lodowców uchodzących do morza*. W: *Geographia. Studia et dissertationes*. T. 9. Red. J. Trembaczowski. Uniwersytet Śląski Katowice, s. 78—100.
- Jania J., 1987: *Interpretacja glaciologiczna zdjęć lotniczych otoczenia Hornsundu (Spitsbergen) na przykładzie lodowców Körber i Peters*. W: *Fotointerpretacja w geografii*, T. IX(19). Uniwersytet Śląski Katowice, 60—107.
- Jania J., 1988: *Klasyfikacja i cechy morfometryczne lodowców otoczenia Hornsundu, Spitsbergen*. W: *Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego*. T. 2. Red. J. Jania, M. Pulina. Uniwersytet Śląski Katowice, 12—47.
- Jania J., Kolondra L., 1982: *Field investigations performed during the Glaciological Spitsbergen Expedition in the summer of 1982. Interim report*. Uniwersytet Śląski Katowice, 32 s.
- Jania J., Kolondra L., 1988: *Fotogrametryczne kartowanie szczegółowe czołowej części lodowca Werenskiöld w 1982 i 1983 roku*. W: *Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego*. T. 2. Red. J. Jania, M. Pulina. Uniwersytet Śląski Katowice, 123—141.
- Jania J., Pulina M., 1983: *The Silesian University expeditions to Spitsbergen*. Ice, No. 71(1) [Cambridge], s. 16—17.

- Jania J., Szczypek T., 1987: Kartowanie geomorfologiczne otoczenia fiordu Hornaund na podstawie interpretacji zdjęć lotniczych. W: *Fotointerpretacja w geografii*. T. IX(19). Uniwersytet Śląski Katowice, 108—128.
- 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.
- Jania J., Kolondra L., Rudowski S., 1986: *Annual activity of Hans Glacier, Spitsbergen as determined by photogrammetry and microtremors recording (Abstract)*. *Annals of Glaciology*, Vol. 8 [Cambridge], s. 206.
- Jania J., Lipert C., Mechliński Z., 1984: *The ice mass loss in the front zone of the Werenskiöld Glacier from 1957 to 1978 determined using terrestrial photogrammetry*. *Polish Polar Research*, Vol. 5, No. 3—4 [Warszawa], s. 207—216.
- Jeffries M. O., 1984: *Milne Glacier, Northern Ellesmere Island, N.W.T. Canada: a surging glacier?* *Journal of Glaciology*, Vol. 30, No. 105 [Cambridge], s. 251—253.
- Jewtuchowicz S., 1966: *Akumulacja w warunkach martwego lodu na przykładzie lodowców spitsbergeńskich*. *Przegląd Geograficzny*, t. 38, z. 3 [Warszawa], s. 429—434.
- Jewtuchowicz S., 1968: *Glacial geomorphology in Serkapp Land, Vestspitsbergen*. In: *Polish Spitsbergen Expeditions 1957—1960. Summary of Scientific Results*. Ed. K. Birkenmajer. Wydawnictwa Geologiczne Warszawa, s. 313—315.
- Johnson P. G., 1971: *Ice-cored moraine formation and degradation, Donjek Glacier, St. Elias Mountains, Yukon Territory, Canada*. *Geografiska Annaler*, Vol. 53A [Stockholm], s. 198—202.
- Johnson P. G., 1972: *The morphological effects of surges of the Donjek Glacier, St. Elias Mountains, Yukon Territory, Canada*. *Journal of Glaciology*, Vol. 11, No. 62 [Cambridge], s. 227—234.
- Jordan E., Kresse W., 1981: *Die Computer-Gestützte quantitative Luftbilddauswertung mit dem Zeiss-stereocord und seinem Pheripherigeräten zur Rationalisierung der Feldforschungen in den Geowissenschaften*. *Erdkunde*, Bd. 35 [Bonn], s. 222—231.
- Josberger E. G., Martin S., 1981: *A laboratory and theoretical study of the boundary layer adjacent to a vertical melting ice wall in salt water*. *Journal of Fluid Mechanics*, Vol. 111 [London], s. 439—473.
- Josberger E. G., Neshyba S., 1980: *Iceberg melt-driven convection inferred from field measurements of temperature*. *Annals of Glaciology*, Vol. 1 [Cambridge], s. 113—117.
- Kamb B., 1986: *Surge mechanism based on observations of the 1982—3 surge of Variegated Glacier, Alaska (Abstract)*. In: *A.G.U. Chapman Conference on Fast Glacier Flow, Whistler Village, British Columbia, Canada, May 4—8, 1986*. AGU Vancouver, s. 13.
- Kamb B., Raymond C., Harrison W., Engelhardt H., Brugman M., Fahnestock M., 1985: *Recent work. Glaciers — Alaska — Variegated. Ice*, No. 78/79 [Cambridge], s. 17—18.
- Kaminski H., 1971: *Bestimmung von kurz- und langzeitlichen Eis-, Meereis- und Schneebewegungen in der Arktis aus Satelliten-Luftbildern*. *Polarforschung*, Bd. 7, Nr. 1/2 [Bad Harzburg], s. 89—111.

- Kamiński A., 1987: *Temperatura powietrza na Spitsbergenie Zachodnim i wyspach przyległych w atlantycko-europejskim obszarze Arktyki*. Uniwersytet Śląski Katowice (w druku).
- Karczewski A., 1982: *Deglaciation zonality of some glaciers in the Hornsund region (southwest Spitsbergen)*. In: *Results of Investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions*. Vol. 4. (Acta Universitatis Wratislaviensis, nr 525) Uniwersytet Wrocławski Wrocław, s. 115—121.
- Karczewski A., Andrzejewski L., Chmal H., Jania J., Kłysz P., Kostrzewski A., Lindner L., Marks L., Pękala K., Pulina M., Rudowski S., Stankowski W., Szczypek T., Wiśniewski E., 1984: *Hornsund, Spitsbergen. Geomorfologia — geomorphology 1:75 000*. Uniwersytet Śląski Katowice, 22 s. + 1 mapa.
- Kasser P., Roethlisberger H., 1966: *Some problems of glacier mapping experienced with the 1:10,000 map of the Aletsch Glacier*. Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 3, No. 6 [Ottawa], s. 799—809.
- Kasser P., Aellen M., Siegenthaler H., 1983: *Die Gletscher der Schweizer Alpen 1975/76 und 1976/77*. Glaziologisches Jahrbuch der Gletscherkommission der SNG. 97. und 98. Bericht. [Zürich], 208 s. + 1 mapa.
- Kick W., 1966: *Long-term glacier variations measured by photogrammetry. A re-survey of Tunsbergdalsbreen after 24 years*. Journal of Glaciology, Vol. 6, No. 43 [Cambridge], s. 3—18 + 1 mapa.
- King L., 1981: *Die Gletscher im Einzugsgebiet des Borup-Fjord, N-Ellesmere Island, N.W.T., Kanada*. In: *Results of the Heidelberg Ellesmere Island Expedition*. (Heidelberger Geographische Arbeiten, H. 69) Heidelberg, s. 203—232.
- Klepšvik J. O., Fossum B. A., 1980: *Studies of icebergs, ice fronts and ice walls using side-scanning sonar*. Annals of Glaciology, Vol. 1 [Cambridge], s. 31—42.
- Knižnikov J. F., 1962: *Obščaja formula dlja opredelenija poverchnostnoj skrostiti dviženija lda sposobom psevdoparcllaksov*. Izvestija Vysšich Učebnych Zavedenij, Geodezija i Aerofotošëmka, vyp. 1 [Moskva], s. 61—65.
- Knudsen N. T., Theakstone W. H., 1981: *Recent changes of the Glacier Østerdalsisen, Svartisen, Norway*. Geografiska Annaler, Vol. 63A, No. 1—2 [Stockholm], s. 23—30.
- Kollmeyer R. C., 1980: *West Greenland outlet glaciers: An inventory of the major iceberg producers*. In: *World Glacier Inventory — Proceedings of the Riederalp Workshop, September 1978*. IAHS-AISH Publication. No. 126. UNESCO Paris, s. 57—64.
- Kolondra L., 1984: *Ruch lodowca Hansa (Spitsbergen) na podstawie okresowych pomiarów terrofotogrametrycznych*. W: *Zeszyty Naukowe Akademii Górniczo-Hutniczej, Geodezja*, z. 84. Kraków, s. 71—85.
- Kolondra L., 1985: *Field investigations performed during the Glaciological Spitsbergen Expedition in the summer of 1984. Interim report*. Uniwersytet Śląski Katowice, 32 s.
- Konecny G., 1964: *Glacial surveys in Western Canada*. Photogrammetric Engineering, Vol. 30 [Falls Church], s. 64—82.
- Konysz T., 1973: *Report on photogrammetric surveys made by the Polish Expedition in 1968 on the forefield of the Skeidararjökull*. Geographia Polonica, nr 22 [Warszawa], s. 151—155.
- Korjakin V. S., 1967: *Kolebanija lednikov Špicbergena*. Materialy Gljcialogi-českich Issledovanij. Chronika Osbuženija, vyp. 13 [Moskva].



