

INSTYTUT GEOGRAFII  
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 39

JAN SZUPRYCZYŃSKI

RZEŻBA STREFY MARGINALNEJ  
I TYPY DEGLACJACJI LODOWCÓW  
POŁUDNIOWEGO SPITSBERGENU

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE  
WARSZAWA 1963



INSTYTUT GEOGRAFII  
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

\*

PRACE GEOGRAFICZNE NR 39

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 39

ЯН ШУПРИЧИНЬСКИ

РЕЛЬЕФ МАРГИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ  
И ТИПЫ ДЕГЛЯЦИАЦИИ ЛЕДНИКОВ  
ЮЖНОГО ШПИЦБЕРГЕНА

\*

GEOGRAPHICAL STUDIES

NO 39

JAN SZUPRYCZYŃSKI

RELIEF OF MARGINAL ZONE OF GLACIERS  
AND TYPES OF DEGLACIATION OF SOUTHERN  
SPITSBERGEN GLACIERS

INSTYTUT GEOGRAFII  
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 39

JAN SZUPRYCZYŃSKI

RZEŻBA STREFY MARGINALNEJ  
I TYPY DEGLACJACJI LODOWCÓW  
POŁUDNIOWEGO SPITSBERGENU

*Panu Prof. Dr. Stanisławowi Leszczyńskiemu  
z wyrazami głębokiego szacunku  
autor*

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE  
WARSZAWA 1963

## Komitet redakcyjny

Przewodniczący: S. LESZCZYCKI

Członkowie: K. DZIEWOŃSKI, R. GALON, M. KLIMASZEWSKI, J. KONDRACKI,  
J. KOSTROWICKI, M. KIELCZEWSKA-ZALESKA, M. CHILCZUK

Sekretarz: J. WŁODEK-SANOJCA

## Rada redakcyjna

J. BARBAG, J. CZYZEWSKI, J. DYLIK, K. DZIEWOŃSKI, R. GALON, M. KLIMASZEWSKI,  
J. KONDRACKI, J. KOSTROWICKI, S. LESZCZYCKI, A. MALICKI, B. OLSZEWICZ,  
J. WĄSOWICZ, M. KIELCZEWSKA-ZALESKA, A. ZIERHOFFER

## Redaktor tomu

R. GALON

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE  
WARSZAWA 1963

---

Nakład 850 + 150 egz. Ark. wyd. 11,75. Ark. druk. 10,25. Papier ilustr. III kl., 80 g, 70 × 100 cm.  
Skład rozpoczęto 1.VIII.1962 r. Druk ukończono w kwietniu 1963 r. Zam. 1256/62. Cena zł 35,—

---

Drukarnia im. Rewolucji Październikowej. H-87.

## TREŚĆ

Wstęp		7
I. Stan badań nad procesami i formami strefy marginalnej (czołowej) lodowców na Archipelagu Svalbard . . . . .		11
II. Ilość zlodowaceń na obszarze Spitsbergenu . . . . .		15
III. Rzeźba strefy marginalnej lodowca Gås . . . . .		20
Położenie i opis lodowca . . . . .		20
Wały i pagóry lodowo-morenowe . . . . .		28
Moreny boczne . . . . .		46
Terasa kemowa. Sandr marginalny . . . . .		48
Jezioro zaporowe Gås . . . . .		53
Sandr ekstramarginalny Gåshamnöyra . . . . .		54
IV. Rzeźba strefy marginalnej lodowca Werenskiolda . . . . .		56
Położenie lodowca . . . . .		56
Wały i pagóry lodowo-morenowe . . . . .		58
Moreny boczne . . . . .		65
Morena środkowa . . . . .		68
Strefa moreny ablacyjnej i sandrów marginalnych . . . . .		70
Ozy . . . . .		79
Sandry ekstramarginalne . . . . .		92
V. Rzeźba strefy marginalnej lodowca Tone . . . . .		94
Położenie lodowca . . . . .		94
Spiętrzona morena czołowa, moreny akumulacyjne i moreny boczne . . . . .		101
VI. Rzeźba strefy marginalnej lodowca Nann . . . . .		103
Położenie lodowca . . . . .		103
Wały lodowo-morenowe . . . . .		103
Strefa moreny ablacyjnej i form szczelinowych . . . . .		108
Strefa ekstramarginalna . . . . .		115
VII. Rzeźba strefy marginalnej lodowca Torella . . . . .		117
VIII. Charakterystyka strefy marginalnej lodowca Brattegg . . . . .		124
IX. „Stare wały” moreny czołowej i bocznej . . . . .		128
X. Typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu . . . . .		131
Uwagi końcowe . . . . .		135
Literatura . . . . .		139
Резюме . . . . .		144
Summary . . . . .		154



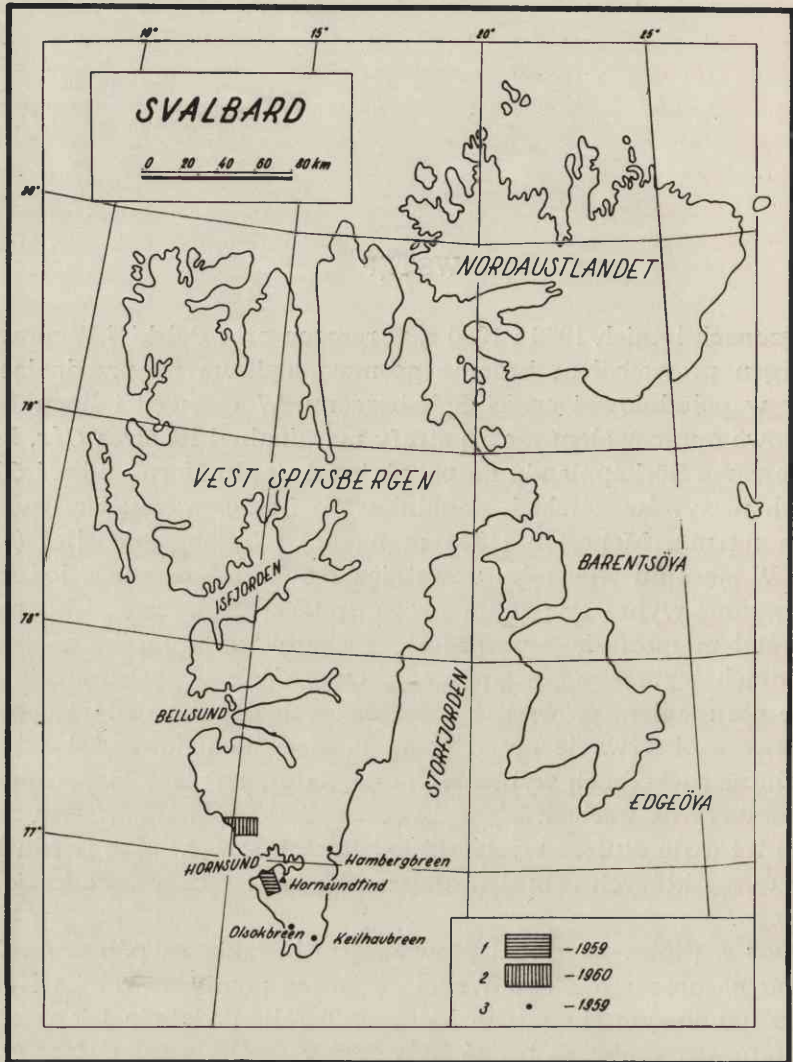


## WSTĘP

W sezonach letnich 1959 i 1960 r. w ramach prac Polskiej Wyprawy na Spitsbergen prowadziłem badania geomorfologiczne na przedpolach lodowców w południowej części Spitsbergenu. W czerwcu i lipcu 1959 r. szczegółowo opracowałem rzeźbę strefy marginalnej lodowca Gås, leżącego na obszarze Sörkapplandu na południe od fiordu Hornsund wśród najwyższych masywów górskich południowego Spitsbergenu: Hornsundtind (1431 m n.p.m.), Mehesten (1354 m n.p.m.) i Tsjebysjovfjellet (920 m n.p.m.). W sierpniu tego roku uczestniczyłem w rekonesansie łodzią motorową wzdłuż wybrzeży południowego Spitsbergenu, tzw. Sörkapplandu, przeto miałem możliwość zapoznać się z charakterem rzeźby zachodnich i wschodnich wybrzeży Sörkapplandu. Oczywiście w tego rodzaju rekonesansie nie mogłem prowadzić szczegółowych badań a jedynie poczynić porównawcze obserwacje na północnym skrzydle lodowca Olsok i jego przedpolu na zachodnich wybrzeżach oraz na przedpolach lodowców Keilhau i Hamberg na wschodnich wybrzeżach Sörkapplandu. W tym sezonie odbyłem też dwie dłuższe wycieczki łodzią motorową w głąb fiordu Hornsund w czasie których zebrałem dalsze obserwacje dotyczące krajobrazu glacialnego.

W 1960 r. (lipiec-wrzesień) prowadziłem badania na północ od fiordu Hornsund na obszarze Ziemi Wedel Jarlsberg pomiędzy zatoką Nottingham a południowym skrzydłem lodowca Torell. Podobnie jak w sezonie poprzednim, przedmiotem badań były formy rzeźby występujące w strefie przed czołem lodowca. Szczegółowe badania prowadziłem na przedpolach lodowców: Werenskiolda, Nann, Torell i szeregu mniejszych, a między innymi: Brattegg, Tone i Werner (ryc. 1).

Podstawową metodą pracy terenowej było kartowanie geomorfologiczne [51]. Kartowałem na podkładach topograficznych w różnych skalach. W przypadku obszaru przedpola lodowca Gås kartowałem na podkładzie topograficznym mapy w skali 1 : 25 000 opracowanej przez W. Pillewizera [97] w czasie niemieckiej ekspedycji spitsbergeńskiej w 1938 r. Na przedpolu lodowca Werenskiold jako podkład do kartowania posłużyła mapa w skali 1 : 5 000 opracowana metodą fotogrametrii przez uczestnika polskich wypraw na Spitsbergen w latach 1957—1959 C. Liperta [58, 98]. Jest to najbardziej szczegółowa mapa topograficzna z obszaru



Ryc. 1. Schematyczna mapka archipelagu Svalbard z zaznaczonymi obszarami, na których przeprowadzono badania form występujących w strefie marginalnej lodowców

Spitsbergenu i chyba też z obszaru całej strefy określonej mianem Arktyki. Na pozostałym obszarze objętym badaniami jako podkład kartograficzny posłużyła norweska mapa topograficzna w skali 1 : 100 000 wydana przez Norweski Instytut Polarny, na podstawie norweskich materiałów fotogrametrycznych z 1936 r. w oparciu o sieć norweskiej triangulacji naziemnej z lat 1918—1923 [94, 95, 96]. Z mapy tej dla wybranych obszarów powiększono fotograficznie pewne wycinki do skali 1 : 25 000 i 1 : 50 000.

Wypada jednak podkreślić, że przedmiotem kartowania geomorfolo-

gicznego nie były wszystkie formy występujące na danym obszarze, a tylko pewien określony zespół form. W trakcie kartowania zwróciłem uwagę głównie na formy związane z bezpośrednią akumulacją lodowca oraz z akumulacją wód roztopowych spływających z lodowca. Drugorzędnie zaś potraktowałem kartowanie form związanych z erozyjną i akumulacyjną działalnością morza i związane z tym zagadnienie izostatycznych ruchów lądu. Niemniej jednak należy zwrócić uwagę na ściśle powiązanie tych form na obszarze Spitsbergenu. Przy studiach geomorfologicznych specjalnych poświęconych tylko określonemu zespołowi form, np. form glacialnych, nie można pomijać zespołów form związanych z działalnością morza ani form peryglacialnych. Właściwe określenie związku istniejącego pomiędzy tymi formami pozwala na właściwe ustalenie chronologii wydarzeń geologicznych na obszarze Spitsbergenu.

Podjąłem również próbę zastosowania metody strukturalnej [21, 22, 36, 46, 62] w obszarze świeżej rzeźby glacialnej. Zdawałem sobie sprawę, że w obszarze o świeżej i młodej rzeźbie dla określenia genezy form wystarczy zastosowanie kryterium geomorfologicznego. Zastosowanie metody strukturalnej pozwoliło jednakże na głębsze wniknięcie w budowę wewnętrzną poszczególnych form i uwypukliło zależność rzeźby od procesów sedimentacyjnych kształtujących formę. Badania typowych form z obszaru świeżej rzeźby glacialnej pozwoliło również na częściowe sprawdzenie, czy klucz ustalony dla oceny genezy form opracowany na podstawie badań strukturalnych form zlodowacenia plejstoceniowego [21, 46] jest w pełni słuszny i może być powszechnie stosowany.

W trakcie opracowania terenowego form glacialnych (moren, ozów, kemów) zwróciłem szczególną uwagę na przeobrażenia ich przez procesy peryglacialne. Starałem się ustalić, w jakim stopniu procesy peryglacialne wpływają na przeobrażenie pierwotnej struktury wewnętrznej i rzeźby form.

Najbardziej szczegółowe badania przeprowadziłem na przedpolu lodowców Gås i Werenskiold. O wyborze tych obszarów zdecydowały następujące motywy: 1) dysponowałem najdokładniejszym materiałem kartograficznym tych obszarów, 2) obszary te zostały szczegółowo opracowane pod względem geologicznym, 3) na wymienionych lodowcach przeprowadzono bardzo szczegółowe badania glacialologiczne. Na lodowcu Gås badania glacialologiczne w 1938 r. prowadziła niemiecka ekspedycja kierowana przez H. Riechego [69, 71]; na lodowcu Werenskiold w latach 1957—1960 grupa glacialologiczna Polskiej Wyprawy Spitsbergeńskiej kierowana przez A. Kosibę [55, 56]. Jak wykazał H. W. Ahlmann [1, 2] od reżimu glacialologicznego uzależniona jest dynamika ruchu lodowca, od tego zaś zależy rzeźba w strefie marginalnej lodowca. Znając wyniki badań glacialologicznych, szczególnie wyniki badań wieloletnich, można znacznie pewniej określić, w jakich warunkach deglacjacji powstały poszczególne formy na przedpolu lodowca.

Terenowe prace badawcze prowadziłem w oparciu o obozy zakładane w opuszczonych chatkach traperskich z XIX w. lub obozy namiotowe. Rozmieszczenie obozów podają mapy I i II. W terenie pracowałem samodzielnie. Jedynie w kilku wypadkach, kiedy prowadziłem badania w terenie górskim w partiach bardziej eksponowanych lub w niebezpiecznych wycinkach lodowców, prosiłem kogoś z kolegów o asekurację. W sezonie badawczym 1960 r. z uwagi na szczupły skład osobowy wyprawy towarzystwo kolegów nawet w takich wypadkach było wykluczone.

W sezonie letnim 1959 r. trasy przejść pieszych autora wynosiły 395 km, w 1960 r. 520 km. Często były to trasy o dość dużych wysokościach względnych — dochodzących do 900 m. Przemarsz po stosunkowo równej, ale podmokłej tundrze zwykle z ciężkim plecakiem wymaga niejednokrotnie więcej wysiłku aniżeli podejście w obszarze górskim. W czasie prac badawczych korzystałem również z przejazdów łodzią motorową. W obu sezonach łącznie przejechałem łodzią ok. 420 km. Na krótkich trasach przy transporcie sprzętu i bagażu korzystałem z przejazdów samochodu terenowego, którego zasięg z uwagi na ciężkie warunki terenowe był bardzo ograniczony (baza Wyprawy nad fiordem Hornsund — podbaza na Kvarsittleta — trasa ok. 18 km).

\*

Praca niniejsza została wykonana pod kierunkiem prof. dr R. Galona, któremu składam serdeczne podziękowanie za poparcie mojego udziału w wyprawie na Spitsbergen. Wdzięczny jestem również za wiele życzliwości i cennych rad zarówno przed wyjazdem na Północ, jak i w trakcie pisania pracy.

Składam również serdeczne podziękowanie kierownikowi polskich wypraw na Spitsbergen doc. dr S. Siedleckiemu za wprowadzenie w metodykę badań polarnych, a szczególnie za umożliwienie mi wzięcia udziału w małym rekonesansie w 1959 r. wzdłuż wybrzeży południowego Spitsbergenu.

Dziękuję również tym Kolegom z wyprawy, którzy służyli mi przyjacielską pomocą w części prac badawczych, a szczególnie najbliższym współtowarzyszom w wyprawie 1959 r. petrografowi mgr W. Smulikowskiemu i zoologowi mgr S. Suszczewskiemu.

Gorące podziękowanie składam mojej Żonie za pomoc przy porządkowaniu zebranych materiałów i wiele życzliwych uwag w trakcie redagowania pracy.

Czystorysy map i rysunków przeważnie wykonał mgr Z. Krzysztowicz, któremu winien jestem również wiele wdzięczności.

Dziękuję również serdecznie za wnikliwe przestudiowanie pracy, możliwość przedyskutowania wielu zagadnień i wiele cennych uwag prof. dr M. Klimaszewskiemu i prof. dr A. Jahnowi.

## I. STAN BADAŃ NAD PROCESAMI I FORMAMI STREFY MARGINALNEJ (CZOŁOWEJ) LODOWCÓW NA ARCHIPELAGU SVALBARD

Eksploatacja naukowa Spitsbergenu rozpoczęła się z początkiem XVIII stulecia. Archipelag Svalbard, a z nim i Spitsbergen, należy do najbardziej zbadanych krain polarnych. Dla obszaru Archipelagu Svalbard w 80% istnieją mapy topograficzne, co w dużym stopniu ułatwia wszelką działalność naukową na tym obszarze [72, 83, 93].

Mimo że Svalbard jest jednym z najlepiej zbadanych regionów arktycznych, stosunkowo niewiele prac poświęcono wyłącznie procesom i formom rzeźby występującym w strefie przed czołem lodowców.

E. J. Garwood i J. W. Gregory [29] w 1898 r. dają pierwszy szerszy opis form i procesów glacialnych obszarów nad Isfjorden. Ciekawe są ich informacje o utworach moreny dennej na przedpolu lodowca Ivory oraz obserwacje dotyczące rzeźby na przedpolu lodowców Booming i Ivory.

W północno-wschodniej części Isfjorden między Tempelfjellet a Billefjorden prowadziła badania w 1919 i 1920 r. ekspedycja uniwersytetu w Oxford pod kierunkiem W. S. Bruce'a [13, 88]. J. Mathieson [13] przy współpracy G. M. Covana i A. F. Campbella opracował mapę topograficzną w skali 1 : 100 000, na której, między innymi, zaznaczono formy akumulacji lodowcowej. Brak jednak szczegółowych opisów form lodowcowych w sprawozdaniach z tej ekspedycji [13, 88].

Poważny wkład w poznanie form marginalnych lodowców spitsbergeńskich wnieśli K. Gripp i jego współpracownicy [30—33]. K. Gripp na obszarze Spitsbergenu prowadził badania w latach 1925 i 1927. W 1925 r. wraz z E. M. Todtmann [30] opracował formy występujące na przedpolu lodowca Green-Bay, położonego w południowo-zachodniej części Isfjorden (ryc. 1). W dwa lata później K. Gripp prowadził badania na szerszą skalę, zbierając obserwacje dotyczące dwudziestu jeden lodowców. Piętnaście z nich leży w zachodniej części Spitsbergenu, pięć zaś na jego wschodnich wybrzeżach, jeden na Wyspie Barentsa. W zachodniej części Spitsbergenu K. Gripp koncentruje swoje badania nad Isfjorden, Van Mijenfjorden i Van Keulenfjorden. Na wybrzeżach zaś wschodnich prowa-

dził on badania na wybranych obszarach od zatoki Agardh po zatokę Wieche, które stanowią część Storfjorden (ryc. 1). Przedmiotem jego studiów były głównie morena czołowa i denna. Największą zasługą K. Grippa jest udokumentowanie powszechności występowania na Spitsbergenie moreny czołowej spiętrzanej. Warto przy okazji podkreślić, że morenę spiętrzoną na obszarze Arktyki po raz pierwszy rozpoznał w 1921 r. w czasie prac norweskiej ekspedycji na Nowej Ziemi O. T. Grönlie [16, 21, 26, 30, 32, 33]. Zasługą K. Grippa, który jako drugi z badaczy opisał tego rodzaju moreny z obszaru Arktyki, jest świetne udokumentowanie struktury wewnętrznej moreny spiętrzanej i zwrócenie uwagi na mechanizm jej powstania. Interesujące są również obserwacje K. Grippa dotyczące genezy moreny dennej i martwych lodów w krajobrazie glacialnym. O wartości prac K. Grippa świadczy fakt cytowania jego licznych wyników w szeregu prac syntetycznych i podręcznikach geomorfologii [16, 21, 26, 50, 52, 67, 73, 87, 92].

Nawiązaniem niejako do prac K. Grippa są badania M. Klimaszewskiego [52] na Spitsbergenie, który wraz z B. Halickim, S. Bernadzikiewiczem i L. Sawickim [77] prowadził badania w 1938 r. Badania objęły obszar rozciągający się wzdłuż zachodnich wybrzeży Spitsbergenu od Kongsfjorden po zatokę Eidem ( $78^{\circ}58'$ — $78^{\circ}20'$ ). Przedmiotem studiów M. Klimaszewskiego [52] obok form glacialnych występujących w strefie marginalnej lodowców są procesy i formy peryglacialne. Badania M. Klimaszewskiego w kierunku południowym sięgały do lodowca Eidem, do którego K. Gripp dotarł najdalej na północ. M. Klimaszewski przeprowadził obserwacje na przedpolu siedemnastu większych lodowców i szeregu mniejszych. Na badanym przez siebie obszarze stwierdził on również powszechność występowania moren spiętrzonych. Ciekawe są także obserwacje dotyczące moren czołowych akumulacyjnych, genezy moreny ablacyjnej i najcenniejsze chyba jego uwagi o typach deglacjacji. Na badanym przez siebie obszarze M. Klimaszewski obok form glacialnych, moren i sandrów, stwierdza występowanie form ozów, kemów i teras kemowych.

W istniejącym stanie badań brak szerszego opracowania form marginalnych na obszarze na południe od Van Keulenfjorden, tj. z obszaru Ziemi Torella (Torell Land), Ziemi Wedel Jarlsberg (Wedel Jarlsberg Land) i Ziemi Południowego Przylądka (Sörkapp Land). Obszar ten ma natomiast szereg opracowań geologicznych i geomorfologicznych o innym wachlarzu problematyki [4, 8, 18, 20, 27, 34, 39, 42, 44, 45, 47, 49, 55, 56, 58, 59, 69, 73, 75, 84, 90].

W czasie wyprawy polskiej na Spitsbergen w 1934 r. S. Z. Różycki [72, 75] opracował szczegółową mapę geologiczną w skali 1 : 50 000 dla obszaru północno-zachodniej części Ziemi Torella między lodowcami Nathorst i Recherch w oparciu o mapę topograficzną dla tego regionu opracowaną przez S. Zagrajskiego i A. Zawadzkiego [93]. Na ma-

pie tej obok starszych utworów geologicznych wydziela utwory czwartorzędowe: piaski i żwiry teras morskich, piaski i żwiry sandrowe oraz moreny czołowe, środkowe i boczne. Rozpracowuje on przede wszystkim starsze formacje geologiczne i poza kartograficznym przedstawieniem moren w swoim studium [75] form tych nie opisuje. Niezależnie od kartowania geologicznego zbiera ciekawy materiał dotyczący procesów i form peryglacialnych [73].

Na przedpolu lodowca Pencka na południowym wybrzeżu Van Keulen-fjorden Z. Michalska [64] w 1958 r. przeprowadza badania rzeźby strefy marginalnej. Przedpola tego lodowca badał w 1927 r. K. Gripp. Praca Z. Michalskiej jest szczegółowym poszerzeniem jego obserwacji.

Na obszarze Wedel Jarlsberg i Ziemi Południowego Przylądka (Sörkapp Land) pracuje w latach 1957—1960 Polska Wyprawa pod kierunkiem S. Siedleckiego zorganizowana w ramach III Międzynarodowego Roku Geofizycznego. W trakcie tej wyprawy geolodzy i geografowie skoncentrowali swoje prace, obok kartowania geologicznego, głównie na studiach teras morskich i zagadnieniu izostatycznego ruchu lądu oraz na badaniu procesów i form peryglacialnych. Prace nad terasami na tym obszarze prowadzili A. J a h n [39, 40, 41] i K. B i r k e n m a j e r [5, 6, 8]. Znaczenie tych prac jest szczególnie doniosłe. Na podstawie bowiem stosunku teras morskich do moren czołowych ustala się na tym obszarze chronologię wydarzeń geologicznych w czwartorzędzie. Bardzo licznie reprezentowane są studia peryglacialne dotyczące tego obszaru [18—20, 27, 42, 44, 45, 49, 84], częściowo obejmujące również obserwacje procesów i form peryglacialnych rozwijających się na formach akumulacji lodowcowej. Ponadto K. Birkenmajer [6] opracował przeglądową mapę osadów czwartorzędowych występujących nad fiordem Hornsund. Na mapie tej wyróżniono dwie generacje moren czołowych i bocznych, tj. plejstoceńskich i holoceni (Recent). K. Birkenmajer oprócz moren wyróżnia na wspomnianej mapie sandry i równiny aluwialne. Jest to pierwsza przeglądowa mapa form akumulacji lodowcowej z obszaru południowego Spitsbergenu.

Z opracowań dotyczących obszaru nad fiordem Hornsund należy jeszcze wspomnieć o ciekawej pozycji A. Heintza [43], który w 1949 r. zbadał wyniesioną morenę denną na półwyspie Treskel leżącym na przedpolu lodowca Horn. Wśród osadów morenowych pokrywających półwysp Treskel zebrał on bogatą faunę morską. W żadnym innym miejscu na Spitsbergenie nie odkryto na podniesionych terasach osadów skorup fauny morskiej *in situ* powyżej 65—70 m n.p.m. Wobec tego na półwyspie Treskel zdaniem A. Heintza mamy do czynienia z osadami morenowymi przeniesionymi przez lodowiec Horn z dna zatoki Treskel albo z innego miejsca położonego dalej na wschód. Poglądy A. Heintza podziela również K. Birkenmajer [6], który badał ten obszar w 1957 r.

Na obszarze leżącym na południe od fiordu Hornsund S. J e w t u-

ch ow i c z [47] w 1959 r. przeprowadził badania strukturalne form akumulacji fluwioglacjalnej sandrów, kemów, i ozów. Zbadał on pod tym względem sandr lodowca Gås oraz przedpole lodowca Bunge.

Wschodnie wybrzeża Sörkapp Landu odwiedziła w latach 1919 i 1920 ekspedycja szkocka [13, 88]. W opisach naukowych tych ekspedycji znaleźć można jedynie skąpe wiadomości dotyczące form strefy marginalnej.

Wśród wysp archipelagu Svalbardu stosunkowo najmniej poznane zostały Wyspy Barents i Edge. Wyspy te do 1949 r. nie miały wcale pokrycia map topograficznych. Obszar ten jest stosunkowo trudno dostępny, a brak podkładów topograficznych nie sprzyjał szczegółowym badaniom. O formach strefy marginalnej tego obszaru istnieją dotąd skąpe wiadomości. Pierwsze wzmianki z Wyspy Barentsa o formach strefy marginalnej lodowców pochodzą z 1870 r., kiedy to M. T. von Heuglin [32] dał opis moren lodowca Duckwitz. W 1919 roku obserwacje z przedpola lodowca Duckwitz zebrał G. W. Tyrrel [32, 88]. W 1927 r. K. Gripp znalazł spiętrzone moreny boczne na przedpolu tego lodowca.

W latach 1959 i 1960 na wyspach Barentsa i Edge przeprowadziła badania niemiecka ekspedycja pod kierunkiem J. Büdela [14, 15, 91], w skład której wchodziło czterech badaczy. Głównym celem ekspedycji było badanie form i procesów peryglacjalnych. Przy okazji opracowania szczegółowej mapy topograficznej w skali 1 : 100 000 zebrano sporo ciekawego materiału dotyczącego form glacialnych. J. Büdel [14] opracował przeglądową mapę geomorfologiczną Wyspy Barentsa i północnej części Wyspy Edge, na której zaznacza rozmieszczenie moren zlodowacenia holocenińskiego. Interesujące są jego obserwacje dotyczące rysów lodowcowych na skałach bazaltowych obszaru Talavera w południowej części Wyspy Barentsa, które wiąże ze zlodowaceniem plejstocenijskim (Würm).

Najbardziej zbliżony charakter do plejstocenijskiego zlodowacenia kontynentalnego wśród wysp archipelagu Svalbard ma Ziemia Północno-Wschodnia (Nordaustlandet), ponieważ prawie cały wschodni obszar wyspy pokrywa rozległa czapa lodowa. Wyspa ta była często odwiedzana przez ekspedycje glaciologiczne [1]. Szczegółowy opis stosunków geologicznych i glaciologicznych obszaru Ziemi Północno-Wschodniej dał w 1929 r. K. S. Sandford [76], który prowadził na tym obszarze badania w ramach ekspedycji arktycznej Uniwersytetu Oxford w 1924 r. W opisie jego znaleźć można, między innymi, skromne co prawda, ale interesujące dane dotyczące świeżego krajobrazu morenowego na przedpolu lodowca Eton oraz wzmiankę o formach kernów na obszarze położonym na północ od Wahlenbergfjorden.



## II. ILOŚĆ ZLADOWACEŃ NA OBSZARZE SPITSBERGENU

Przed przystąpieniem do analizy rzeźby strefy marginalnej należy ustalić chronologię zdarzeń ostatniego okresu geologicznego, tj. czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu. Większość badaczy przyjmuje dla obszaru Spitsbergenu dwa okresy zlodowaceń [6, 7, 14, 23, 24, 52]. W związku z tym K. Birkenmajer [6] wydziela dwie generacje moren:

1. Moreny plejstoceniowe, które znaczą maksymalny zasięg zlodowacenia würmskiego,
2. Moreny holoceniowe, które zaznaczają maksymalny zasięg współczesnego zlodowacenia.

W czasie zlodowacenia plejstoceniowego zwarta masa lodu pokrywała obszar całego Spitsbergenu, a w wielu przypadkach „półka lodowa” wykraczała poza obecną linię brzegową. Zlodowacenie to na obszarze Spitsbergenu skończyło się, jak wykazali liczni badacze, ok. 10 tys. lat przed naszą erą [6, 10, 23, 24]. Uderza synchronizacja czasu trwania zlodowacenia Würm na Spitsbergenie ze zlodowaceniem w innych rejonach Arktyki, Ameryki Północnej i Europy [16, 50, 92]. Pokrywa lodowa na Spitsbergenie skurczyła się i lodowce utrzymały się prawdopodobnie tylko na najwyższych partiach płaskowyżu spitsbergeńskiego. Przypuszcza się nawet, że na początku postglacjalu lodowce w ogóle zniknęły na całym Spitsbergenie. Problem granicy recesji zlodowacenia Würm dotychczas nie został rozwiązany. Stwierdzono jednak z całą pewnością, że zasięg lodowców pod koniec okresu Würm był znacznie mniejszy niż obecnie [6, 10, 23, 24, 40, 41]. Trudno również ustalić obecnie ewentualny podział plejstocenu na obszarze Spitsbergenu. Przy okazji omawiania tego problemu trzeba jednak wskazać pracę J. Büdela [15].

J. Büdel [15] na podstawie analizy przebiegu rys lodowcowych zaobserwowanych na skałach bazaltowych Wyspy Barentsa wyróżnia trzy fazy rozwoju zlodowacenia w okresie pełnego i późnego Würmu. Na załączonych do pracy schematycznych mapkach przedstawia rozwój i zasięg poszczególnych faz. Dla najstarszej fazy, tzw. pełnego zlodowacenia würmskiego, przyjmuje dwie możliwości rozwoju i zasięgu lodu:

1. Centrum zlodowacenia znajdowało się na wschód od archipelagu Svalbard i stamtąd lód spływał promieniście na wyspy.

2. Centrum zlodowacenia obejmowało obszary między Isjorden a Bellsundem na zachodnich wybrzeżach Spitsbergenu i stamtąd lód promieniście spływał na wschód pokrywając wyspy całego archipelagu.

Według J. Büdela w okresie późnego Würmu istniało kilka oddzielnych centrów zlodowaceń, z których lód spływał promieniście na zewnątrz. Centra takie J. Büdel umieszcza na obszarze na wschód od Isfjorden, na Wyspie Barentsa, Ziemi Północno-Wschodniej (Nordaustlandet) oraz na obszarze południowego Spitsbergenu na Ziemi Torella. Natomiast w najmłodszym okresie Würmu widzi on już znacznie więcej ośrodków zlodowaceń na Svalbardzie. Na obszarze Spitsbergenu wyróżnia ich sześć, po dwa na Wyspie Edge i Nordaustlandet a jedno na Wyspie Barentsa. Począwszy od pełnego glacjału aż do jego schyłku według J. Büdela następuje rozpad początkowo zwartej czapy lodowej na coraz to mniejsze płyty, będące lokalnymi ośrodkami zlodowaceń. J. Büdel poza wspomnianymi rysami lodowcowymi nie opisuje innych form glacialnych plejstoceniczkich z obszaru wysp Barentsa i Edge.

W. Blake [10] w 1960 r. przedstawia dane dotyczące chronologii późnego plejstocenu i okresu postglacialnego z wybrzeża Ziemi Północno-Wschodniej. Chronologia ta oparta jest na datowaniu metodą radiowęglą ( $C_{14}$ ) 30 prób skorup fauny morskiej, drzewa dryftowego, kości wielorybów i innych substancji organicznych. Próbkę zostały zebrane na obszarze nad fiordami Murchison i Lady Franklin. W. Blake stwierdza, że obszar ten był wolny od lodu od 40—35 tys. lat wstecz, a w okresie 35—10 tys. lat pokrywały go znów lody. Z tych krótkich, lakonicznych danych można wysnuć dwa wnioski:

1. Ziemia Północno-Wschodnia pod koniec okresu zlodowacenia Würm miała oddzielne centra zlodowaceń nie związane z obszarem Spitsbergenu;

2. Pod koniec okresu zlodowacenia Würm stwierdza się wahanie zasięgu pokrywy lodowej, co było na pewno następstwem zmian klimatycznych.