- Korjakin V. S., 1974: *Izmenenie razmerov lednikov Špicbergena (Sval'barda)*. V: *Materialy issledovanij v oblasti oledeneniya Špicbergena (Sval'barda)*. AN SSSR Moskva, s. 28—44.
- Korjakin V. S., 1975a: *Polozenie i morfologija lednikov*. V: *Oledenenie Špicbergena (Sval'barda)*. Nauka Moskva, s. 7—40.
- Korjakin V. S., 1975b: *Kolebanija lednikov*. V: *Oledenenie Špicbergena (Sval'barda)*. Nauka Moskva, s. 165—186.
- Korjakin V. S., 1985a: *Kolebanija lednikov w oddel'nych oblastjach archipelaga*. V: *Glaciologija Špicbergena*. Nauka Moskva, s. 80—89.
- Korjakin V. S., 1985b: *Rezkie podwizki lednikov*. V: *Glaciologija Špicbergenu*. Nauka Moskva, s. 89—94.
- Koryakin V. S., 1976: *Fluctuations of glaciers within the Eurasian part of the Arctic*. In: *Climatology, Hydrology, Glaciology*, 2. XXIII International Geographical Congress. AS USSR Moscow, s. 298—301.
- Kosiba A., 1960: *Some of results of glaciological investigations in SW-Spitsbergen carried out during the Polish I.G.Y. Spitsbergen Expeditions*. (Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Wrocławskiego, seria B. Nauki Przyrodnicze, nr 4) Uniwersytet Wrocławski Wrocław, 30 s.
- Kosiba A., 1982: *Glacio-hydrodynamic processes and changes on the Werenskiöld Glacier and the Hans Glacier, SW-Spitsbergen*. In: *Results of Investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions*, Vol. 4. (Acta Universitatis Wratislaviensis, nr 525) Uniwersytet Wrocławski Wrocław, s. 133—152.
- Kozarski S., 1982: *The genetic variety of ice cores in the marginal forms of some Spitsbergen glaciers, Hornsund region*. In: *Results of Investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions*, Vol. 4. (Acta Universitatis Wratislaviensis, nr 525) Uniwersytet Wrocławski Wrocław, s. 153—164.
- Krenke A. N., Schytt V., 1976: *Fluctuation of glaciers over a historical period*. In: *Climatology, Hydrology, Glaciology*, 2. XXIII International Geographical Congress. AS USSR Moskva, s. 301—304.
- Krimmel R. M., Meier M. F., 1975: *Glacier applications of ERTS images*. *Journal of Glaciology*, Vol. 15, No. 73 [Cambridge], s. 391—402.
- Krimmel R. M., Post A., Meier M. F., 1976: *Surging and nonsurging glaciers in the Pamir Mountains, USSR*. Geological Survey Professional Paper 929 (ERTS-1 a new window on our planet) [Washington], s. 178—179.
- Leszkiewicz J., 1984: *Niektóre procesy hydrologiczne w zlewniach polarnych zachodniego Spitsbergenu i próby ich modelowania statystycznego*. Katedra Geomorfologii Krasu Uniwersytetu Śląskiego Sosnowiec (maszynopis pracy doktorskiej), 260 s.
- Lewandowska H., Teisseyre R., 1964: *Wyniki badań naturalnych wstrząsów lodowcowych na Spitsbergenie w 1962 roku*. Biuletyn Informacyjny Komitetu Międzynarodowej Współpracy Geofizycznej, nr 2 [Warszawa], s. 1—5.
- Liestøl O., 1969: *Glacier surges in West Spitsbergen*. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 6, No. 4 [Ottawa], s. 895—897.
- Liestøl O., Repp K., Wold B., 1980: *Supra-glacial lakes in Spitsbergen*. *Norsk geografiska Tidsskrift*, Vol. 32, Nr. 2 [Oslo], s. 89—92.
- Lipert C., 1961: *Lodowiec Werenskiöldbreen*. *Streja czołowa 1:5000*. Wojskowa Służba Topograficzna Warszawa, 2 mapy.
- Lipert C., 1981: *Porównanie wielkości masy opadowej w cyрку Lodowca Pencka w okresie od 1934 roku do 1958 roku*. W: *VIII Sympozjum Polarne. Materiały 1*. Uniwersytet Śląski Sosnowiec, s. 69—74.
- Lipert C., 1982: *Prace geodezyjne w 50-leciu polskich wypraw polarnych*. Sigma Warszawa, 57 s.

- Lisenbarth A., 1974: *Fotogrametria naziemna i specjalna*. Państwowe Przedsiębiorstwo Wydawnictw Kartograficznych Warszawa, 507 s.
- Luncke B., 1949: *Norges Svalbard- og Ishavs-undersøkelsers kartarbeider og anvendelsen av skvad-fotogrammer tatt fra fly*. Norges, Svalbard- og Ishavs-undersøkelsers Skrifter, Nr. 68 [Oslo].
- MacDonald W. R., 1976: *Antarctic cartography*. Geological Survey Professional Paper 929 (ERTS-1 a new window on our planet) [Washington], s. 37—43.
- Macheret Yu. Ya., 1981: *Forms of glacial relief of Spitsbergen glaciers*. *Annals of Glaciology*, Vol. 2 [Cambridge], s. 45—51.
- Macheret Yu. Ya., Zhuravlev A. B., 1982: *Radio echo-sounding of Svalbard glaciers*. *Journal of Glaciology*, Vol. 28, No. 99 [Cambridge], s. 295—314.
- Manual of Remote Sensing*. Vol. 1 and 2. Ed. R. G. Reeves. American Society of Photogrammetry Falls Church 1975.
- Marcinkiewicz A., 1961: *Die zahlenmässige Erfassung des Gletscherrückganges während der Periode 1936—1958 an 2 Westspitsbergen-Gletschern*. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences*, vol. 9, nr 4 [Warszawa].
- Markin V. A., 1975: *Klimat oblasti sovremennogo oledeneniya. V: Oledenie Spitsbergen (Svalbarda)*. Red. V. M. Kotljakov. Nauka Moskva, s. 42—105.
- Marsz A., 1983: *Ablacja lodowców spływających do morza, kształtowanie się klifu lodowcowego i bariery lodowej oraz wynikające stąd implikacje dla bilansu masy lodowców*. W: *Polskie Badania Polarne 1970—1982*. Uniwersytet Mikołaja Kopernika Toruń, s. 209—223.
- McMeeking R. M., Johnson R. E., 1986: *On the mechanics of surging glaciers*. *Journal of Glaciology*, Vol. 32, No. 110 [Cambridge], s. 120—132.
- Mechliński Z., 1979: *Mapa rzeźby strefy marginalnej Lodowca Werenskiolda 1:5000*. Instytut Geofizyki PAN — Okręgowe Przedsiębiorstwo Geodezyjno-Kartograficzne Szczecin, 2 arkusze.
- Meier M. F., 1961: *Mass budget of South Cascade Glacier 1957—60*. Geological Survey Professional Paper 424-B [Washington], s. 206—211.
- Meier M. F., 1965: *Glaciers and climate*. In: *The Quaternary of the United States*. Eds. H. E. Wright Jr. D. G. Frey. Princeton University Press Princeton, s. 795—805.
- Meier M. F., 1966: *Some glaciological interpretations of remapping programs on South Cascade, Nisqually, and Klawatti glaciers, Washington*. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 3, No. 6 [Ottawa], s. 811—818.
- Meier M. F., 1976: *Monitoring the motion of surging glaciers in the Mount McKinley massif, Alaska*. Geological Survey Professional Paper 929 (ERTS-1 a new window on our planet) [Washington], s. 185—187.
- Meier M. F., 1979: *Remote sensing of snow and ice*. Technical Papers in Hydrology, Vol. 19 [Paris], 54 s.
- Meier M. F., 1985: *Mass balance of the glaciers and small ice caps of the world*. In: *Glaciers, ice sheets and sea level: effect of CO<sub>2</sub> — induced climatic change. Report of a Workshop Held in Seattle, Washington, September 13—15, 1984*. U.S. Department of Energy Washington, s. 139—144.
- Meier M. F., 1986: *Tidewater glaciers — a review (Abstract)*. In: *A.G.U. Chapman Conference on Fast Glacier Flow, Whistler Village, British Columbia, Canada, May 4—8, 1986*. AGU Vancouver, s. 10.
- Meier M. F., Post A., 1962: *Recent variations in mass net budgets of glaciers in western North America*. In: *International Union of Geodesy and Geophysics Colloque Obergurgl*. IASH Report, No. 58 [Paris], 63—77.
- Meier M. F., Post A., 1969: *What are glacier surges?* *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 6, No. 4 [Ottawa], s. 807—817.

- Meier M. F., Tangborn W. V., 1965: *Net budget and flow of South Cascade Glacier, Washington*. Journal of Glaciology, Vol. 5, No. 41 [Cambridge], s. 547—566.
- Meier M. F., Rasmussen L. A., Krimmel R. M., Olsen R. W., Frank, D., 1985: *Photogrammetric determination of surface altitude, terminus position and ice velocity of Columbia Glacier, Alaska*. Geological Survey Professional Paper 1258-F [Washington], 41 s. + 6 map.
- Meier M. F., Rasmussen L. A., Post A., Brown C. S., Sikonja W. G., Bindschadler R. A., Mayo L. R., Trabant D. C., 1980: *Predicted timing of the disintegration of the lower reach of Columbia Glacier, Alaska*. U.S. Geological Survey — Open-File Report 80—582 [Tacoma], 47 s.
- Mercer J. H., 1961: *The response of fiord glaciers to change in the firn limit*. Journal of Glaciology, Vol. 3, No. 29 [Cambridge], s. 850—858.
- Miagkov S. M., 1980: *Evolution of McMurdo Oasis glaciers according to phototeodolite survey*. Soviet Antarctic Expedition Bulletin, No. 100 [Moscow], s. 99—102.
- Michalska Z., 1961: *Wyniki badań geomorfologicznych i geologicznych w strefie czołowej Lodowca Pencka na południowych wybrzeżach Fiordu Van Keulen*. Biuletyn Geologiczny Uniwersytetu Warszawskiego, t. 1, cz. 1 [Warszawa], s. 78—86.
- Migala K., Pereyma J., Sobik M., 1988: *Akumulacja śnieżna na południowym Spitsbergenie*. W: *Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego*. T. 2. Red. J. Jania, M. Pulina. Uniwersytet Śląski Katowice, s. 48—63.
- Militzer I., 1967: *Ein Geschwindigkeitsvektorenfeld auf dem Blomstrandgletscher*. Geodätische und Geophysikalische Veröffentlichungen, R. 3, H. 9 [Berlin], s. 99—100.
- Militzer I., Voigt U., 1969: *Die Bewegung der Zunge des Blomstrandbre (Kongsfjord, Vestspitsbergen)*. Geodätische und Geophysikalische Veröffentlichungen (Ergänzungen zu Teil 1), R. 3, H. 9 [Berlin], 10 s.
- Misztal S., Pulina M., 1983: *Investigation 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.
- Moign A., 1974: *Strandflats immergés et émergés du Spitsberg Central et Nord-Occidental*. Université de Lille III Lille, 692 s.
- Morgan V. I., Budd W. F., 1978: *The distribution, movement and melt rates of Antarctic icebergs*. In: *Proceedings of the First International Conference on Iceberg Utilization*. Ed. A. A. Hussein. Pergamon Press Oxford, s. 220—228.
- Müller F., 1962: *Zonation in the accumulation areas of the glaciers of Axel Heiberg Island, N.W.T., Canada*. Journal of Glaciology, Vol. 4, No. 32 [Cambridge], s. 302—311.
- Müller F., Iken A., 1973: *Velocity fluctuations and water regime of Arctic valley glaciers*. In: *IAHS-Publication*. No. 95. UNESCO Paris, s. 165—182.
- Neshyba S., Josberger E. G., 1980: *On the estimation of Antarctic iceberg melt rate*. Journal of Physical Oceanography, Vol. 10, No. 10 [Washington], s. 1681—1685.
- Niewiarowski W., 1982: *Morphology of the forefield of the Aavatsmark Glacier (Oscar II Land, NW Spitsbergen) and phases of its formation*. In: *Geografia*. Nr 16. Uniwersytet im. M. Kopernika Toruń, s. 15—43.
- Nye J. F., 1952: *The mechanics of glacier flow*. Journal of Glaciology, Vol. 2, No. 12 [Cambridge], s. 82—93.