Na początku postglacjału na skutek wytapiania się olbrzymich mas lodu podniósł się znacznie poziom wód morskich. Potężnie rozwinięte doliny lodowcowe wypełniają wody morskie, powstają podłużne baseny fiordów. W wodach fiordów rozwija się zespół form faunistycznych, charakterystyczny dla późnoglacialnego okresu zimnego (*Saxicava-Mya*). Następnie rozwija się zespół form *Mya* charakteryzujący postglacialny okres umiarkowany i w końcu zespół form *Astarte* i *Mytilus* [5, 6, 8, 23, 24]. Zdaniem R. W. Feyling-Hanssen [24] późnoglacialny okres zimny kończy się ok. 10 300 lat p.n.e. postglacialny okres umiarkowany trwa od 10 300 do 9 400 lat p.n.e., a postglacialny okres ciepły obejmuje okres od 7 400 do 2 400 lat p.n.e.

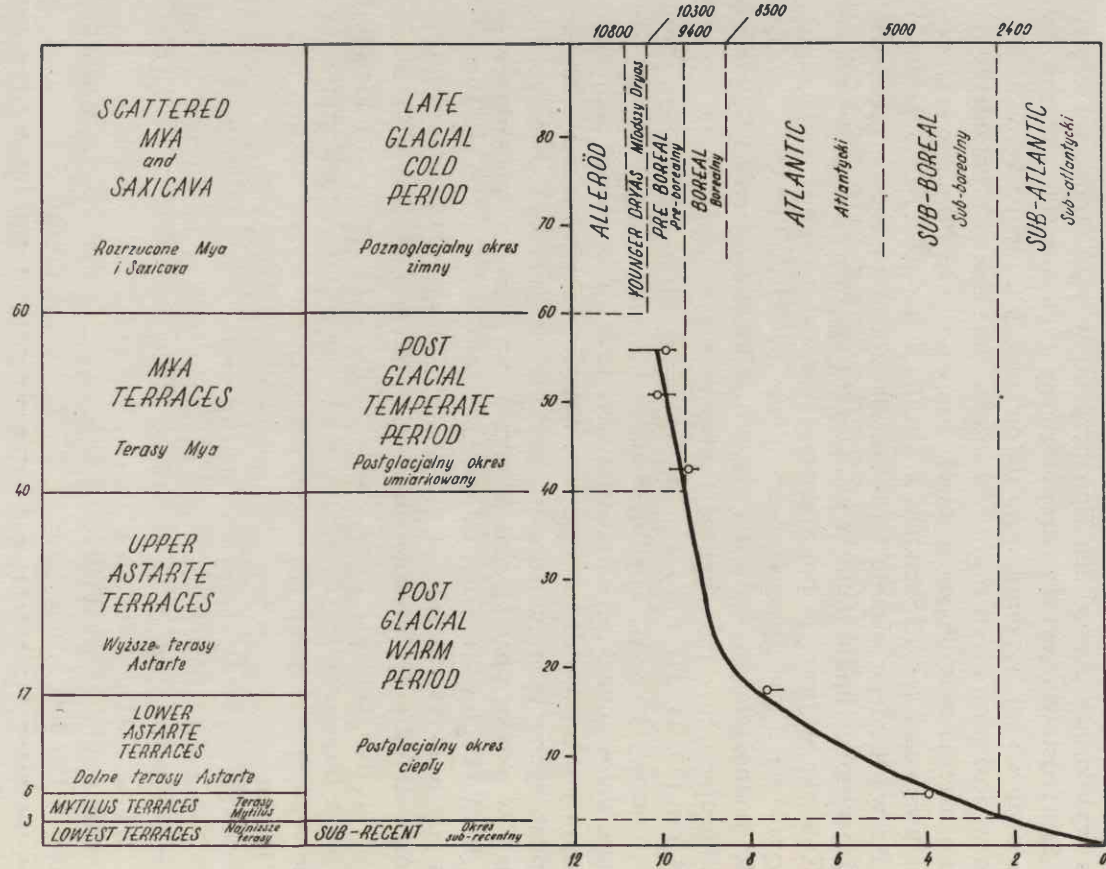
W okresie postglacialnym podnosi się izostatycznie ląd Spitsbergenu „wgnieciony” przez potężną masę lodów w plejstocenie. Wzdłuż wybrze-

ży ukazują się coraz to nowe partie łądu — wylaniają się terasy morskie. Postglacjał na obszarze Spitsbergenu jest okresem dźwignania się łądu [5, 6, 8, 10, 15, 23, 24, 40, 41].

W 1959--1960 r. Feyling-Hanssen i J. Olsson [24] ogłaszają wyniki datowania pięciu prób skorup fauny morskiej uzyskane przy zastosowaniu metody radiowęgla ( $C_{14}$ ). Próby te zostały zebrane z teras morskich na wybrzeżach zachodnich Spitsbergenu w jego środkowej części. Rycina 2 przedstawia wykres chronologiczny tych autorów opracowany na podstawie wyżej wspomnianego datowania. Z prawej strony u góry i u dołu wzdłuż poziomych linii wyznaczono dane czasowe począwszy od 0, które oznaczają czas obecny, z lewej strony wzdłuż linii pionowych podane są wysokości teras morskich w stosunku do dzisiejszego poziomu morza. Nazwa każdego zespołu teras została sformułowana na podstawie przeważającego gatunku fauny występującej na oznaczonych wysokościach. Kółeczka w prawym polu oznaczają próbki zebrane z poszczególnych wysokości. Linia łącząca poszczególne próbki (kółka) daje wykres szybkości podnoszenia się łądu dla obszaru w środkowej części Spitsbergenu. Skorupy fauny morskiej na Spitsbergenie znajdowano do wysokości 84,5 m [23, 24, 34], brak więc na wykresie datowania wyższych poziomów terasowych. R. W. Feyling-Hanssen i J. Olsson zapowiadają jednak dalsze datowania fauny. Przedstawiona krzywa szybkości podnoszenia się łądu jest niezwykle interesująca. Wskazuje ona, że podnoszenie się łądu Spitsbergenu było niejednolite, szybsze na początku postglacjału, wolniejsze w okresie późniejszym. Wielkość „wynurzenia” początkowo — według R. W. Feyling-Hanssen i J. Olsson [24] wynosiła 200 cm/100 lat, podczas gdy w okresie późniejszym tylko 18—15 cm/100 lat. Ta ostatnia cyfra różni się od cyfry podanej przez K. Birkenmajera [5, 6, 8], który na podstawie opracowanej przez siebie metody tzw. stopy wielorybiej określa wiek teras najniższych — 8 m n.p.m. na 350 lat, tzn. wynurzenie południowego Spitsbergenu w ostatnich setkach lat wynosi według niego 230 cm/100 lat.

Zastosowanie metody datowania skorup fauny morskiej radiowęgłem wykazało, że nawet najniższe terasy są bardzo stare, np. terasa 5,8 m n.p.m. w środkowej części Spitsbergenu wykazuje wiek bezwzględny  $3958 \pm 150$  lat. Do podobnych wyników doszedł W. Blake [10] datując metodą radiowęgla części organiczne z terenu Ziemi Północno-Wschodniej (Nordaustlandet). Stopa podnoszenia się izostatycznego poziomów terasowych najniższych (do 5 m) musi być jeszcze mniejsza aniżeli 15—18 cm/100 lat. W związku z większymi danymi uzyskanymi metodą radiowęgla powstaje pytanie, czy obszar Spitsbergenu obecnie podnosi się, czy też jest zupełnie statyczny. Większość badaczy dochodzi do wniosku, że obecnie łąd Spitsbergenu jest statyczny [24, 40, 41].

Granice między postglacjałem a właściwym holocenem (okres subrecentny i recentny) dla obszaru Spitsbergenu R. W. Feyling-Hanssen [23]



Ryc. 2. Diagram opracowany przez R. W. Feyling-Hanssena i J. Olsson, podający wiek teras i szybkość podnoszenia się lądu środkowej części Spitsbergenu. Objasnienia w tekście

ustalił na podstawie dokładnej analizy fauny z wybrzeży Billenfjorden. Holocen według niego rozpoczyna się ok. 500 lat p.n.e. A. Jahn [40, s. 258] twierdzi, że „holocen rozpoczyna się, gdy izostatyczne zmiany nie odgrywają już roli decydującej w morfologii obszaru. Do głosu dochodzi wówczas morfogenetyczny proces klimatyczny, którego działanie ujawnia się w postaci wyrównywania oraz dużych przesunięć poziomych linii brzegowej”.

W holocenie począwszy od 500 lat p.n.e. notuje się na Spitsbergenie ponowną transgresję lodowców, której maksimum przypada na XVIII i XIX w. Zasięg jej znaczą wieńce świeżych moren czołowych [6, 12, 32, 40, 52, 55, 65, 85].

W 1959 r. A. Jahn [40, 41] przedstawia nowe poglądy dotyczące ilości zlodowaceń na obszarze Spitsbergenu i wyróżnia trzy okresy zlodowaceń:

1. Zlodowacenie würmskie — śladem tego zlodowacenia miałyby być tylko rezydualne bloki morenowe rozrzucone na wszystkich terasach morskich postglacjalnych.

2. Zlodowacenie „postglacjalne”, przypadające na postglacjalny okres umiarkowany ok. 6—5 tys. lat p.n.e. Śladem tego zlodowacenia mają być wały moren czołowych i bocznych w dolinach górskich, dotąd uważane za formy wieku plejstocenijskiego.

3. Zlodowacenie holocenijskie, którego zasięg znaczą wały moren czołowych współczesnych lodowców.

Przedmiotem moich studiów i obserwacji na Spitsbergenie były formy strefy marginalnej zlodowacenia najmłodszego. Zebrane przeze mnie skromne materiały dotyczące tzw. starszych wałów moreny czołowej i bocznej nie pozwalają mi jeszcze włączyć się do dyskusji dotyczącej ilości zlodowaceń na obszarze Spitsbergenu.

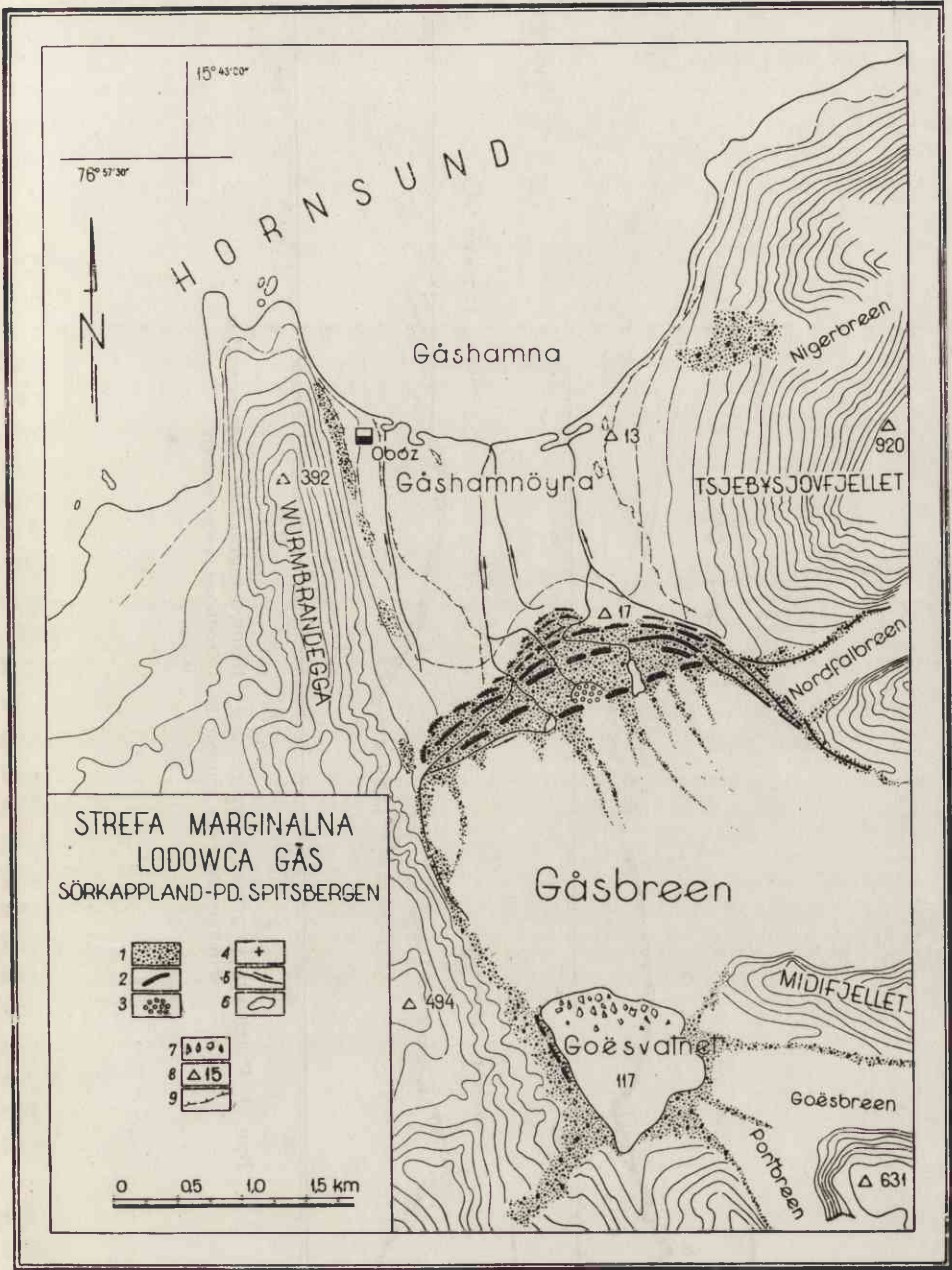
### III. RZEŻBA STREFY MARGINALNEJ LODOWCA GÅS

#### POŁOŻENIE I OPIS LODOWCA

Lodowiec Gås (po norwesku Gåsbreen) położony jest na obszarze Sørkapplandu na południe od fiordu Hornsund. Współrzędne geograficzne określające położenie jego środkowej części wynoszą  $76^{\circ}54'N$  i  $15^{\circ}55'W$ . Lodowiec Gås położony jest wśród najwyższych masywów południowego Spitsbergenu. Jego pole firnowe zahacza o masywy Hornsundtind (1431 m n.p.m.) i Mehesten (1354 m n.p.m.). Język lodowca wciśnięty jest między masywy górskie Wurmbrandegga (494 m n.p.m.) i Tsjebysjovfjellet (920 m n.p.m. mapa I). Lodowiec spływa w kierunku równoleżnikowym ze wschodu na zachód, natomiast czoło skręca w kierunku północno-zachodnim. Wysokość pola firnowego dochodzi maksymalnie do 800 m n.p.m. Długość lodowca jest niewielka i łącznie z polem firnowym wynosi 7 km. Minimalna jego szerokość na wysokości 370 m n.p.m. wynosi 1 km. Maksymalna szerokość lodowca wypada na linii między stokami górskimi Wurmbrandegga i Nordfallet i wynosi ok. 3 km. Natomiast szerokość przy czole wynosi ok. 2,5 km. Czoło lodowca spoczywa na wysokości ok. 30 m n.p.m. (mapa I ryc. 3). Pomiar wysokości zalegania czoła n.p.m. został wykonany wielokrotnie przy pomocy altymetru systemu Paulina (altimètre de nivellement, Système Paulin — Stockholm) w stosunku do reperu na 7 metrowej terasie nad Gåshamna i średniego poziomu morza. Mimo wielokrotnego powtarzania pomiaru niewykluczone, że jest on obarczony niewielkim błędem.