- Nye J. F., 1960: *The response of glaciers and ice sheets to seasonal and climatic changes*. Proceedings of the Royal Society of London, Ser. A, No. 236 [London], s. 559—584.
- Nye J. F., 1965: *The frequency response of glaciers*. Journal of Glaciology, Vol. 5, No. 74 [Cambridge], s. 567—587.
- Nye J. F.; Kyte R. G., Threlfall D. C., 1972: *Proposal for measuring the movement of a large ice sheet by observing radio echoes*. Journal of Glaciology, Vol. 11, No. 63 [Cambridge], s. 319—325.
- Oelsner C., 1967: *Seismoakustische Untersuchungen auf dem mittleren Lovénbreen*. Geodätische und Geophysikalische Veröffentlichungen, R. 3, H. 3 [Berlin], s. 117—125.
- Olszewski A., 1981: *Warunki występowania niałodzi, ich rozwój i degradacja na Ziemi Oskara II, Spitsbergen*. Czasopismo Geograficzne, t. 52, z. 4 [Wrocław], s. 397—435.
- Olszewski A., Szupryczyński J., 1980: *Texture of recent morainic deposits of a terminal zone of the Werenskiöld Glacier (Spitsbergen)*. Polish Polar Research, Vol. 1, No. 2—3 [Warszawa], s. 45—74.
- Ommanney C. S. L., 1969: *A study in glacier inventory, the ice masses of Axel Heiberg Island, Canadian Archipelago*. (Axel Heiberg Island Research Reports. Glaciology No. 3) McGill University Montreal, 105 s.
- Ommanney C. S. L., 1977: *Peyto Glacier map; 1:10,000*. In: *Fluctuations of Glaciers 1970—1975*. Vol. 3. IAHS/ICSU — UNESCO Paris, 259 s. + 1 mapa.
- Ommanney C. S. L., 1980: *The inventory of Canadian glaciers: procedures, techniques, progress and applications*. In: IAHS-Publication. No. 126. UNESCO Paris, s. 35—44.
- Orheim O., 1982: *Activities of Norsk Polarinstitut, Svalbard*. Ice, No. 69 [Cambridge], s. 13.
- Orheim O., Elverhøi A., 1981: *Model for submarine glacial deposition*. Annals of Glaciology, Vol. 2 [Cambridge], s. 123—128.
- Ostaficzuk S., 1978: *Fotogeologia. Fotointerpretacja i fotogrametria geologiczna*. Wydawnictwa Geologiczne Warszawa, 250 s.
- Ostaficzuk S., Lindner L., Marks L., 1982: *Photogeological map of the Bungebreen forefield (West Spitsbergen), scale 1:10,000*. Państwowe Przedsiębiorstwo Wydawnictw Kartograficznych Warszawa, 1 arkusz.
- Oswald G. K. A., 1975: *Investigation of sub-ice bedrock characteristics by radio-echo sounding*. Journal of Glaciology, Vol. 15, No. 73 [Cambridge], s. 75—88.
- Outcalt S. I., 1975: *The analysis of the near-surface energy transfer environment from thermal infrared imagery*. Journal of Glaciology, Vol. 15, No. 73 [Cambridge], s. 267—276.
- Outcalt S. I., Benedict J. B., 1965: *Photo-interpretation of two types of rock glacier in the Colorado Front Range, USA*. Journal of Glaciology, Vol. 5, No. 42 [Cambridge], s. 849—856.
- Østrem G., 1973: *The transient snowline and glacier mass balance in southern British Columbia and Alberta, Canada*. Geografiska Annaler, Vol. 55A, No. 2 [Stockholm], s. 93—106.
- Østrem G., 1975: *ERTS data in glaciology — an effort to monitoring glacier mass balance from satellite imagery*. Journal of Glaciology, Vol. 15, No. 73 [Cambridge], s. 403—415.
- Østrem G., Stanley A., 1966: *Glacier mass balance measurements. A manual for field work*. Department of Mines and Technical Surveys — Glaciological Section Ottawa, 81 s.

- Østrem G., Stanley A., 1969: *Glacier mass balance measurements (A guide)*. The Canadian Department of Energy, Mines and Resources and the Norwegian Water Resources and Electricity Board Oslo, 128 s.
- Palmer A. C., 1972: *A kinematic wave model of glacier surges*. Journal of Glaciology, Vol. 11, No. 61 [Cambridge], s. 65—72.
- Pasierbski M., 1984: *Struktura moren czołowych jako jeden ze wskaźników sposobu deglacjacji obszaru ostatniego zlodowacenia w Polsce*. Uniwersytet im. M. Kopernika Toruń, 170 s.
- Paterson W. B. S., 1981: *The physics of glaciers*. Pergamon Press Oxford, 380 s.
- Paul M. A., 1985: *The supraglacial landsystem*. In: *Glacial geology (An introduction for engineers and earth scientists)*. Ed. N. Eyles. Pergamon Press Oxford, s. 71—90.
- Peipe J., Reiss P., Rentsch H., 1978: *Zur Anwendung des digitalen Geländemodells in der Gletscherforschung*. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 14, H. 2 [Innsbruck—München], s. 161—172.
- Péwé T. L., Rowan D. E., Péwé R. H., 1981: *Engineering geology of the Svea Lowland*. Frost i Jord, Nr. 23 [Oslo], s. 3—11 + 1 mapa.
- Péwé T. L., Rowan D. E., Péwé R. H., Stuckenrath R., 1982: *Glacial and periglacial geology of northwest Blomesletta peninsula, Spitsbergen, Svalbard*. Norsk Polarinstitutt Skrifter, Nr. 177 [Oslo], 32 s.
- Pereyma J., 1983: *Climatological problems of the Hornsund area, Spitsbergen*, (Acta Universitatis Wratislaviensis, nr 714) Uniwersytet Wrocławski Wrocław, 134 s.
- Piasecki J., Pulina M., 1975: *Przeptyw Rzeki Lodowcowej Werenskiolda i rzeki Brattegga jako funkcja niektórych parametrów klimatycznych w 1972 roku*. W: *Polskie wyprawy na Spitsbergen 1972 i 1973 r. Materiały Sympozjum Spitsbergeńskiego*. Uniwersytet Wrocławski Wrocław, s. 67—72.
- Pietroni Z., Ziemiański M., 1985: *Results of some meteorological measurements and observations carried out at Hornsund (Spitsbergen) from 1 August, 1983, to 31 July, 1984*. Polish Polar Research, Vol. 6, No. 3 [Warszawa], s. 365—376.
- Pillewizer W., 1939: *Die kartographischen und gletscherkundlichen Ergebnisse der deutschen Spitsbergen-Expedition 1938*. Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft Nr. 238 [Gotha], 46 s. + 2 mapy.
- Pillewizer W., 1967: *Die Bearbeitung der Karten*. Geodätische und Geophysikalische Veröffentlichungen, R. 3, H. 9 [Berlin], s. 26—31.
- Pillewizer W., 1969: *Die Bewegung der Gletscher und ihre Wirkung auf den Untergrund*. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband 8 [Berlin—Stuttgart], s. 1—10.
- Pillewizer W., 1977: *Orthophoto glacier map of the Grossvenediger; 1:10,000*. In: *Fluctuations of Glaciers 1970—1975*. Vol. 3. Ed. F. Müller. IAHS/ICSU/UNESCO Paris, s. 266—269 + 1 mapa.
- Post A. S., 1965: *Alaskan glaciers: recent observations in respect to the earthquake-advance theory*. Science, No. 148 [Washington], s. 366—368.
- Post A. S., 1969: *Distribution of surging glaciers in western North America*. Journal of Glaciology, Vol. 8, No. 53 [Cambridge], s. 229—240.
- Post A., 1975: *Preliminary hydrography and historic terminal changes of Columbia Glacier, Alaska*. In: *Hydrologic Investigations Atlas, Map HA-559*. U.S. Geological Survey Reston, 3 arkusze.
- Post A., Meier M. F., Mayo L. R., 1976: *Measuring the motion of the Lowell and Tweedsmuir surging glaciers of British Columbia, Canada*. Geolo-

- gical Survey Professional Paper 929 (ERTS-1, a new window on our planet) [Washington], s. 180—187.
- Powell R. D., 1981: *A model for sedimentation by tidewater glaciers*. Annals of Glaciology, Vol. 2 [Cambridge], s. 129—134.
- Powell R. D., 1983: *Glacial marine sedimentation processes and lithofacies of temperate tidewater glaciers, Glacier Bay, Alaska*. In: *Glacial-marine sedimentation*. Ed. B. F. Molnia. Plenum Press New York, s. 185—232.
- Powell R. D., 1984: *Glacimarine processes and inductive lithofacies modelling of ice shelf and tidewater glacier sediments based on Quaternary examples*. Marine Geology, Vol. 57, No. 1—4 [Amsterdam], s. 1—52.
- Pulina M., 1982: *Karst-related phenomena at the Bertil Glacier, West Spitsbergen*. W: *Kras i speleologia*. T. 4(XIII). Uniwersytet Śląski Katowice, s. 67—82.
- Pulina M., 1984a: *Glacierkarst phenomena in Spitsbergen*. Norsk geografiska Tidsskrift, Vol. 38 [Oslo], s. 163—168.
- Pulina M., 1984b: *The effect of cryochemical processes in the glaciers and the permafrost in Spitsbergen*. Polish Polar Research, Vol. 5, No. 3—4 [Warszawa], s. 137—163.
- Pulina M., Pereyma J., Kida J., Krawczyk W., 1984: *Characteristic of the polar hydrological year 1979/1980 in the basin of the Werenskiöld Glacier, SW Spitsbergen*. Polish Polar Research, Vol. 5, No. 3—4 [Warszawa], s. 165—182.
- Rasmussen L. A., Meier M. F., 1982: *Continuity equation model of the predicted drastic retreat of Columbia Glacier, Alaska*. Geological Survey Professional Paper 1258-A [Washington], 23 s.
- Raymond C. F., 1980: *Valley glaciers*. In: *Dynamics of snow and ice masses*, Ed. S. C. Colbeck. Academic Press New York, s. 79—139.
- Raymond C. F., Harrison W. D., 1986: *Winter initiation of surges (Abstract)*. In: *Hydraulic effects at the glacier bed and related phenomena*. International Worskhop 16—19 September 1985, Interlaken, Switserland (Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaciologie, Nr. 90) Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich, s. 85—86.
- Raymond C. F., Harrison W. D., Echelmeyer K. A., Kamb B., Engelhardt H., 1986a: *Surge of Variegated Glacier*. Ice, No. 80 [Cambridge], s. 17—18.
- Raymond C. F., Johansson T., Sharp M., Pfeffer T., 1986b: *Propagation of a glacier surge into stagnant ice (Abstract)*. In: *A.G.U. Chapman Conference on Fast Glacier Flow, Whistler Village, British Columbia, Canada, May 4—8*. AGU Vancouver, s. 12.
- Reddy D. V., Bobby W., Arockiasamy M., Dempster R. T., 1980: *Viscoelastic analysis of calving glaciers*. Annals of Glaciology, Vol. 1, [Cambridge], s. 37—41.
- Reeh N., 1968: *On the calving of ice from floating glaciers and ice shelves*. Journal of Glaciology, Vol. 7, No. 50 [Cambridge], s. 215—232.
- Reeh N., 1985: *Greenland ice-sheet mass balance and sea-level change*. In: *Glaciers, ice sheets and sea level: effect of a CO<sub>2</sub> — induced climatic change*. Report of a workshop held in Seattle, Washington, September 13—15, 1984. U.S. Department of Energy Washington, s. 155—171.
- Reeh N., Olesen O. B., 1986: *Velocity measurements on Daugaard-Jensen Gletscher, Scoresby Sund, East Greenland*. Annals of Glaciology, Vol. 8 [Cambridge], s. 146—150.

- Reid I. A., 1977: *Athabasca Glacier — 1973; 1:10,000*. In: *Fluctuations of Glaciers 1970—1975*. Vol. 3 Ed. F. Müller. IAHS/ICSU-UNESCO Paris, s. 253—254 + 1 mapa.
- Research in Svalbard. Norsk Polarinstitutt Oslo 1985, 80 s.
- Robin G. de Q., 1955: *Ice movement and temperature distribution in glaciers and ice sheets*. Journal of Glaciology, Vol. 2, No. 18 [Cambridge], s. 523—532.
- Robin G. de Q., 1975: *Radio-echo sounding: glaciological interpretations and applications*. Journal of Glaciology, Vol. 15, No. 73 [Cambridge], s. 49—64.
- Robin G. de Q., Weertman J., 1973: *Cyclic surging of glaciers*. Journal of Glaciology, Vol. 12, No. 64 [Cambridge], s. 3—18.
- Rodzik J., Stepko W., 1985: *Climate conditions in Hornsund (1978—1983)*. Polish Polar Research, Vol. 6, No. 4 [Warszawa], s. 561—576.
- Rowan D. E., Péwé T. L., Péwé R. H., Stuckenrath R., 1982: *Holocene glacial geology of the Svea Lowland, Spitsbergen, Svalbard*. Geografiska Annaler, Vol. 64 A, No. 1—2 [Stockholm], s. 35—51.
- Scheidegger A. E., 1974: *Geomorfologia teoretyczna*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe Warszawa, 550 s.
- Schneider H., 1977: *Kesselwandferner 1971; 1:5,000*. In: *Fluctuations of Glaciers 1970—1975*. Vol. 3. Ed. F. Müller. IAHS/ICSU-UNESCO Paris, s. 250—252 + 1 mapa.
- Schneider S., 1974: *Luftbild und Luftbildinterpretation*. Walter de Gruyter Berlin, 530 s.
- Schumacher U., 1969: *Abfluss*. In: *Die meteorologischen und hydrologischen Untersuchungen an Mittleren Lovénegletscher*. (Geodätische und Geophysikalische Veröffentlichungen, R. 2, H. 12) Berlin, s. 36—48.
- Schytt V., 1969: *Some comments on glacier surges in eastern Svalbard*. Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 6, No. 4 [Ottawa], s. 867—873.
- Sharp R. P., 1960: *Glaciers*. Oregon State System of Higher Education Oregon, 78 s.
- Sikonia W. G., 1982: *Finite element glacier dynamics model applied to Columbia Glacier, Alaska*. Geological Survey Professional Paper 1258-B [Washington], 74 s.
- Sikonia G. W., Post A., 1980: *Columbia Glacier, Alaska: recent ice loss and its relationship to seasonal terminal embayments, thinning, and glacial flow*. Hydrologic Investigations Atlas, Map HA-619. U.S. Geological Survey Reston, 3 arkusze.
- Sitek Z., 1975: *Badania nad wykorzystaniem ortofotografii do sporządzania ortofotomap w Polsce*. W: *Geodezja*. Nr 21. (Prace Komisji Górniczo-Geodezyjnej) Polska Akademia Nauk Oddział w Krakowie Kraków, s. 65—74.
- Sitek Z., 1981: *Fotogrametria z fotografią techniczną*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe Warszawa, 208 s.
- Siwecki R., Swerpel S., Urbański J., 1978: *Batymetria Zatoki Białego Niedźwiedzia*. W: *V Sympozjum Polarne*. T. 2. GTN UG, WSM Gdańsk-Gdynia, s. 124—128 + 1 mapa.
- Słownik języka polskiego. T. 1. Red. M. Szymczak. Państwowe Wydawnictwo Naukowe Warszawa, 1978.
- Słownik języka polskiego. T. 2. Red. M. Szymczak. Państwowe Wydawnictwo Naukowe Warszawa, 1979.
- Small R. J., Beecroft I. R., Stirling D. M., 1984: *Rates of deposition on lateral moraine embankments, glacier de Tsidiore Nouve, Valais, Switzerland*. Journal of Glaciology, Vol. 30, No. 106 [Cambridge], s. 275—281.