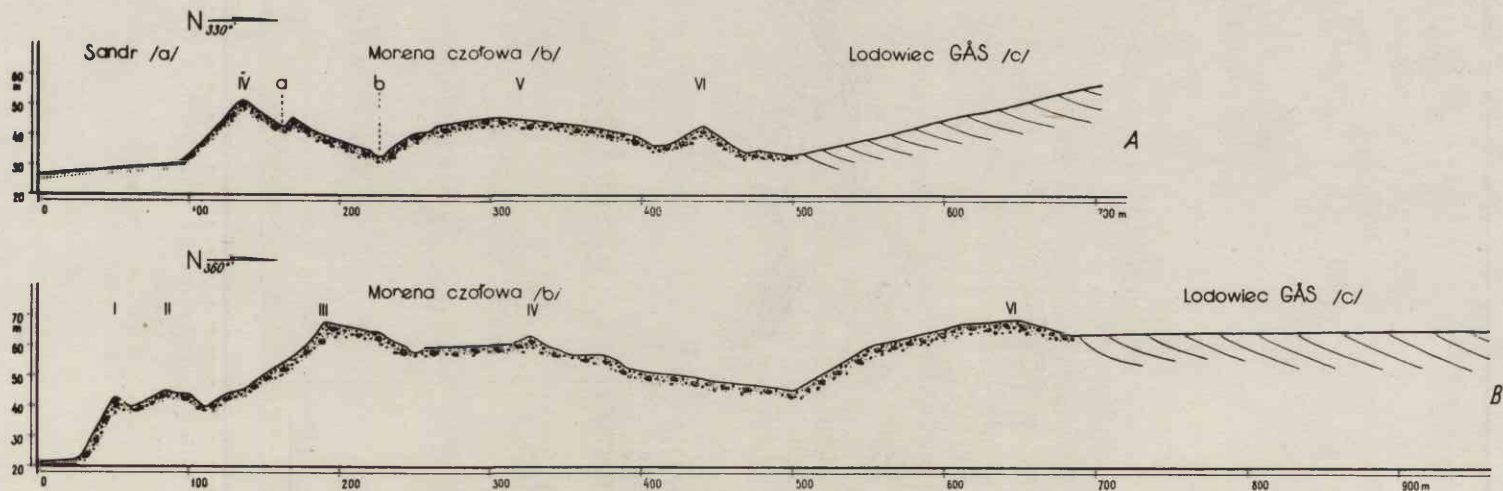
Grubość lodowca obliczona teoretycznie według wzoru Lagely'ego [69] określona jest między 275—400 m n.p.m. na 130—230 m. Dokładne porównanie mapy lodowca z 1899 r. opracowanej przez G. de Geera z mapą opracowaną w 1938 r. przez W. Pillewizera [69] oraz z położeniem czoła lodowca w 1959 r. wskazuje na nieznaczne skurczenie się masy lodowca w profilu poprzecznym i podłużnym.

Powierzchnia lodowca według dokładnych pomiarów przeprowadzonych przez W. Pillewizera [69] w 1938 r. w stosunku do 1899 r. obniżyła się przeciętnie o 30 cm. Czoło jego w latach 1899 do 1938 cofnęło się nieznacznie o 125—150 m. Natomiast obserwacje czoła lodowca w 1959 r. w porównaniu ze stanem kartograficznym z 1938 r. wskazują, że recesja



Mapa I. Rzeźba strefy marginalnej lodowca Gås

1 — obszar morenowy, 2 — ciągi wałów lodowo-morenowych, 3 — sandr śródmorenowy, 4 — kemy, 5 — rzeki, 6 — jeziora, 7 — kra lodowa, 8 — punkty trygonometryczne, 9 — krawędzie teras



Ryc. 3. Przekroje poprzeczne przez wały lodowo-morenowe lodowca Gås  
 A — zachodnie skrzydło moren, B — środkowa część moren



lodowca była w tym okresie minimalna albo jej zupełnie nie było. Porównanie wykonanych profilów poprzecznych z lat 1938 i 1959 wykazuje raczej stagnację lodowca w jego części czołowej. Stagnacja ta jest niezgodna z ogólną recesją lodowców stwierdzoną na obszarze wokół fiordu Hornsund [6, 59]. Linia brzegowa Hornsundu ma ok. 75 km długości, z czego 1/3 przypada na czoła lodowców. Tylko nieliczne lodowce wokół Hornsundu kończą się na lądzie, większość schodzi do wód fiordu czołami wykształconymi w postaci klifów lodowych. Do nie kontaktujących się z wodami fiordu należy między innymi lodowiec Gås.

W. Pillewizer [69] przeprowadził pomiary zasięgu czoł lodowców wokół Hornsundu w 1938 r. i na podstawie porównania wyników pomiarów ze stanem podanym przez norweskie mapy z 1918 r. stwierdza dużą recesję lodowców. Nieznaczną transgresję odnotowuje jedynie na czole lodowca Körbera. Dalszą recesję potwierdziły przeprowadzone pomiary lodowców w 1958 r. przez C. Liperta [59]. Na przykład lodowce Paierl i Mühlbacher nad zatoką Burger wykazywały recesję czoła od 1918 do 1936 r. w granicach 3,5—4,0 km. Natomiast największy z lodowców zamykający fiord od wschodu — Horn wykazał w 1958 r. w stosunku do 1900 r. recesję osiagającą w maksymalnym punkcie w środkowej części klifu aż 10 km. W tej liczbie w latach 1936—1958 wyniosła 3,5 km, co daje w przeliczeniu roczną recesję w granicach 170 m. Porównanie tej liczby z danymi dla recesji lodowca Gås jest zaskakujące. Jak już wyżej wspomniano lodowiec Gås w tych latach wykazał raczej zupełną stagnację. Dla pełnego obrazu recesji nad fiordem Hornsund należy podać wartości dla pozostałych lodowców w latach 1936—1958. I tak recesja lodowca Chomjakov w tych latach wyniosła ok. 1,5 km (czoło tego lodowca według obserwacji przeprowadzonych przez autora w 1959 r. leżało już na lądzie). recesja lodowca Samarina ok. 2,5 km, lodowca Körber 1,5 km. Najmniejszą recesję wykazał lodowiec Hans, którego czoło w środkowej części cofnęło się tylko o 609 m od 1936 do 1957 r. Na skrzydłach bocznych zasięg lodowca Hans w porównaniu ze stanem z 1936 r. nie uległ zupełnie zmianie. W 1958 r. pomiar przeprowadzony przez C. Liperta [59] wykazał, że środkowa część tego lodowca w porównaniu z 1957 r. posunęła się nieznacznie naprzód.

Na obszarze wokół Hornsundu pomiary wykazały różną wartość recesji, a nawet pewną aktywność ruchu na czołach lodowców Hans (1957—1958) i Körber (1938). Lodowce o podobnych wielkościach często sąsiadujące ze sobą, wykazują różny rytm ruchu. Lodowce Spitsbergenu, jak to wykazali H. W. son Ahlmann i O. Liestöl [1, 14], należą do tzw. zimnych lodowców. Lodowiec tego typu nie jest dobrym wykładnikiem klimatu. Tylko w pewnych okresach można stwierdzić ścisłą zależność pomiędzy klimatem a ruchami lodowca. Często przy ogólnie stwierdzonej na większym obszarze recesji stwierdza się lokalne transgresje lodowców. Tutaj nie zachodzą tak ścisłe związki pomiędzy zasięgiem czoła

lodowca a warunkami klimatycznymi, jak to ma miejsce np. w Alpach, gdzie występują tzw. „ciepłe lodowce” typowe dla masywów górskich szerokości tropikalnych i umiarkowanych [14]. Przy tym typie rytm ruchu lodowca na tych samych szerokościach jest zwykle jednakowy dla wszystkich lodowców.

Typowe przykłady „zimnych lodowców” występują na Wyspie Barentsa [14, 15]. Na wschodnim obszarze wyspy między innymi znajdują się lodowce Hübner i Reymond wychodzące z tego samego pola firnowego. Zasięg ich czoł był obserwowany w 1936, 1944 i 1959 r. Lodowiec Hübner w 1960 r. wykazał stagnację względnie nieznaczną regresję, natomiast lodowiec Reymond — transgresję [15]. A zatem nawet lodowce związane z tym samym polem firnowym mogą wykazywać różny rytm ruchu. Dwa lodowce alpejskie w ten sposób związane wykazałyby jednocześnie transgresję albo regresję. Świetnym przykładem lodowców „zimnych” jest również lodowiec Duckwitz położony na zachodnich wybrzeżach Wyspy Barentsa. Pierwszy zasięg tego lodowca nakreślił w 1870 r. M. T. von Heuglin [32]. Jak wykazuje mapa wykonana przez ekspedycję rosyjską, czoło tego lodowca w 1900 r. zalegało na tym samym miejscu co w 1870 r. W 1919 roku G. W. Tyrrel [32] stwierdza znaczną transgresję lodowca. Czoło jego przesunęło się o 5,4 km na zachód i pokryło Wyspy Andersona. Po tym okresie następuje regresja lodowca, która trwa do 1944 r. Czoło jego w 1944 r. znajdowało się o 1 km wstecz w porównaniu z zasięgiem obecnym. Od 1944 do 1960 r. jak stwierdził J. Büdel [15], czoło jego znów posunęło się do przodu o 1 km.

Można by podać kilka dalszych przykładów ilustrujących rytm „lodowców zimnych” z obszaru archipelagu Svalbard. Od dynamiki ruchu lodowca w znacznym stopniu zależy układ form rzeźby przed jego czołem. Inne formy rzeźby powstają w okresie transgresji lodowca, inne zaś w okresie regresji. Dla stanu transgresji na lądzie typowe jest strome czoło lodowca — „klif lodowy” kończący się na lądzie, natomiast dla okresu stagnacji lub regresji charakterystyczne jest czoło zupełnie płaskie lub lekko wypukłe [15, 32, 52, 53, 92]. Jeżeli czoło lodowca spoczywa na lądzie, łatwo określić stan jego ruchu według wyżej wspomnianych kryteriów. Natomiast trudniej określić reżim ruchu takiego lodowca, który czołem wchodzi w morze. W takim przypadku zarówno w czasie transgresji jak i regresji czoło lodowca wykształcone jest zwykle w postaci klifu lodowego.

Po tych rozważaniach natury ogólnej wróćmy do opisu lodowca Gås. Jego czoło jest płaskie, typowe dla lodowców znajdujących się w stadium stagnacji lub regresji. W części czołowej można wyraźnie stwierdzić spadek w stronę północno-zachodnią oraz na południe w kierunku jeziora Goës (Goësvatnet). Spadek ten potwierdza też układ szczelin na lodowcu i kierunki moren środkowych. W stronę Goësvatnet lodowiec opada stromym klifem lodowym długości ok. 1,2 km i wysokości nie przekraczają-

cej 30 m (fot. 15). Według mapy G. de Geera, której kopię zamieszcza w swojej pracy W. Pillewizer [69], lodowiec Gås w 1899 roku łączył się bezpośrednio z lodowczykami Goës i Port (według mapy G. de Geera: Névé E i Névé Sud). Goësvatnet w tym czasie miało mniejszy obszar i inny kształt. W. Pillewizer [69] w 1938 r. stwierdził zupełnie inny obraz lodowca na tym obszarze. Zwiększył się obszar Goësvatnet, małe lodowce Port i Goës (Sorbreen wg W. Pillewizera) kończyły się klifami lodowymi nad Goësvatnet.

K. Birkenmajer [6] w 1958 r. stwierdził, że lodowce te odgródzone są wałem morenych od Goësvatnet. W 1959 r. stwierdziłem podobny stan. Zatem w tej części została zanotowana recesja w porównaniu do lat poprzednich.

Pod koniec czerwca i w początkach lipca 1959 r. czoło lodowca Gås pokryte było dość grubą warstwą śniegu. Ponad tę pokrywą występowały nieliczne płyty moreny środkowej (fot. 6). Proces ablacji był bardzo słabo rozwinięty. W ciągu lipca i sierpnia stosunkowo wysokie temperatury dochodzące maksymalnie do 12,8°C (18.VII. — notowane w obozie nad Gåshamna — (mapa I) oraz częste i niekiedy długotrwałe opady zmieniły zupełnie obraz lodowca. Warto podać dla porównania, że średnie temperatury lipca i sierpnia w latach 1957/1958 dla rejonu Hornsundu wynosiły +4,5°C. Maksymalny opad 165,3 mm zanotowano w sezonie 1959 r. Pod koniec lipca czoło lodowca pokrywała już dość zwarta pokrywa moreny powierzchniowej, ponad którą sterczały wały moreny środkowej (fot. 7). Natomiast części brzeżne lodowca koło Nordfallet (825 m n.p.m.) oraz u stóp Wurmbrandegga były zupełnie „nagie”. Powierzchnia lodowca w tych częściach była silnie zmyta i odsłaniał się czysty lód.

W okresie 12—20.VII w czasie stosunkowo dużych opadów na całej powierzchni w części czoła lodowca spływały wody deszczowe i roztopowe. Autor zaobserwował stosunkowo mało rzek supraglacialnych [52, 53], tj. rzek płynących w korycie lodowym po powierzchni lodowca. Koryta ich były niewielkie, wycięte w lodzie do głębokości maksymalnej 1 m i nie przekraczające szerokości 1,5 m. Rzeki supraglacialne spotykano głównie na skrzydłach lodowca koło moren bocznych. Najwyżej położoną rzekę supraglacialną zaobserwowano na wysokości 470 m n.p.m. na granicy pola firnowego i języka lodowca. Na lodowcu poniżej Midifjellet znalazł autor małe jezioro, z którego spływała rzeka supraglacialna wcięta na powierzchni lodu do głębokości 0,5 m przy szerokości koryta nie przekraczającej 0,80 m. Rzekę tę prześledził autor na odcinku ok. 200 m od jeziora, gdzie ginęła w studni lodowcowej (młynie lodowcowym).

Szybkość rzek supraglacialnych płynących na lodowcu jest bardzo duża. Koryta ich są bardzo gładkie i wolne od materiału morenowego. Głaz o średnicy 0,5 m wrzucony do rzeki supraglacialnej płynącej na małym lodowcu Goësbreen w kenionie lodowym do 1 m głębokości i szerokości w granicach 0,5—0,8 m, został przetransportowany przez rzekę na odcin-

ku prawie 100 m do głębokiej szczeliny na lodowcu do której rzeka uchodziła. Na tę siłę i szybkość rzeki poważny wpływ ma charakter lodowego koryta, w którym tarcie jest minimalne.

W sezonie 1959 r. obserwował autor również na północnym skrzydle lodowca Olsok rzeki supraglacialne o bardzo dużym zagęszczeniu (fot. 1, 3, 4). Obok kenionów wyciętych w lodzie do 1 m głębokości (fot. 4) na lodowcu znajduje się gęsta sieć płytkich potoków i strumyków 5—30 cm głębokości (fot. 1 i 3).

Występowanie rzek supraglacialnych zostało zaobserwowane również w innych rejonach Arktyki. E. J. Garrwood i J. W. Gregory



Fot. 1. Lodowiec Olsok, pagórki lodowco-morenowe na północnym skrzydle lodowca. 31 lipca 1959 r.

[29] w 1898 r. dali pierwszy opis tego rodzaju rzek występujących na Spitsbergenie. Na tym obszarze M. Klimaszewski [52] stwierdził rzeki supraglacialne na lodowcach Elise, Andreas i Vestgöta. Z obszaru Nowej Ziemi opisał je O. T. Grönlie w 1924 r. [16]. Stwierdzono je także na lodowcu Malaspina na Alasce i w strefie krawędziowej lądolodu Grenlandii [16]. Rzeki supraglacialne na Spitsbergenie występują na lodowcach jedynie w czasie lata polarnego w okresie ablacji, od czerwca do września. Sieć tych rzek może ulegać każdego roku poważnym zmianom.

Rzeki supraglacialne i szczeliny na lodowcu wzajemnie się wykluczają. Jeżeli na lodowcu istnieje duża sieć szczelin, woda roztopowa spływa

do nich łącząc się wewnątrz lodowca lub pod lodowcem, tworząc inglacialny lub subglacialny drenaż. Na lodowcu Gås sieć szczelin na jego powierzchni jest dość gęsta, a występują na całej długości języka lodowca od wysokości 200 do 500 m n.p.m. oraz nad klifem lodowca opadającym do Goësvatnet. Pola tych szczelin obserwował również W. Pillewizer [69] — co znalazło wyraz na mapie topograficznej lodowca Gås tego autora. Tak



Fot. 2. Lodowiec Olsok, pas materiału morenowego na powierzchni lodowca akumulowany wzdłuż wąskiej szczeliny poprzecznej (płaszczyzny ślizgu?). Lipiec 1959 r.

duża ilość szczelin wpłynęła w decydujący sposób na słabe rozwinięcie rzek supraglacialnych na powierzchni lodowca. Duża ilość wód roztopowych przedostających się do wnętrza lodowca na pewno spływa do Goësvatnet w postaci rzek sub — lub inglacialnych. Przy czole lodowca nie stwierdził autor wyraźnych wylotów tuneli rzek subglacialnych ani inglacialnych.

Pierwszą szczegółową mapę lodowca Gås i jego przedpola opracował w czasie prac ekspedycji rosyjsko-szwedzkiej G. de Geer w 1899 r. [69] w skali 1 : 20 000 z cięciem poziomowym co 100 m. Zasięg strefy marginalnej został naniesiony na tę mapę wiernopowierzchniowo kropkami.

W latach 1937 i 1938 w sezonach letnich na obszarze Gåshamnöyra i lodowca Gås pracowała niemiecka ekspedycja kierowana przez H. R i e c h e g o [69, 71]. Obóz tej ekspedycji w 1937 r. położony był w tym sa-

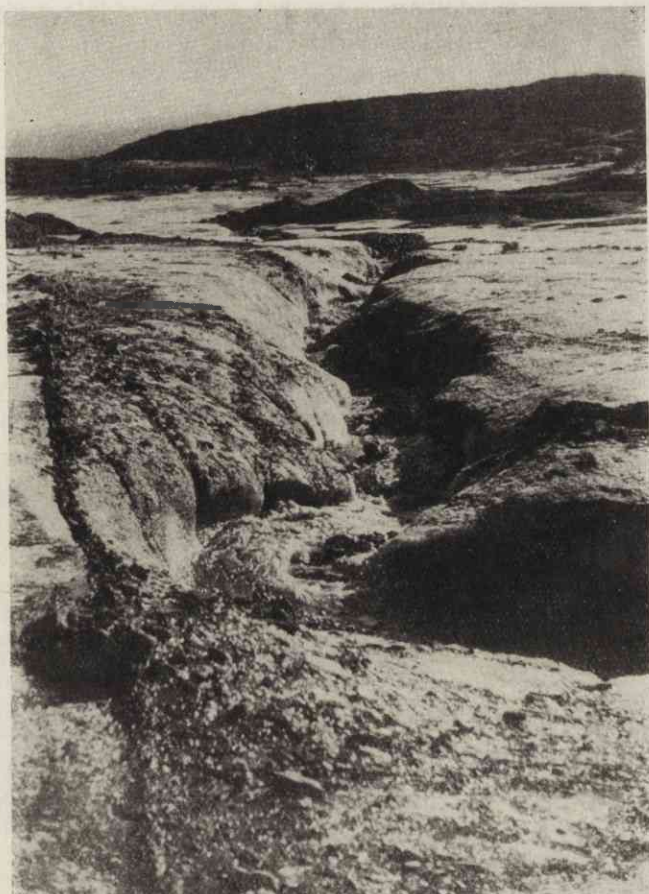


Fot. 3. Lodowiec Olsok, potoki wód roztopowych na powierzchni lodowca w jego części czołowej. Lipiec 1959 r.

mym miejscu, w którym znajdował się obóz podgrupy badawczej „Południe” polskiej wyprawy w 1957—1959 r. (mapa I). Ekspedycja niemiecka prowadziła prace glaciologiczne, o których wyżej wspomniano, oraz wykonała mapę topograficzną lodowca Gås w skali 1 : 25 000 z cięciem poziomowym co 50 m (W. Pillewizer 1938). Obszar strefy marginalnej na

tej mapie zaznaczono tylko konturem bez zróżnicowania hipsometrycznego. Mapa ta posłużyła autorowi jako podkład do opracowania schematycznej mapki geomorfologicznej, strefy marginalnej lodowca Gås. W pracy W. Pillewizera [69] znajduje się krótki opis moren lodowca Gås. Ekspedycja niemiecka nie prowadziła studiów geomorfologicznych w szerszym zakresie.

Strefa marginalna łukiem wzgórz, pagórków i wałów obramowuje czoło lodowca Gås. Przebieg jej na przedpolu lodowca jest prawie równole-



Fot. 4. Lcdowiec Olsok, potok wody roztopowej na powierzchni lodowca. 31 lipiec 1959 r.

gły do jego czoła, a osie morfologiczne form w przybliżeniu mają kierunek WE (fot. 5).

Masyw morenowy na przedpolu lodowca Gås tworzy potężne usypisko gruzowo-blokowe szerokie do 500 m. Najszerszy pas morenowy, dochodzący do 750 m, występuje w części środkowej. Rzeźba strefy margi-

nalnej jest niezwykle urozmaicona. Występują tu liczne wzgórza i zagłębienia o deniwelacjach rzędu kilku do kilkudziesięciu metrów.

Materiał morenowy to odłamy i okruchy skalnych masywów obrzeżających lodowiec. Masywy te zbudowane są ze staropaleozoicznych skał formacji Hecla — Hoek [4]. Formacja ta reprezentowana jest przez skały prekambryjskie, kambryjskie i częściowo dolnoordowickie. W zachodniej części obszaru morenowego występują przeważnie zielone łupki, fylity i szare fylitowe wapienie, a bardzo rzadko kwarcyty. Skały te pochodzą z masywów górskich Wurmbrandegga i Kovalevskifjellet. Środkowa część obszaru morenowego zbudowana jest przeważnie z dolomitów z żyłami kalcytu (fot. 9). Dolomity jak stwierdził autor występują w masywie Midifjellet i stamtąd zostały przyniesione.

We wschodniej części w materiale morenowym przeważa zdomolityzowany żółty wapień. Materiał ten został przyniesiony z przylegających do lodowca masywów Nordfallet i Mehesten (?). Głównym procesem dostarczającym lodowcom materiału jest wietrzenie mechaniczne skał w masywach otaczających. W rozmieszczeniu równoleżnikowym materiału wyraźnie odznacza się część wschodnia posiadająca w swym inwertarzu skalnym grubszy materiał w przeciwieństwie do części zachodniej, gdzie przeważa raczej drobniejszy. Uwarunkowane to jest między innymi również zróżnicowaniem typu wietrzenia mechanicznego skał w masywach górskich. J. Dylík [20] przeprowadzając studia peryglacjalne na obszarze Gåshamnöyra i w sąsiadujących masywach górskich stwierdził, że dolomity w wyniku wietrzenia rozpadają się na głązy różnej wielkości aż do średnicy kilku metrów. Łupki fylitowe natomiast „dezintegrują zgodnie i powierzchniami łupliwości dając w rezultacie «wióry», płytki i cienkie blaszki. Przeważająca część zwietrzliny posiada frakcję 0,1—0,5 cm” [20, s. 133]. Charakter petrograficzny oraz różny typ geliwacji skał w dużym stopniu decydują o wielkości i wykształceniu zewnętrznym form morenowych.

Rozeznanie w rzeźbie strefy marginalnej uzyskano przez zrobienie kilkunastu profilów poprzecznych przy pomocy altymetru typu Paulin, klinometru typu Meridian, taśmy 100 metrowej i tyczek geodezyjnych. W strefie marginalnej wyodrębniono sześć ciągów wałów lodowo-morenowych (mapa I, ryc. 3).

Pierwszy zewnętrzny ciąg wałów i pagórów występuje jedynie w części środkowej strefy marginalnej. Jego wysokość bezwzględna wynosi 32 m n.p.m., względna zaś 12 m. w stosunku do sandru leżącego na przedpolu wałów. Nachylenie stoków pagórów lodowo-morenowych od strony dystalnej wynosi 28—36°, od strony proksymalnej do 8°.

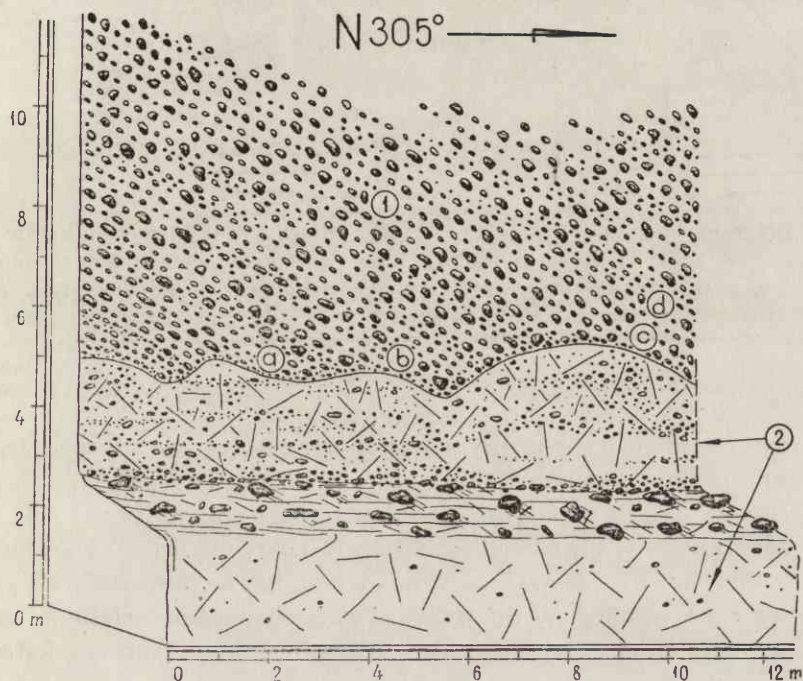
Drugi ciąg wałów i pagórów lodowo-morenowych występuje również tylko w części lodowej. Wysokość bezwzględna wałów wynosi 34—43 m, względna 14—23 m. Nachylenie stoków od strony dystalnej 18—38°.



od strony proksymalnej średnio  $8^\circ$ , tylko w części wschodniej dochodzi do  $42^\circ$ , co jest uwarunkowane ich podcięciem w tej części przez potok wód roztopowych (mapa I).

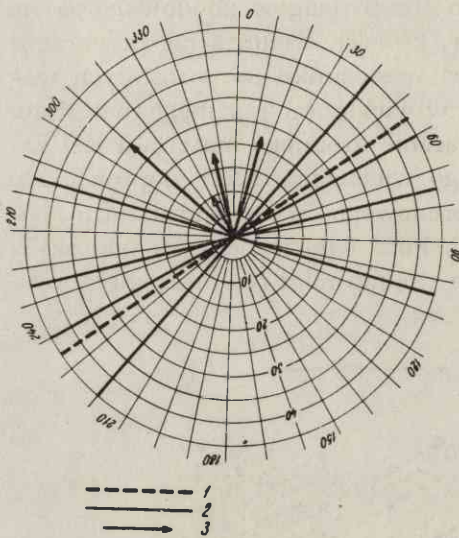
T r z e c i ciąg wałów lodowo-morenowych, podobnie jak dwa poprzednie występuje jedynie w części środkowej (lobowej). Wysokość bezwzględna wałów wynosi 45—50 m, wysokość względna 25—30. Nachylenie stoków od strony dystalnej wynosi ok.  $20^\circ$ , zaś od strony proksymalnej do  $35^\circ$ . Kulminacja ciągu wykształcona jest w postaci piramidy, której wszystkie stoki opadają pod kątem przekraczającym  $36^\circ$ .

Wały lodowo-morenowe pierwszych trzech ciągów zbudowane są na powierzchni z drobnego żwiru i głazów, których średnica nie przekracza 0,20 m. Stanowią one wyraźny kontrast w stosunku do pozostałych wałów lodowo-morenowych zbudowanych w większości z grubego materiału. Występowanie na ich powierzchni wyłącznie drobnego materiału jest zapewne wynikiem silnego mechanicznego wietrzenia, które doprowadziło do drobnej dezintegracji materiału morenowego. We wnętrzu form sporadycznie spotyka się grubszy materiał. Poza wietrzeniem, na taki skład petrograficzny moreny, w decydującym stopniu miał również wpływ pro-

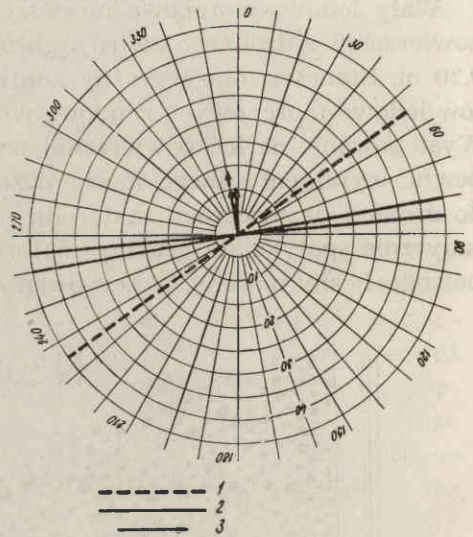


Ryc. 4. Odkrywka w wale lodowo-morenowym lodowca Gås  
 1 — warstwowany materiał morenowy (przedstawiony schematycznie), 2 — łód reliktowy, a, b, c, d — miejsca pomiarów strukturalnych, pomiary: bieg warstw — a)  $N105^\circ$ , b)  $N75^\circ$  c)  $N40^\circ$ , d)  $N60^\circ$ ; upad warstw —  $22^\circ$ ku N,  $18^\circ$ ku N,  $30^\circ$ ku N,  $10^\circ$ ku N

ces sedymentacji kształtujący te formy. Wśród materiału złożonego chaotycznie spotykał autor duże fragmenty, w których wyraźnie można było prześledzić warstwowanie. Odkrywki z warstwowanym materiałem spotykano wyłącznie po stronie dystalnej pagórów i wzgórz. Warstwowanie materiału mogło być wyłącznie wynikiem sedymentacji wody płynącej (ryc. 4). We wszystkich trzech ciągach wałów stwierdzono występowanie relikтового lodu lodowcowego. Na lodzie reliktowym zalega materiał morenowy grubości 5—17 m. Pomiary strukturalne wykonane w odkryw-



Ryc. 5. Diagram biegu i kąta upadów warstw w wałach lodowo-morenowych lodowca Gås (drugi ciąg wałów)  
1 — oś morfologiczna formy, 2 — biegi warstw, 3 — kierunki upadów warstw



Ryc. 6. Diagram biegu i kąta upadów warstw w wałach lodowo-morenowych czołowych lodowca Gås (trzeci ciąg wałów)  
1 — oś morfologiczna formy, 2 — biegi warstw, 3 — kierunki upadów warstw

kach z materiałem warstwowanym wykazały, że bieg warstw jest zwykle skośny lub prawie równoległy do osi morfologicznej formy, a upady warstw skierowane są z małymi odchyleniami na północ (ryc. 5 i 6). Bieg warstw zamyka się w granicach N 40° do N 105°, zaś upady warstw wynoszą 10—22° ku N. Przeważający upad warstw wynosi 10—12° ku N, wyjątkowo zaś tylko 30°. W miejscach występowania materiału warstwowego kąt nachylenia stoków dystalnych wałów nie przekracza kąta nachylenia warstw.

Formy wałów zewnętrznych (I i III ciąg) mają wierzchołki zaokrąglone i pągokie. Jedynie w miejscach podcięcia ich przez potok wód roztopowych w częściach proksymalnych występują duże nachylenia stoków. Ostre zarysy ma również kulminacja tych form (III ciąg wałów), co uwa-

runkowane jest wysoko zalegającym lodem reliktowym, który w tym miejscu sięga prawie do powierzchni formy.

Czwarty ciąg wałów lodowo-morenowych rozpościera się na całej szerokości strefy marginalnej i przechodzi w morenę boczną. Wysokość bezwzględna wałów w tym ciągu dochodzi do 50—94 m, a wysokości względne osiągają 30—74 m.

Piąty ciąg wałów lodowo-morenowych rozpościera się również na całej szerokości strefy marginalnej i osiąga wysokość bezwzględną 110 m. Jest to jednocześnie maksymalna wysokość dla całego obszaru strefy marginalnej na przedpolu lodowca Gås. Wysokości względne tej części osiągają wartość 75—90 m. Nachylenie stoków dystalnych i proksymalnych przekracza 30°.

Wały czwartego i piątego ciągu zbudowane są z różnorodnego materiału. W budowie ich spotyka się duże bloki dolomitów obok płytów szarej gliny morenowej. Formy te są znacznie świeższe od poprzednio opisanych. Wały te oddzielone są od poprzednich ciągów kilkunastometrowym obniżeniem, w którym znajdują się liczne małe jeziora po wytopionym lodzie reliktowym. Na dnie jeziora przez cały okres lipca zalegał lód. Autor jest skłonny przypuszczać, że był to lód zimowy, ale nie wyklucza, że były to wychodnie lodu relikowego.

Szósty ciąg wałów, to moreny gruzowo-blokowe o wysokości bezwzględnej 68 m i wysokości względnej 38 m. (w stosunku do jeziora przy krawędzi lodowca). Nachylenie stoków od strony dystalnej wynosi 24—32°. Formy tego ciągu zbudowane są z dużych głazów i bloków dolomitu o wymiarach często kilkumetrowych. W wałach tych brak zupełnie drobnego materiału (fot. 5). Wszystkie wzniesienia w tym ciągu leżą przy ujściu pasów moren wewnętrznych i są w stadium tworzenia się (tab. 1 i ryc. 3). W strefach wałów od piątego i szóstego ciągu autor nigdzie nie stwierdził w istniejących odsłonięciach — materiału warstwowanego. Mały fragment warstwowanego materiału obserwował jedynie w zachodniej części czwartego ciągu wałów. Na pozostałym obszarze wszędzie występuje chaotyczny układ materiału morenowego. Materiał budujący wały jest ostrokrawędzisty. W obniżeniach i na stokach wałów często wylania się reliktowy lód lodowcowy. Przykrycie materiału morenowego często jest niewielkie i wynosi zaledwie 1 m. Przeważa jednak pokrywa grubości kilku do kilkunastu metrów.

W kompleksie wałów lodowo-morenowych znaleziono trzy wyraźne obniżenia, poprzez które wody roztopowe płynące z lodowca wydostają się na zewnątrz obszaru morenowego (mapa I). Wschodnie i zachodnie obniżenia mają typowy charakter przełomów, natomiast wydaje się, że obniżenie środkowe ma charakter złożony (ryc. 8). Nasuwa się przypuszczenie, że w tym miejscu istniała początkowo tak zwana brama lodowcowa i nig-



Fot. 5. Strefa marginalna lodowca Gås. Z prawej strony wał lodowo-morenowy, z lewej sandr schodzący do fiordu Hornsund, 3 lipca 1959 r.