- Starkel L., 1977: O znaczeniu zjawisk o maksymalnym napięciu w przebiegu sedimentacji lądowej w czwartorzędzie. *Studia Geologica Polonica*, Vol. 52 [Warszawa], s. 381—388.
- Stirling D. M., 1982: *Measuring short term glacial fluctuations by aerial and terrestrial photogrammetry — a comparative study*. In: *Proceedings of the Symposium on Precision and Speed in Close Range Photogrammetry*. York, 13 s.
- Sugden D. E., Claperton C. M., 1981: An ice-shelf moraine, George VI Sound, Antarctica. *Annals of Glaciology*. Vol. 2 [Cambridge], s. 135—141.
- Sugden D. E., John B. S., 1976: *Glaciers and landscape. A geomorphological approach*. Edward Arnold (Publishers) Ltd. London, 376 s.
- Swerpel S., 1982: *Hydrological investigations of the coastal waters in the Hornsund Fjord in the summer of 1975*. In: *Results of Investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions*. Vol. 4 (Acta Universitatis Wratislaviensis, nr 525) Uniwersytet Wrocławski Wrocław, s. 235—246.
- Swerpel S., Węslawski J. M., 1983: *Oceanograficzne problemy wód południowego Spitsbergenu*. W: *Polskie badania polarne 1970—1982*. Uniwersytet im. M. Kopernika Toruń, s. 200—208.
- Symposium on Glacier Mapping*. Ed. H. C. Gunning. Canadian Journal of Earth Sciences, 1966, Vol. 3, No. 6 [Ottawa] (wyd. specjalne).
- Symposium on remote sensing in glaciology*. Eds. J. W. Glen and others. Journal of Glaciology, 1975, Vol. 15, No. 73 [Cambridge], 482 s.
- Szupryczyński J., 1963: Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu. *Prace Geograficzne Instytutu Geografii PAN*, nr 39 [Warszawa], 163 s.
- Szupryczyński J., 1968: Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu. *Prace Geograficzne Instytutu Geografii PAN*, nr 71 [Warszawa], 128 s.
- Świątkiewicz A., 1978: O pojęciu i definicji teledetekcji (Artykuł dyskusyjny). W: *Fotointerpretacja w geografii*. T. III(13), Uniwersytet Śląski Katowice, s. 11—17.
- Sumski P. A., 1955: *Osnovy struktural'nogo ledovedenijskogo. Petrografija presnogo l'da kak metod glaciologičeskogo issledowanija*. AN SSSR Moskva, 492 s.
- Sumski P. A., 1969: *Dinamičeskaja glaciologija*. VINITI Moskva, 172 s.
- Sumski P. A., 1974: *Mechanizm skol'żenija i relaksacionnye avtokolebanija lednikov*. *Materiaty Glaciologičeskich Issledowanij*. *Chronika obsużdenija*, vyp. 24 [Moskva], s. 59—64.
- Troickij L. S., 1963: O sovremennoj dinamike lednikov Poljarnogo Urala. V: *Glaciologičeskie issledowanija*. Nr 9: Rezul'taty issledowanij po programme MGG. AN SSSR Moskva, s. 94—102.
- Troickij L. S., 1975: *Glacial'nij morfogenez*. V: *Olednenie Špicbergena (Sval'barda)*. Nauka Moskva, s. 187—225.
- Troickij L. S., 1985: *Zaključenije. Osnovnye zakonomernosti razvitija oledenenija archipelaga*. V: *Glaciologija Špicbergena*. Red. V. M. Kotljakov. Nauka Moskva, s. 1976—1982.
- Troickij L. S., Guskov A. S., Zinger E. M., Michalev V. I., 1985: *Balans massy lednikov (analiz faktičeskich dannych)*. V: *Glaciologija Špicbergena*. Red. V. M. Kotljakov. Nauka Moskva, s. 47—53.
- Troickij L. S., Zinger E. M., Korjakin V. S., Markin W. I., Michalev V. I., 1975: *Olednenie Špicbergena (Sval'barda)*. Nauka Moskva, 276 s.
- Verstappen H. Th., 1977: *Remote sensing in geomorphology*. Elsevier Amsterdam, 214 s.



- Vinogradov V. N., 1975: *Sovremennoe oledenie rajonov aktivnogo vulkanizma*. Nauka Moskva, 103 s.
- Vinogradov O. N., 1976: *The glacier inventory of the USSR and its scientific significance*. In: *Climatology, Hydrology, Glaciology, 2. XXIII International Geographical Congress*. AS USSR Moscow, s. 379—382.
- Vinogradov O. N., Grosswald M. G., 1973: *Dviženie l'da lednikov. V: Oledenie Zemli Franca-Iosifa*. Nauka Moskva, s. 212—232.
- Vivet R., Lliboutry L., 1978: *Vitesses et intensité du vélage au front du Kongsbre, vers le 1<sup>er</sup> Août 1963*. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 14, H. 1 [Innsbruck—München], s. 27—34.
- Vivian R., 1975: *Les Glaciers des Alpes Occidentales*. Imprimerie Allier Grenoble 513 s.
- Vivian R., Bocquet G., 1973: *Subglacial cavitation phenomena under the glacier d'Argentiére, Mount Blanc, France*. Journal of Glaciology, Vol. 12, No. 66 [Cambridge], s. 439—451.
- Voigt U., 1966: *The determination of the direction of movement on glacier surface by terrestrial photogrammetry*. Journal of Glaciology, Vol. 6. No. 45 [Cambridge], s. 359—367.
- Voigt U., 1967a: *Ergebnisse der Bewegungsmessungen an Kongsvegen und Kronbre*. Geodätische und Geophysikalische Veröffentlichungen, R. 3, H. 9 [Berlin], s. 70—98.
- Voigt U., 1967b: *Ergebnisse photogrammetrischer Messungen auf dem Mittleren Lovengletscher in den Jahren 1962 und 1964/65*. Geodätische und Geophysikalische Veröffentlichungen. R. 3, H. 9 [Berlin], s. 101—106.
- Voigt U., 1979: *Zur Blockbewegung der Gletscher*. Geodätische und Geophysikalische Veröffentlichungen, R. 3, H. 44 [Berlin], 128 s.
- Wach J., 1981: *Współczesne procesy deglacjacji w strefie marginalnej lodowca Antonia (Spitsbergen)*. W: *Geographia. Studia et dissertationes*. T. 5. Red. J. Trembaczowski. Uniwersytet Śląski Katowice, s. 29—42.
- Wallen C. C., 1981: *Monitoring the world's glaciers — the present situation*. Geografiska Annaler, Vol. 63A, No. 3—4 [Stockholm], s. 197—200.
- Watts R. D., England A. W., 1976: *Radio-echo sounding of temperate glaciers: ice properties and sonder design criteria*. Journal of Glaciology, Vol. 17, No. 75 [Cambridge], s. 39—48.
- Watts R. D., Wright D. L., 1981: *Systems for measuring thickness of temperate and polar ice from the ground or from the air*. Journal of Glaciology, Vol. 27, No. 97 [Cambridge], s. 459—469.
- Watts R. D., England A. W., Vickers R. S., Meier M. F., 1975: *Radio-echo sounding on South Cascade Glacier, Washington, using a long-wavelength, mono-pulse source*. Journal of Glaciology, Vol. 15, No. 73 [Cambridge], s. 459—461.
- Weertman J., 1964: *The theory of glacier sliding*. Journal of Glaciology, Vol. 5. No. 40 [Cambridge], s. 287—303.
- Weertman J., 1972: *General theory of water flow at the base of a glacier or ice sheet*. Review of Geophysics and Space Physics, Vol. 10. No. 1 [Washington], s. 287—333.
- Weertman J., Birchfield G. E., 1983: *Basal water film, basal water pressure, and velocity of traveling waves on glaciers*. Journal of Glaciology, Vol. 29, No. 101 [Cambridge], s. 20—27.
- Welch R., 1968: *Color aerial photography applied to the study of a glacial area*. In: *Manual of color aerial photography*. American Society of Photogrammetry Falls Church, s. 400—401.