Fot. 6. Czoło lodowca Gås z jeziorkami marginalnymi  
Na przedpolu pagóry morenowe przykryte śniegiem. 3 lipca 1959 r.

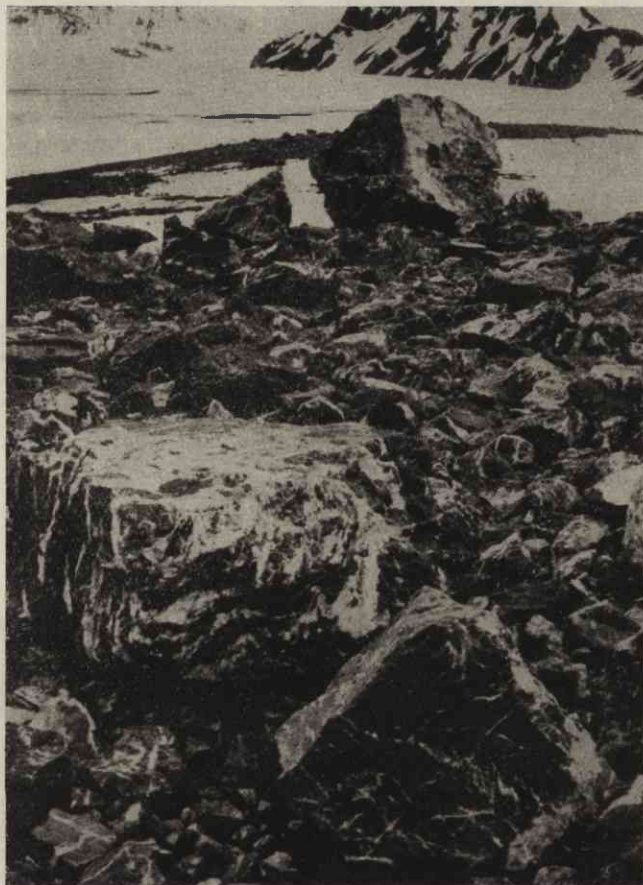


Fot. 7. Czoło lodowca Gås przykryte grubym płaszczem moreny powierzchniowej.  
29 lipca 1959 r.



Fot. 8. Waly lodowo-morenowe lodowca Gås na tle masywu górskiego Wurmbrandedegga (494 m n.p.m.). Lipiec 1959 r.

dy nie było tu akumulacji morenowej. Wody roztopowe jedynie poszerzyły tę formę i pogłębiły ją. Szerokość obniżenia w tym miejscu wynosi ok. 50 m. „Przełom” ten w zewnętrznej części jest położony 26 m n.p.m. i dno jego pokrywa lód reliktowy o strukturze wstęgowej przykryty warstwą lodu zimowego. Koryto rzeki o szerokości do 5 m wcięte było w lód

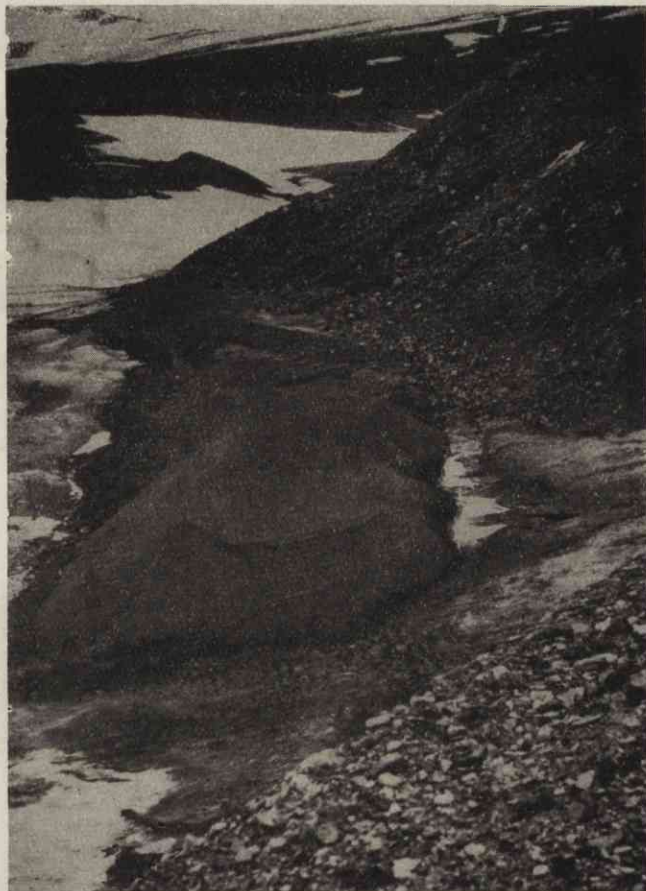


Fot. 9. Bloki czarnego dolomitu z żyłkami kalcytu na powierzchni wałów lodowo-morenowych lodowca Gås. Lipiec 1959 r.

reliktowy. Głębokość rzeki jest niewielka i nie przekracza 0,80 m. Stan wód w rzekach zależy ściśle od stopnia rozwinięcia ablacji na lodowcu. W okresach silnej ablacji woda w rzece przelewa się przez koryto, płynąc na szerokości całego przełomu. Deniwelacje od dna przełomu do wiezchołków przylegających wałów nie przekraczają 30 m. W zachodniej części obniżenia środkowego przy stokach wałów ciągnie się mała terasa kemowa, której szczegółowy opis znajduje się poniżej.

Kompleks wałów lodowo-morenowych porozcinany jest dolinkami różnego pochodzenia. Część tych dolinek na pewno została utworzona przez

wody roztopowe lodowca w okresie tworzenia się wałów; są one przeważnie zawieszane. Występują również dolinki, których genezę należy wiązać z wodą roztopową powstałą z topienia się lodu relikтового. Zaczynają się zwykle niecką o charakterze wytopiskowym i przechodzą w swych odcinkach dolnych w głębokie wciśy o wąskich i stromych zboczach [52,



Fot. 10. Terasa kemowa w przełomie wód roztopowych przez pas wałów lodowcowo-morenowych lodowca Gås. Lipiec 1959 r.

s. 18]. Większość tych dolinek jest martwa. Zostały one rozpoznane i opisane przez M. Klimaszewskiego [52] z obszaru północno-zachodniej części Spitsbergenu.

Materiał morenowy na całej szerokości strefy marginalnej spoczywa na reliktowym lodzie lodowcowym, który w czasie lata polarnego ulega intensywnemu wytapianiu. Na skutek tego obszar strefy marginalnej ulega przeobrażeniu. Przy końcu czerwca 1959 r. cała strefa marginalna pokryta była dość zwartym płaszczem śniegu, a materiał morenowy był silnie przemarznięty. Na stokach wałów grunt maksymalnie odmarznięty



Fot. 11. Małe pola sandrowe przy czole lodowca Gås. Lipiec 1959 r.



Fot. 12. Podcięty przez potok wód roztopowych sandr przy czole lodowca Gås. Lipiec 1959 r.



był do 0,20 m głębokości, podczas gdy w oddaleniu 1 km od lodowca na stokach górskich Wurmbrandegga wielkość odmarzania gruntu w tym czasie dochodziła do 0,40 m. Stoki moren przeważnie były tak silnie przemarznięte, że stanowiły prawie litą skałę. Do stoku przymarznięte były nawet głaziki leżące bezpośrednio na powierzchni.

Na początku lipca śnieg leżący na powierzchni wałów intensywnie się topił. Woda, która powstała z topniejącego śniegu, spływała licznymi ma-



Fot. 13. Warkocz gruzowy na stokach Wurmbrandegga u podnóża wałów lodowo-morenowych lodowca Gås. Lipiec 1959 r.

łymi strumieniami po powierzchni stoków, wymywając drobne części skalne. Rozpoczął się gwałtowny proces soliflukcji w postaci ślizgania i zsuwania się dużych mas odmarzniętego materiału morenowego. Zsuwający się materiał moreny odsłaniał zalegający we wnętrzu form lód reliktowy, który w miejscach odsłoniętych ulegał wytapianiu. Na stokach wałów powstały liczne osuwiska. Szczególnie intensywnie rozwinął się

proces soliflukcji na stokach proksymalnych, na których przykrycie materiału morenowego jest na ogół mniejsze. Na stokach powstały liczne szczeliny osiadania, które predysponowały zsuwanie się całych skib materiału morenowego. W obniżeniach zbierało się błoto morenowe. Silne przeobrażenia rzeźby dokonywały się szczególnie w części zachodniej strefy marginalnej, gdzie przeważa materiał drobny (łupki fylitowe!). Proces soliflukcji nie obejmował wcale wałów szóstego ciągu. Zadecydowała o tym budowa geologiczna tych form.

Występowanie wałów lodowo-morenowych na obszarze Spitsbergenu zostało stwierdzone przez wielu badaczy. Wały tego typu na Spitsbergenu znajdują się np. na przedpolu lodowca Eidem [32], ale o znacznie mniejszych rozmiarach, bo tylko 12—30 m wysokości.

Formy o podobnych wysokościach jak wały lodowo-morenowe lodowca Gås stwierdził na obszarze północno-zachodniej części Spitsbergenu M.



Fot. 14. Kopczyk lodowo-morenowy przy czole lodowca Gås. Lipiec 1959 r.



Fot. 15. Jezioro „zaporowe” Goës. Po lewej stronie krawędź lodowca Gås. Między masywami górskimi Robitzschfjellet (631 m n.p.m.) i Brevass (585 m n.p.m., po prawej stronie) mały lodowiec Port z wyraźną moreną czołową i boczną. Lipiec 1959 r.

Klimaszewski [52], a Z. Michalska [65] na przedpolu lodowca Pencka (III strefa form). Tego typu wały i wzgórza zostały z obszaru Grenlandii opisane przez J. T. Mollera [66], a z obszaru Islandii przez E. M. Todtmann [87]. Poza obszarem Arktyki R. v. Klebelsberg [50] w 1912 r. stwierdził występowanie lodu relikтового w morenach alpejskich (z 1850 r.).

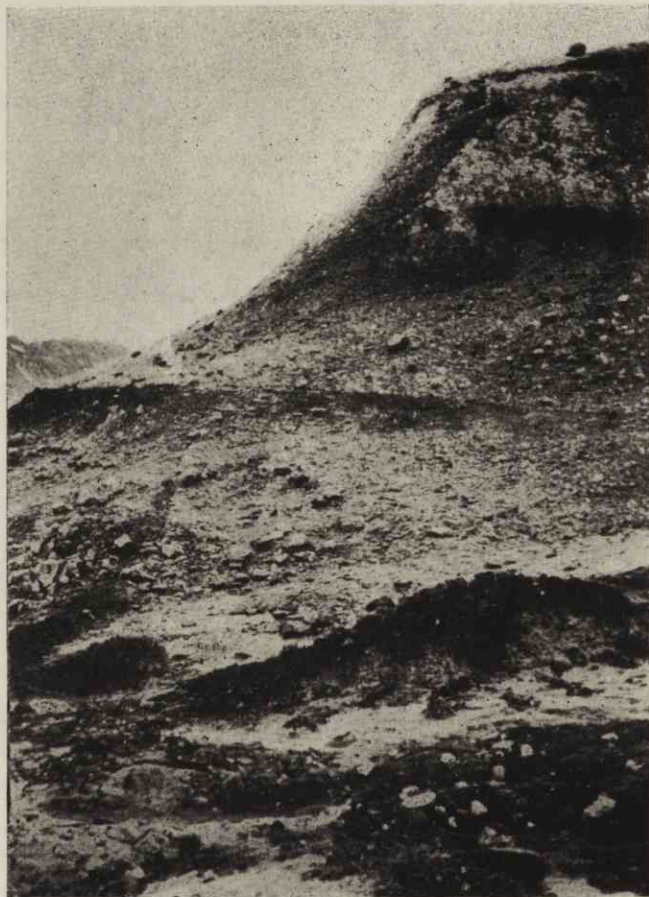
Na przedpolu lodowca Hamberg na wschodnich wybrzeżach Spitsbergenu występują duże wzgórza do 60 m wysokości względnej, całkowicie zbudowane z lodu relikowego z bardzo niewielkim bo tylko do 1,5 m przykryciem materiału morenowego (fot. 17 i 18). M. Klimaszewski [52] proponuje tego rodzaju formy, z bardzo małym przykryciem materiału morenowego zależnie od rzeźby formy, nazwać wzgórzami lub wałami lodowo-morenowymi. Autor uważa, że są to zaczątkowe formy moren akumulacyjnych, których rozwój został przerwany na skutek szybkiej regresji czoła lodowca.

Na podstawie obserwacji, które zebrano na lodowcu Gås, schemat powstania wałów lodowo-morenowych wygląda prawdopodobnie tak, jak przedstawia to rycina 7. Początkowo w okresie stagnacji lub powolnej regresji na czole lodowca zbiera się materiał morenowy, który coraz grub-

szym płaszczem je pokrywa (ryc. 7 I). W tworzeniu się tej pokrywy na czole lodowca i częściowo na jego przedpolu biorą udział trzy procesy:

1. Wytapianie okruchów skalnych z lodu i spłukiwanie materiału morenowego z wyższych części lodowca przez wody roztopowe;
2. Grawitacyjne staczanie się materiału po powierzchni lodowca;
3. Wyrzucanie materiału morenowego na wychodnich płaszczyznach ślizgowych.

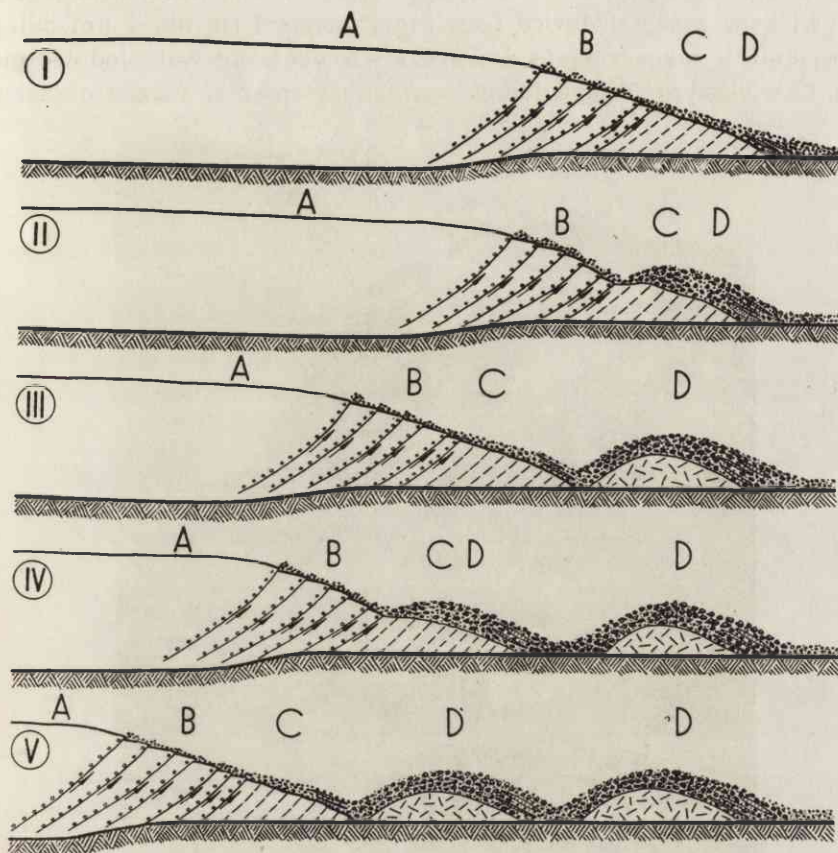
Przewaga jednego z tych procesów decyduje o charakterze osadów tworzących się na czole lodowca. Jeżeli w jakiejś części przeważa spłuki-



Fot. 16. Bryła martwego lodu lodowcowego nad jeziorem Goës z dobrze widocznymi płaszczyznami ślizgu. Lipiec 1959 r.

wanie materiału morenowego z powierzchni lodowca przez wody roztopowe, wówczas wśród materiału morenowego na stokach wału lodowo-morenowego stwierdza się osady warstwowane. Jeżeli dominują procesy 2 i 3, wówczas w materiale morenowym przeważa materiał zwałowy.

Zgromadzony na czole lodowca materiał morenowy chroni lód znajdujący się pod nim przed stopieniem. Proces intensywnej ablacji przerzuca się na tę część czoła tuż za zgrubieniem płata morenowego (ryc. 7, II), natomiast lód przykryty przez morenę traci swą aktywność i zamiera. Proces ablacji w końcu doprowadza do oddzielenia się języka lodowca od płatu martwego lodu przykrytego przez morenę (ryc. 7, III). W ten sposób utwo-



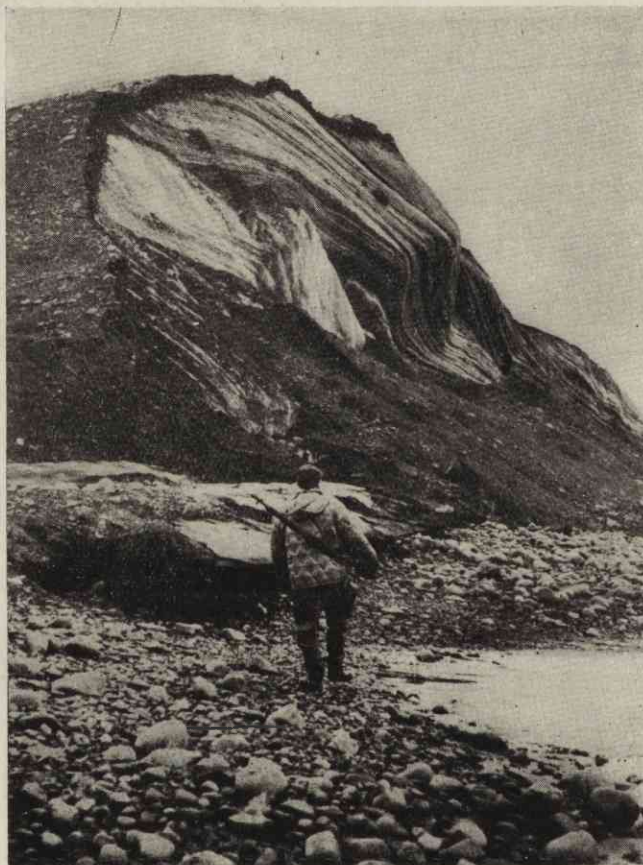
Ryc. 7. Schemat ilustrujący powstanie wałów lodowo-morenowych

A — język lodowca, B — czoło lodowca, C — martwe czoło lodowca, D — materiał morenowy — wał lodowo-morenowy

rzony zostaje wał lodowo-morenowy. Duży udział w oddzieleniu się lodu aktywnego od martwego biorą również wody roztopowe. W obniżeniu między tymi dwoma częściami mogą powstać koryta rzek marginalnych, przy czym nie zawsze musi dojść do oddzielenia się poszczególnych stref wałów, np. wydaje się, że ciąg czwarty i piąty wałów lodowo-morenowych lodowca Gås leży na wspólnym cokole martwego lodu lodowcowego. Dalszy rozwój wałów lodowo-morenowych ilustruje rycina 7, (IV i V).

Wśród wałów lodowo-morenowych lodowca Gås nigdzie nie znaleziono struktur typowych dla moren spiętrzonych. H. Rieche [69, s. 14] przypuszczał, że zewnętrzne ciągi lodowca Gås (I—II) są morenami spięzrzonymi. Opisane wyżej struktury tych form dowodzą jednak, że nie występują tu moreny czołowe spięzzone.

Pozostaje do ustalenia wiek wałów lodowo-morenowych lodowca Gås. Mapa topograficzna w skali 1 : 200 000 wykonana w 1872 r. przez Sternecka i Ehrensteina [82] dla obszaru Hornsundu wykazuje znacznie większy zasięg lodowca Gås, który kończył się ok. 1 km dalej na północ, aniżeli zaznaczają to najbardziej zewnętrzne wały lodowo-morenowe. O większym zasięgu lodowca świadczą również rzeźba obszaru le-



Fot. 17. Wały lodowo-morenowe lodowca Hamberga. Wnętrze formy zajmuje lód reliktowy. Sierpień 1959 r.

żącego na przedpolu wałów, gdzie w 1959 r. S. Jewtuchowicz [47] znalazł formy ozów i kemów. Wały lodowo-morenowe nie zaznaczają więc maksymalnego zasięgu lodowca Gås w holocenie. Tak więc nie każdej trans-

gresji lodowca muszą odpowiadać spiętrzone moreny czołowe, jak twierdzi K. Gripp [32]. Przypuszczać należy, że jeśli transgresja ma miejsce przez dłuższy okres, zachodzi ona „spokojnie” bez jakichkolwiek przeja-



Fot. 18. Wały lodowo-morenowe lodowca Hamberga. Sierpień 1959 r.

wów spiętrzenia materiału na przedpolu. Moreny spiętrzone powstają w wyniku szybkiej i gwałtownej transgresji lodowca, w krótkim okresie czasu.

Recesja lodowca Gås miała charakter przestrzenny. Czoło na długości ok. 1 km zamarło. Między lodem aktywnym a zalegającym na przedpolu martwym lodzie w szczelinach i zagłębieniach wody roztopowe spływające z „żywego” lodu osadzały drobny materiał, z którego po wytopieniu się martwego lodu powstały formy ozów i kemów. Wały najbardziej zewnętrznych trzech ciągów są jednak nieco starsze niż formy ozów i kemów na przedpolu. Formy ozów i kemów ostatecznie wyłoniły się po całko-

witym wytopieniu martwego lodu, podczas gdy akumulacyjne wały utworzone zostały na martwym lodzie, chroniąc go przed stopieniem. Martwy lód lodowca tkwi jeszcze obecnie w ich wnętrzu.

Wśród form szczelinowych ozów i kemów występują pola moreny ablacyjnej. Materiał jest ostrokrawędzisty o znacznie większych rozmiarach, niż materiał występujący na powierzchni zewnętrznych ciągów wałów lodowo-morenowych. Proces wietrzenia mechanicznego zachodził tu bowiem znacznie później niż na stokach wałów. Morena ablacyjna na przedpolu wałów lodowo-morenowych utworzyła się w wyniku stopniowego opadania gruzu morenowego tkwiącego w lodzie w toku wytapiania się martwego lodu. Jest to typ moreny ablacyjnej rozpoznanej przez R. F. Flinta (superglacial till) i opisany w jego nowoczesnym podręczniku geomorfologii [26, 38]. Obecnie na przedpolu wałów lodowo-morenowych zachowane są jedynie małe pola moreny ablacyjnej. W większości obszar ten został przykryty przez osady fluwioglacjalne utworzonego później sandru. Istniejące na tym obszarze formy osadów ozów i kemów są już częściowo zniszczone przez wody fluwioglacjalne lub zasypane przez osady fluwioglacjalne. Ponad powierzchnię sandru wystają w miejscach zasypanych tylko części wierzchołkowe form. Formy ozów są niewielkie, sięgają kilkudziesięciu metrów długości, a nie przekraczają wysokości 3 m. Formy te były przedmiotem szczegółowych studiów S. Jewtuchowicza [47]. Autor nie naniósł na mapkę strefy marginalnej rozmieszczenia tych form, ponieważ nie prowadził kartowania na obszarze przedpola moren.

Na podstawie wyżej przedstawionych danych można sądzić, że wały lodowo-morenowe lodowca Gås utworzyły się między latami 1872—1899. Mapa G. de Geera [69] z 1899 r. zaznacza już wyraźne trzy zewnętrzne ciągi wałów i utworzenie się co najmniej ciągu czwartego. Przy założeniu, że deglacjacja nie mogła mieć charakteru gwałtownego, przypuszcza się, że wały te utworzone zostały w latach osiemdziesiątych XIX w.

#### MORENY BOCZNE

Wały lodowo-morenowe lodowca Gås przechodzą po obu bokach lodowca w moreny boczne przy czym zaznacza się wyraźna asymetria w ich rozwoju: na wschodniej stronie lodowca są silniej rozwinięte, aniżeli na jego stronie zachodniej. Po wschodniej stronie lodowca można prześledzić trzy wyraźne wały moreny bocznej. (mapa I). Występujące w tej części lodowca wały moreny bocznej świadczą o kurczeniu się (recesji) lodowca w profilu poprzecznym. Najbardziej zewnętrzny wał moreny bocznej związany jest z najszerszym rozprzestrzenieniem się lodowca i jest najstarszym wałem tej moreny. Wewnętrzny wał moreny bocznej jest najmłodszy. Podobnie rozwinięte moreny boczne zaobserwowano na zachodnim skrzydle lodowca Körbera, gdzie można prześledzić aż cztery wyraźne



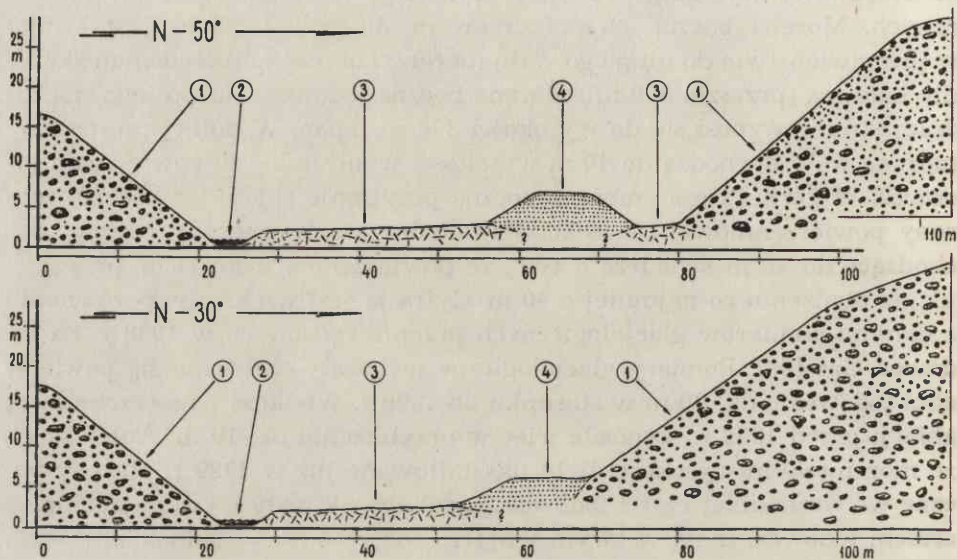
wały moreny bocznej, świadczące o kolejnej recesji lodowca. Moreny boczne lodowca Gås na wschodnim skrzydle zbudowane są przeważnie z grubego, ostrokrawędzistego materiału, wśród którego przeważa zdolomityzowany żółty wapień. Formy poszczególnych wałów są bardzo ostre. Grzbiet wału zwęża się niejednokrotnie do szerokości poniżej 0,5 m. Stoki wałów moreny bocznej są bardzo strome, nachylenie ich dochodzi do 38°. Największe wały występują przed czołem lodowca Nordfall. Forma wału drugiego jest poligenetyczna. Nastąpiło tu nałożenie się wału moreny czołowej lodowca Nordfallet i wału moreny bocznej lodowca Gås. Na lodowcu Nordfallet występuje również asymetryczne rozwinięcie moren bocznych. Morena boczna na południowym skrzydle lodowca jest krótka w przeciwieństwie do długiego wału moreny bocznej na północnym skrzydle lodowca (przeszło 800 m). Morena boczna lodowca Gås po jego wschodniej stronie wznosi się do wysokości 378 m n.p.m. W dolnej części zewnętrzne wały dochodzą do 40 m wysokości w stosunku do powierzchni lodowca. W górnej części morena boczna przyjmuje charakter bocznej moreny powierzchniowej. Wysokości względne wałów moreny bocznej dochodzące do 40 m świadczą o tym, że powierzchnia lodowca w tej części uległa obniżeniu co najmniej o 40 m. Cyfra ta jest większa w porównaniu z danymi pomiarów glaciologicznych przeprowadzonych w 1938 r. na lodowcu Gås [69]. Pomiar glaciologiczny wykazały obniżenie się powierzchni lodowca o ok. 30 m w stosunku do 1899 r. Wielkość powierzchniowej ablacji przed 1899 r. wynosiła więc w przybliżeniu ok. 10 m. Autor sądzi, że moreny 40 m wysokości były ukształtowane już w 1899 r. Moreny boczne we wschodniej części lodowca, podobnie jak wały występujące przed czołem lodowca, mają w swym wnętrzu lód reliktowy, jednak z powodu braku naturalnych odsłonień trudno ustalić, jaki jest stosunek masy pokrywy morenowej do masy lodu relikтового.

Moreny boczne po zachodniej stronie lodowca są słabo rozwinięte. W większości jest to tylko powierzchniowa morena boczna. Na stokach górskich Wurmbrandegga do 20 m wysokości nad powierzchnię lodowca występują krótkie wały wysok. do 5 m. W większości wysokości tych wałów w stosunku do stoku górskiego wynoszą 2—3 m. Wały te o przebiegu nieregularnym utworzone są z łupków i leżą na stokach górskich zbudowanych z tych samych skał. Przypuszcza się, że są to najstarsze moreny boczne, niewykluczone jednak, że są to formy wałów soliflukcyjnych.

Wielkość moren bocznych zależy od wielu czynników [16, 57, 60]: od szybkości poruszania się lodowca, pochylenia zbocza doliny lodowcowej, struktury skał otaczających lodowiec i innych. Struktura skał decyduje o tym, czy zwietrzelina spocznie na łagodnym stoku górskim czy bezpośrednio na lodowcu. O różnym wykształceniu moren bocznych lodowca Gås głównie zadecydowała struktura geologiczna skał masywów górskich otaczających lodowiec.

## TERASA KEMOWA. SANDR MARGINALNY

Klasyczne formy teras kemowych powstają między stokiem górskim a boczną krawędzią lodowca. Są to formy utworzone przez wody roztopowe płynące po bokach lodowca, zbudowane z osadów piasku i żwiru. Mogą one towarzyszyć dolinie lodowcowej po jednej stronie, względnie z obu stron [16, 26, 61]. Długość tych form jest niewielka. Najdłuższe opisane terasy kemowe dochodzą do 10 km [26]. Szerokość teras jest różna, od



Ryc. 8. Przełom wód roztopowych przez strefę marginalną lodowca Gås  
1 — wały lodowo-morenowe, 2 — rzeka, 3 — lód reliktowy, 4 — terasa kemowa; u góry przekrój przez część N, u dołu przekrój przez część S

kilku do kilkuset metrów. Terasy kemowe wykazują zawsze spadek zgodny ze spadkiem doliny lodowcowej. Formy tego rodzaju po raz pierwszy zostały rozpoznane i opisane w 1874 r. przez T. F. Jamiesona [16, 26] z obszaru gór szkockich. W 19 lat później Z. C. Russell [26] formy tego typu znajduje na skrzydłach lodowca Malaspine w Alasce. W tym samym roku (1893), R. D. Salisbury [16, 26, 53] dla form utworzonych przez wody roztopowe lodowca na jego bokach wprowadza nazwę „Kame-terrace” [26]. Terasy kemowe znane są zarówno ze stref marginalnych lodowców współczesnych jak i plejstocенskich.

Z obszaru Spitsbergenu terasy kemowe opisał M. Klimaszewski [52, 53]. Między innymi na stoku górskim powyżej moreny bocznej lodowca Eidem znajduje się pięć wyraźnych poziomów piaszczysto-żwirowych o następujących wysokościach w stosunku do powierzchni lodowców: 9, 16, 18, 26, 30 m [53, ryc. 293 i fot. 67]. Poziomy teras kemowych odpo-

wiadają poszczególnym etapom recesji lodowca ze stoków górskich (recesja skrzydła bocznego do 1938 r.).

W środkowym przełomie wód roztopowych przez wały lodowo-morenowe lodowca Gås znajduje się wyraźna listwa terasowa na stoku wału lodowo-morenowego (mapa I). Terasa ta wykazuje analogiczną genezę do klasycznych form teras kemowych. Pomimo że nie leży między stokiem górskim a lodowcem, autor uważa ją za typową formę terasy kemowej. Jest to forma niewielka o długości 79 m i wysokości maksymalnej 4,50 m (fot. 10, ryc. 8). Forma ta składa się z dwóch części. Część południowa (dł. 52 m) jest właściwą terasą kemową, natomiast część północna (o dł. 27 m) jest wykształcona w postaci małego wału i odsunięta od stoku wału lodowo-morenowego. Oś morfologiczna części południowej wykazuje bieg N 285°, zaś części północnej N 305°. Wysokość formy w części czołowej od E i N wynosi 4,50 m, od strony zachodniej zaś tylko 3,50 m. (fot. 10). Wysokość formy w odległości 30 m od czoła wynosi 2,20 m, zaś początek formy wykazuje 3,80 m wysokości. Nachylenie stoku formy we wszystkich kierunkach jednakowe, w granicach 32—36°. Obniżenie formy w części środkowej zostało spowodowane przez wody roztopowe powstałe po stopieniu śniegu, które spływały ze stoków moreny. Tabela 1 podaje stosunek szerokości podstawy formy do powierzchni wierzchołkowej:

Tabela 1

Odległość od czoła m	Szerokość podstawy m	Szerokość powierzchni wierzchołkowej m	U w a g i
1	11,50	3,60	Część N
5		6,20	
10		6,80	
15		6,00	
20		5,30	
25		4,70	
27		ok. 12,00	
35	9,80		
40	8,60		
45	9,40		
60	7,80		
70	5,90		
79	ok. 2,50		0,50

Powierzchnia wierzchołkowa terasy kemowej jest zupełnie płaska — wykazuje nachylenie 2-4° w kierunku NE. Forma zbudowana jest z piasku gruboziarnistego, żwirku i żwiru drobnoziarnistego i leży na lodzie reliktowym. Lód reliktowy wypełnia częściowo czołową partię formy, gdzie przykrycie materiału fluwioglacjalnego osiąga tylko 1,5 m (ryc. 8 i ryc. 9). Materiał fluwioglacjalny jest nie obtoczony, co uwarunkowane jest jego

krótkim transportem (ryc. 10). Obtoczenie ziarna obliczono wg wzoru Kuenena:  $p = \frac{2r}{l}$ , gdzie  $r$  = promień krzywizny najostrożniejszego ziarna,  $l$  — szerokość ziarna. Przeważają ziarna ostrokrawędziste (0—300), bardzo mało ziarn wykazuje słabe obtoczenie (300—500), a tylko minimalna jest ilość ziarn obtoczonych (500—1000).