- Welch R., Howarth P. J., 1968: *Photogrammetric measurements of glacial landforms*. The Photogrammetric Record, Vol. 6, No. 31 [London], s. 75—96.
- Williams Jr. R. S., 1976: *Vatnajökull icecap, Iceland*. Geological Survey Professional Paper 929 (ERTS-1 a new window on our planet) [Washington], s. 188—193.
- Williams Jr. R. S., Bodvarsson A., Rist A. S., Saemundsson K., Thorarinsson S., 1975: *Glaciological studies in Iceland with ERTS-1 imagery*. Journal of Glaciology, Vol. 15, No. 73 [Cambridge], s. 465—466.
- Wilson A. T., 1964: *Origin of ice ages: an ice shelf theory for pleistocene glaciation*. Nature, No. 201 [London], s. 147—149.
- Wilson A. T., 1969: *The climate effects of large-scale surges of ice sheets*. Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 6, No. 4 [Ottawa], s. 811—918.
- Wolf P. R., 1974: *Elements of photogrammetry*. McGraw-Hill Book Company New York, 562 s.
- Wójcik G. 1973: *Glaciological studies on the Skeidararjökull*. Geographia Polonica, vol. 26 [Warszawa], s. 85—208.
- Wójcik G. 1976: *Zagadnienia klimatologiczne i glaciologiczne Islandii*. Uniwersytet im. M. Kopernika Toruń, 226 s.
- Young G. J., Arnold K. C., 1977: *A stereo-orthophotograph of Peyto Glacier on the Gestalt Photomapper II*. In: *Fluctuations of Glaciers 1970—1975*. Vol. 3, Ed. F. Müller. IAHS/ICSU/UNESCO Paris, s. 260—261 + 1 mapa.
- Zagorodnov V. S., Zotikov I. A., 1981: *Vnutrilednikovye kanaly*. Materiały Gljaciologiczieskich Issledovanij, vyp. 41 [Moskwa], s. 200—202.
- Zagrajski S., Zawadzki A., 1936: *Polska wyprawa na Spitsbergen 1934 — I. Prace geodezyjne i kartograficzne*. T. 16. Biblioteka Służby Geograficznej Warszawa, 100 s.
- Zalewski M. S., Kowalewski W., Rudowski S., 1984: *Rozpoznanie procesów sedymantacji glacialno-morskiej metodą CSP (sejsmoakustyka) na przykładzie fiordu Hornsundu*. W: *XI Sympozjum Polarne, Materiały*. Uniwersytet im. A. Mickiewicza Poznań, 4 s.
- Zawadzki A. R., 1938: *Die Anwendung der terrestrischen Stereophotogrammetrie zu glaziologischen Studien während der polnischen Grönlandexpedition im Jahre 1937*. Przegląd Fotogrametryczny [Warszawa].
- Zwally H. J., 1977: *Microwave emissivity and accumulation rate of polarfirn*. Journal of Glaciology, Vol. 18, No. 79 [Cambridge], s. 195—215.
- Zwally H. J., Brooks R. L., Stanley H. R., Campbell W. J., 1979: *Ice sheet elevation and changes observable by satellite radar altimetry*. Journal of Glaciology, Vol. 24, No. 89 [Cambridge], s. 491—493.
- Żyszkowski J., 1982: *Photogrammetrical surveys in the Hornsund fiord area, Spitsbergen, carried out in 1973*. In: *Results of Investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions*. Vol. 4. (Acta Universitatis Wratislaviensis, nr 525) Uniwersytet Wrocławski Wrocław, s. 289—298.

# ДИНАМИЧЕСКИЕ ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ЮЖНОМ ШПИЦБЕРГЕНЕ (В СВЕТЕ ФОТОГРАММЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ДЕШИФРОВАНИЯ АЭРОФОТОСНИМКОВ)

## Резюме

В работе представлены результаты проведенных в 1982—1983 гг. исследований методом наземной фотограмметрии и дешифрования аэрофотоснимков, выполненных в 1936, 1960 и 1961 гг. Используются также архивные топографические карты и фотограмметрические измерения.

Исследовано состояние ледников южного Шпицбергена (гл. 3), описан их морфологический тип (табл. 1) и представлены главные морфологические черты (табл. 2). Охарактеризованы гляциальные зоны ледников, термика и прохождения линии равновесия на основе аэрофотоснимков 1961 г. (рис. 16 и 17). Анализировались изменения геометрии ледников в период 1936—1961 гг. (гл. 4). Большинство из них отчетливо уменьшило свой объем (табл. 3). Кривую изменения толщины ледника вместе с высотой показывают кинематические волны льда (рис. 20—24), которые в случае Финстервальдербреен являются эффектом сёрджа (рис. 25).

Процессы движения ледников изучались на примере Вереншельдбреен, который заканчивается на материке (гл. 5), и Гансбреен, заканчивающегося в море (гл. 6). Замечена тесная связь поверхностной скорости ледников от количества талых вод, доходящих до их ложа (рис. 40, 41, 42). Это доказывает большую роль донного скольжения в движении ледников Шпицбергена. Максимальная скорость движения наблюдается в начале сезона абляции (вторая декада июля, рис. 44, 45). В случае материковых ледников преобладает деформационное движение ледника — свыше 60% средней годовой скорости. Донное скольжение затухает вблизи фронта. В случае омываемого ледника донное скольжение увеличивается в сторону фронта (у фронта Гансбреен 95% поверхностной скорости — это результат донного скольжения). В концевой части материковых ледников преобладает компрессионное движение. Векторы вертикальной составляющей движения Вереншельдбреен поднимаются вверх, а торможение скорости происходит постепенно (рис. 29). Современная динамика ледника Вереншельдбреен характерна фазе успокоения сёрджа. Движение фронтальной части ледников, оканчивающихся в море, имеет тензионный характер. Направления движения Гансбреен в вертикальной плоскости расположены параллельно поверхности и только при самом клиффе направлены вниз (рис. 46).

В настоящей работе особое внимание обращено на абляцию путем откалывания ледников, оканчивающихся в море (гл. 6). Исследован годовой цикл откалывания ледника Хансбреен (рис. 44) и связь откалывания с сейсмикой ледника. Механизм откалывания ледников Шпицбергена напоминает образование оползневых сёрджей (рис. 51). Это результат тензионного движения с участием положительных обратных сопряжений типа „эффект Якобсхавен“, ускоряющих движение (Т. Хьюс, 1986). Рассчитано подводное таяние ледникового клиффа, решающее примерно о 20% скорости откалывания.

Результаты исследований Гансбреен и Конгсверен (Фойт, 1979) на Шпицбергене, а также данные М. Ф. Мейера и др. (1980) для ледников Аляски позво-

лили сформулировать „общий закон откалывания“, где скорость откалывания зависит непосредственно от скорости движения ледника:

$$\bar{V}_c = k + f(\bar{V}_g)$$

где:  $\bar{V}_c$  — скорость откалывания,  $k$  — параметр откалывания (зависимый от климатических условий),  $f(\bar{V}_g)$  — функция скорости ледника (по предварительным результатам эта функция имеет линейный характер). Абляция путем откалывания является важным элементом баланса воды, на Шпицбергене составляет около 25% общей потери массы.

Исследовались колебания ледников на южном Шпицбергене (гл. 7). Скорость отступания ледников, оканчивающихся в море, зависит прежде всего от глубины аквена, в котором они заканчиваются. С начала нашего столетия поверхность ледников, оканчивающихся на Хорнсуэне, уменьшилась примерно на 88 км<sup>2</sup>, т.е. средняя скорость дегляциации составляет свыше 1 км<sup>2</sup>/год.

Анализ свойств поверхности ледников на аэрофотоснимках южного Шпицбергена показал, что преобладающее большинство из них относится к типу сёрдж (фот. 14—20, гл. 8). Результаты исследований динамики ледников и изменения их геометрии, а также последние работы с Аляски и Альп (Камб. 1986; Икен, Биндшадлер, 1986) пытаются объяснить механизм, освобождающий сёрдж, как наложение кинематических волн разной величины. Учтена роль изменений типа субгляциального дренажа. Представлена упрощенная модель эволюции ледников типа сёрдж, вызванной потеплением климата, т.е. уменьшением массы ледников и увеличением прилива талых вод к их ложу (рис. 63).

Рассмотрены некоторые геоморфологические последствия актуальной динамики ледников (гл. 9). Образование отчетливых форм фронтальных морен с ледяным ядром, а также напорных морен необходимо считать эффектом быстрого движения льда в активной фазе сёрджа. Сезонные осцилляции распространения фронтов ледников, оканчивающихся в море, являются причиной образования годовых валов напорных морен, что следует считать типичным для фазы успокоения сёрдж. Активная фаза в морской среде имеет вид накладывающихся и наложенных гляциально-морских отложений большой толщины.

В заключительной части работы (гл. 10) представлена оценка пригодности фотометодов в гляциологии, а также проведено сравнение интенсивности гляциальных процессов на южном Шпицбергене с динамикой других ледников Арктики и Субарктики.

## DYNAMIC GLACIAL PROCESSES IN SOUTH SPITSBERGEN (IN THE LIGHT OF PHOTOINTERPRETATION AND PHOTOGRAMMETRIC RESEARCH)

### Summary

This monograph presents results of research carried out using terrestrial photogrammetry over the period 1982—1985 and photointerpretation of aerial pictures taken in 1936, 1960 and 1961. Archival topographic maps and photogrammetric surveys have also been used.

The state of the glaciers in South Spitsbergen has been examined (chapter 3). The analysis includes morphological type (tab. 1) and morphometric features (tab. 2). Based upon aerial photos taken in 1961 (fig. 7) the glacial zones, thermal regime

and the equilibrium line (fig. 16 and 17) have been analysed. Most of the glaciers have distinctly reduced volume over the period 1936—1961 (chapter 4, tab. 3). The diagram of changes in glacier thickness with the altitude shows the existence of kinematic waves (fig. 20—24), which in the case of Finsterwalderbreen, are the result of a surge.

Werenskioldbreen, which terminates on land (chapter 5), and a grounded tidewater glacier Hansbreen (chapter 6) have been taken as examples to investigate glacier movement. A close relation between surface velocity and the amount of melt water flowing to the glacier bed (fig. 40—42) is observed. It supports the important role of basal slip for the glaciers of Spitsbergen. Maximum flow velocity is observed in mid-July, the first part of the ablation season (fig. 44 and 45). For land-terminated glaciers internal deformation is the dominant flow mechanism, accounting for more than 60% of the mean annual flow. Basal sliding decreases near the front. In the case of tidewater glaciers, basal sliding increases toward the front (at the terminus of Hansbreen 95% of surface velocity results from basal slip). Compressional flow dominates in the frontal part of glaciers terminated on land. Near the front of Werenskioldbreen, velocity vectors are emergent and velocity decreases gradually toward to the terminus. Current dynamics of Werenskioldbreen resemble the quiescent phase of a surging glacier. Movement of the frontal part of tidewater glaciers is tensional. Directions of Hansbreen flow vectors projected on a vertical plane are parallel to the surface and only close to the terminal cliff do they dip seaward.

In this work special attention is paid to ablation by calving of tidewater glaciers (chapter 6). An annual cycle of Hansbreen calving activity and the relations between calving and glacier seismicity have been examined. The mechanism of calving of the Spitsbergen grounded tidewater glaciers resembles landslide slumps. Calving results from tensional movement with positive feedback such as the „Jakobshavn effect“ (Hughes, 1986) accelerating the movement. Underwater melting has also been calculated; it is responsible for about 20% of calving speed.

Data from Hansbreen (Jania, 1982, 1986, 1987b), Kongsvegen (Voigt, 1979), Alaska tidewater glaciers (Brown and others, 1982, table 1) make it possible to formulate a „general calving law“:

$$\bar{V}_c = k + f(\bar{V}_g)$$

where calving speed  $\bar{V}_c$  is a function of glacier velocity  $\bar{V}_g$ ; a calving coefficient  $k$  depends on climatic conditions. Preliminary results suggest that the function  $f(\bar{V}_g)$  is linear.

For tidewater glaciers on Spitsbergen, calving typically accounts for 25% of the mass loss.

Fluctuations of the fronts of the South Spitsbergen glaciers have also been investigated (chapter 7). Recession rates of tidewater glaciers depend mainly on the sea depth at the glacier terminus. Since the beginning of this century the surface of the Hornsund tidewater glaciers has decreased by 88 km<sup>2</sup>, yielding a mean deglaciation rate exceeding 1 km<sup>2</sup> per year.

Analysis of surface features of the glaciers of South Spitsbergen proves that most of them are of surge type (chapter 8, phot. 14—20). Observations of the dynamics and geometry changes of Spitsbergen glaciers together with recent results from Alaska (Kamb and others, 1986) and the Alps (Iken and Bindenschadler, 1986) suggest that the superposition of kinematic waves at different scales can trigger a surge. The importance of changes in the subglacial drainage structure has been taken into account. A simplified model of surge-type glacier evolution caused by

climate warming (decreasing glacier volume and increasing melt water flow to the bed) is also presented (fig. 63).

Some geomorphological consequences of the dynamics of contemporary glaciers have been considered (chapter 9). Formation of ice-cored frontal moraines and push moraines must be treated as an effect of rapid glacier movement typical of the active phase of surging. Seasonal oscillations of the terminal position of tidewater glaciers cause annual push moraine ridges that are a typical feature formed during the quiescent phase of surging. For the marine environment, the active phase is associated with superimposed push glacial-marine deposits of great thickness.

In the final part of this monograph the usefulness of photo-methods in glaciology is evaluated. Lastly, the intensity of glacial processes in South Spitsbergen is compared with that in other Arctic and Subarctic areas.



Projekt okładki

GERARD LABUS

Redaktor

JOLANTA WIETESKA

Redaktor techniczny

HALINA KRAMARZ

Korektor

BARBARA KUŹNIAROWSKA

Copyright © 1988

by Uniwersytet Śląski

Wszelkie prawa zastrzeżone

Wydawca

Uniwersytet Śląski

ul. Bankowa 14, 40-007 Katowice

Wydanie I. Nakład: 220 +38 egz. Ark. druk.  
16,23 5 wklejek. Ark. wyd. 25,5. Oddano do  
drukarni w listopadzie 1987 r. Skład rozpoczęto  
w marcu 1988 r. Podpisano do druku i druk  
ukończono w czerwcu 1988 r. Papier druk kl.  
114 80 g 70 × 100.  
Zam. 1148/87

Cena zł 765.--

ISSN 0208-6336

ISBN 83-226-0200-6

Drukarnia Uniwersytetu Śląskiego

ul. 3 Maja 12, 40-096 Katowice





nr. inv.: BG N - 295



BG N 295/955