Wśród materiału przeważa frakcja 0,2—1,0 mm średnicy (tab. 2). Próbkę pobrano z głębokości 0,5 m w środkowej części formy.

Tabela 2

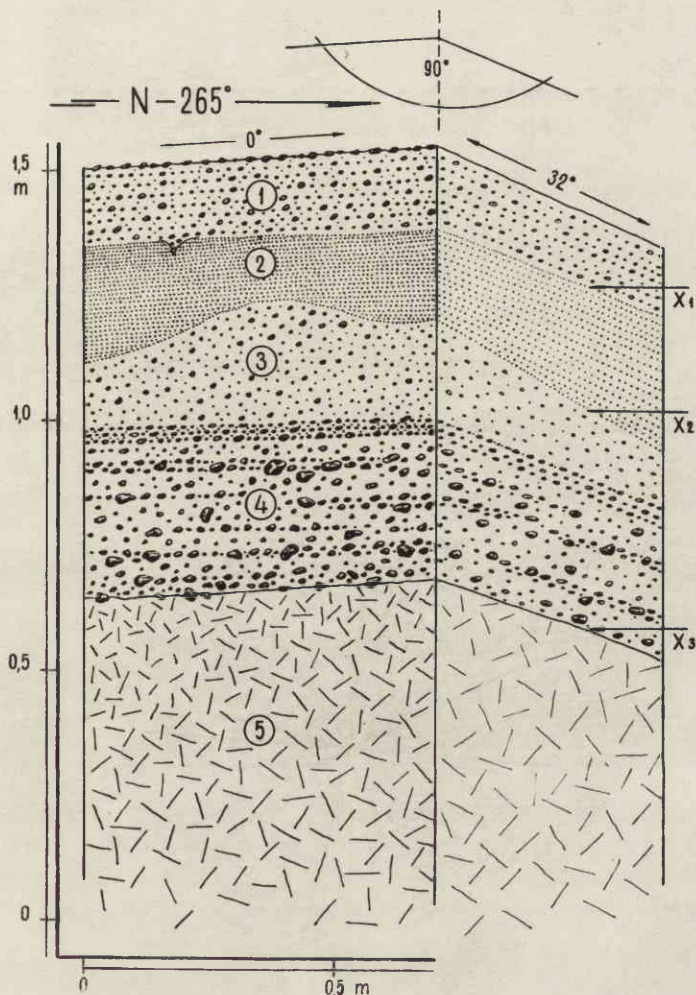
Frakcja mm	Ciężar g	%
> 20	32,800	8,2
20 — 10	7,800	1,9
10 — 5	38,300	9,5
5 — 2	58,700	14,7
2 — 1	103,500	26,0
1 — 0,5	125,600	31,4
0,5 — 0,2	26,500	6,6
0,2 — 0,1	2,300	0,6
0,1 — 0,06	1,600	0,4
< 0,06	2,900	0,7
<b>Razem</b>	<b>400,000</b>	<b>100,0</b>

Pomiary strukturalne w materiale fluwioglacjalnym, budującym terasę kemową wykazały, że można wyraźnie prześledzić odpływ liniowy wody roztopowej. Przeważającą ilość biegów w części północnej wykazuje bieg  $265^\circ$ , upad warstw  $30\text{—}36^\circ$  ku N  $358^\circ$  do N  $70^\circ$ , (ryc. 11). Bieg warstw jest więc skośny do osi morfologicznej. W odległości 22 m od czoła formy wyraźnie można prześledzić soczewkę materiału fluwioglacjalnego, który wykazuje bieg warstw N  $115^\circ$  i upad  $22^\circ$  ku N  $20^\circ$ . W tym wypadku bieg warstw jest prawie równoległy do osi morfologicznej formy. W południowej części formy bieg warstw jest prostopadły do osi morfologicznej, a upady warstw z małymi odchyleniami skierowane są na północ. Poszczególne warstwy na stokach formy wychodzą w „powietrze”, tylko w nielicznych wypadkach wykazują upad zbliżony do nachylenia stoku. Badania strukturalne wykazały, że forma ta powstała w szczelinie między stokiem wału lodowo-morenowego a lodem zalegającym dno przełomu. Część północna formy powstała wyłącznie w szczelinie lodowej. Terasa kemowa powstała supraglacjalnie, gdyż od samego wierzchu występuje materiał warstwowy. W szczelinie przeważał przepływ linalny wody roztopowej, ale zdarzały się też spłynięcia materiału z boku szczeliny z powierzchni lodu (bieg N  $115^\circ$ ).

W przedłużeniu tej formy, z drugiej strony przełomu znajduje się wał kemowy utworzony w szczelinie supraglacjalnej. Długość wału nie prze-

kracza 50 m, a wysokości względne są analogiczne do terasy kemowej. Formy te na pewno są efemeryczne, i ulegną zniszczeniu z chwilą wytopienia lodu zalegającego dno przełomu. Interesujące byłoby prześledzenie, jak długo tego rodzaju formy się zachowują.

Przed krawędzią lodowca Gås, w środkowej części występuje płat sandru marginalnego. Sandr ten utworzony został przez wody roztopowe



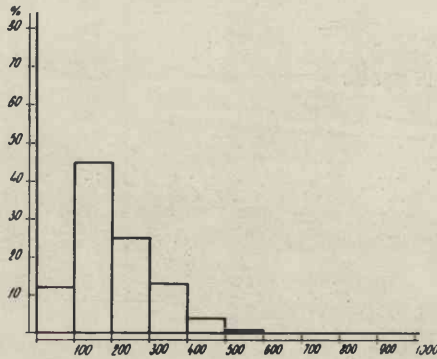
Ryc. 9. Odkrywka w terasie kemowej

1 — żwirek i żwir o frakcji 2–20 mm, 2 — mułek ciemno szary o frakcji 0,01–0,1 mm, 3 — żwirek, 4 — żwir o frakcji 25,0–50,0 mm, 5 — lód;  $x_1$ ,  $x_2$ ,  $x_3$  — miejsca pomiarów strukturalnych

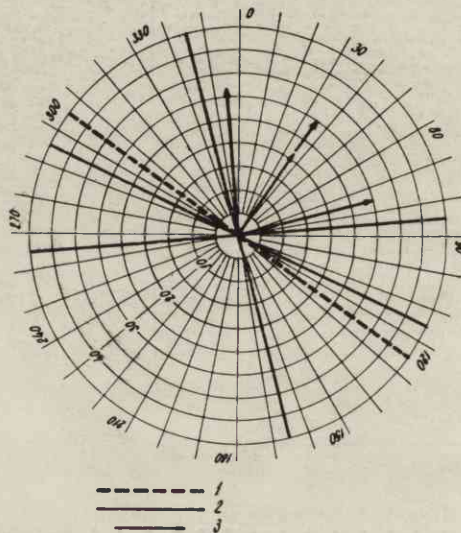
splývające z lodowca bezpośrednio przy jego krawędzi. Sandry występujące na przedpolu wałów lodowo-morenowych lodowca Gås określa autor jako sandry ekstramarginalne, gdyż głównie zostały one utworzone przez wody roztopowe w oddaleniu od krawędzi lodowca. Ekstramarginal-

ne sandry są w większości wypadków usypane przez rzeki roztopowe po utworzeniu się moren czołowych lub wałów lodowo-morenowych. Są to stożki sandrowe utworzone w wylotach przełomów wód roztopowych, w morenach czołowych lub w wałach lodowo-morenowych.

Sandr marginalny lodowca Gås rozciąga się przed jego krawędzią na szerokości ok. 250 m (fot. 11 i 12). Boki sandru podmyte są przez rzeki



Ryc. 10. Wykres obtoczenia materiału fluwioglacjalnego w terasie kemowej



Ryc. 11. Diagram kierunków biegu i upadów warstw w terasie kemowej  
1 — oś morfologiczna formy, 2 — bieg warstw, 3 — kierunek i wielkość upadu warstw

roztopowe. Wody roztopowe rozcinają również środkową część sandru. Grubość sandru w jego części proksymalnej dochodzi do 1,5 m, w kierunku północnym obniża się do 0,90 m. W części proksymalnej sandr leży

na lodzie reliktowym, w części dystalnej zaś — na morenie dennej; budują go piaski gruboziarniste, żwirki i żwiry. Upady warstw na sandrze nie przekraczają  $22^\circ$  i skierowane są wachlarzowato od lodowca. Oś morfologiczna sandru jest równoległa do krawędzi lodowca. Azymuty biegu warstw zawarte są między  $N 265^\circ$  a  $N 110^\circ$ . Oś teksturalna układa się prawie równolegle do osi morfologicznej. Badania strukturalne sandru marginalnego Gås wykazują zbliżony układ stosunku osi teksturalnej i strukturalnej do osi morfologicznej, jak wykazuje schemat dla struktury sandru podany przez S. Jewtuchowicza [46].

#### JEZIORO ZAPOROWE GOËS

Goësvatnet jest jeziorem zaporowym [60] powstałym między klifem lodowca Gås i stokami górskimi Wurmbrandegga (mapa I i fot. 15). Powierzchnia jeziora i jego stosunki batymetryczne ulegały w krótkim okresie czasu dużym zmianom. Mapa opracowana w 1899 r. przez G. de Geera wykazuje znacznie mniejszą powierzchnię jeziora w porównaniu ze stanem obecnym. Głębokość maksymalna jeziora w tym czasie wynosiła 59 m, a jego powierzchnia leżała na wysokości 150 m n.p.m.

W 1938 r. powierzchnia jeziora wynosiła niecały kilometr kwadratowy [69]. Plan batymetryczny wykonany przez H. Riechego wykazywał najgłębsze miejsce jeziora u podnóża klifu lodowego, gdzie wynosiło ono 45 m. Poziom wód jeziora znajdował się na wysokości 105 m n.p.m. — a więc o 45 m niżej od stanu w 1899 r. W 1956 r. w miejscu jeziora istniało zagłębienie wypełnione błotem morenowym, wśród którego zatopione były bryły martwego lodu\*.

W 1959 r. poziom wód w jeziorze znajdował się na wysokości 117 m n.p.m. U podnóża klifu lodowca leżały w wodzie duże odłamy lodu, a powierzchnia jeziora pokryta była liczną krą lodową. Powierzchnia jeziora podlega dużym wahaniom, co potwierdzają również obserwacje botanika niemieckiej wyprawy z 1938 r. E. G. Triloffa [69], który w szerokim pasie na brzegach jeziora nie znalazł żadnej roślinności. Kępki roślinności, jak stwierdził autor w 1959 r. pojawiają się dopiero na wysokości 147 m n.p.m., powyżej wyraźnie zaznaczonej strefy krawędzi brzegowej jeziora.

Zachodnie brzegi jeziora, a właściwie stoki Wurmbrandegga i Kovalskifjellet pokryte są płatami martwego lodu. W północno-zachodniej części obszaru nad Goësvatnet występują wyraźne wzgórza o wysokości względnej w stosunku do powierzchni jeziora 27—30 m (144—147 m n.p.m.). Wzgórza te zbudowane są z lodu relikowego. Materiał morenowy pokrywający lód osiąga nie więcej jak 2 m grubości. Grubsza pokry-

\* Informacja ustna doc. dr S. Siedleckiego

wa materiału morenowego występuje po stronie dystalnej wzniesienia, natomiast po stronie proksymalnej grubość pokrywy nie przekracza 0,50 m. W wielu miejscach na stokach proksymalnych bezpośrednio wyłania się lód reliktowy. Wzniesienia te mają ostro nachylone stoki  $36\text{--}42^\circ$ , a od strony proksymalnej w miejscach braku pokrywy morenowej lód reliktowy tworzy stok o nachyleniu  $52\text{--}60^\circ$ . Wzniesienia lodowo-morenowe wykształcone są w postaci ostrych piramid. Powierzchnia wierzchołkowa często nie przekracza 0,5 m szerokości. Podobne ostre formy spotyka się na czole lodowca Goës. Charakter rzeźby nad jeziorem Goës przedstawiają dokumentarne zdjęcia z 1936 r. S. B e r n a d z i k i e w i c z a [81], na których wyraźnie można stwierdzić ostre zarysy form.

Płat martwego lodu zalegającego na południowych brzegach jeziora pocięty jest przez liczne strumienie wód. W tej części spotykane są też liczne formy małych kemów leżących na lodzie reliktowym. Największa z tych form osiąga ok. 4 m wysokości a ok. 45 m średnicy. Są to formy kemów powstałych supraglacialnie [26, 53]. Zbudowane są ze żwirków i żwirów wyraźnie warstwowych.

Na południowym cyplu jeziora zalega duża bryła lodu bez przykrycia morenowego, w którym wyraźnie widoczne są płaszczyzny ślizgu (fot. 16), które występują w odległości co 10—12 m; między nimi występuje materiał morenowy w warstwie grubości 2 do 40 cm. Płaszczyzny ślizgu nachylone są pod kątem  $6\text{--}8^\circ$  w kierunku na wschód. Struktura lodu, a szczególnie występowanie płaszczyzn ślizgu świadczy o tym, że jest to bryła martwego lodu lodowcowego. Strukturę lodu z wyraźnymi płaszczyznami ślizgu obserwował autor również na czole lodowca Körber, gdzie grubość występującego materiału morenowego między płaszczyznami wynosiła 5 do 10 cm.

#### SANDR EKSTRAMARGINALNY GÅSHAMNÖYRA

Centralną część obszaru Gåshamnöyra zajmuje dobrze wykształcony sandr ekstramarginalny lodowca Gås. Obszar ten był w 1959 r. przedmiotem badań S. Jewtuchowicza [47]. Sandr ekstramarginalny pocięty jest przez system rzek i potoków (fot. 5). Większość potoków uchodzi do jezior utworzonych przed wałem sztormowym, który odgradza sandr od zatoki. Jeziora te tworzą charakterystyczny krajobraz lagunowy [69]. Tylko największe rzeki wchodzą bezpośrednio do zatoki. Sandr zbudowany jest z piasków, żwirku i żwirów warstwowych. W pewnych partiach jest podcinany i niszczone przez potoki i rzeki, w innych odbywa się współczesna akumulacja. Sandr ekstramarginalny obramowują z boku terasy morskie. Ostańce terasowe znajdują się również wśród obszaru sandru, gdzie wznoszą się one do 5 m nad jego powierzchnię.

Na obszarze sandru sporadycznie spotykane są z form peryglacialnych



wieloboki szczelinowe [20] oraz formy hydrolakolitów [27]. Formy hydrolakolitów wykazują duże podobieństwo do występujących na obszarze Alaski form „pingos” [43], ale są od nich znacznie mniejsze.

Na stokach Wurmbrandegga zwracają uwagę podłużne wały starej moreny bocznej. Szczególnie dobrze wykształcony jest wał skrajnie północny dł. ok. 800 m i wysokości bezwzględnej 59 m (mapa I). Podstawa wału leży na wysokości ok. 40 m n.p.m., nachylenie stoków od strony wschodniej wynosi 32—36°. Wał zbudowany z okruchów łupków fylitowych, jak i leżący tuż za nim fragment moreny bocznej, należy wiązać ze zlodowaceniem starszym od holocenińskiego, natomiast bardzo słabo wykształcone moreny boczne, leżące bardziej na południe od wyżej opisanej, przypuszczalnie odpowiadają maksymalnemu zasięgowi lodowca w holocenie.

#### IV. RZEŻBA STREFY MARGINALNEJ LODOWCA WERENSKIOLDA

##### POŁOŻENIE LODOWCA

Lodowiec Werenskiolda położony jest w południowej części Ziemi Wedel Jarlsberg. Położenie jego określają następujące współrzędne geograficzne: szerokość  $77^{\circ}05'N$  i długość  $15^{\circ}20'W$ . Jest to lodowiec dolinny typu alpejskiego [1] z dobrze wykształconym polem firnowym i językiem. Spływa w kierunku równoleżnikowym ze wschodu na zachód. Język jego otaczają od południa masywy górskie Angellfjellet (591 m n.p.m.) i Eimfjellet (641 m n.p.m.), a od północy Jens Erikfjellet (547 m n.p.m.) i Wernerknatten (634 m n.p.m.). Długość lodowca wynosi obecnie maksymalnie 7,5 km, szerokość przy czole dochodzi do 3 km, w partii środkowej do 2 km.

Na lodowcu tym w latach 1957—1960 prowadziła badania grupa glaciologiczna, pod kierunkiem A. Kosiby. Częściowe wyniki badań opublikowano w latach 1958 i 1959 [55, 56]. Czoło lodowca obecnie znajduje się na wysokości 30 m n.p.m. Pomiary fotogrametryczne przeprowadzone na lodowcu Werenskiolda przez C. Liperta [58, 98] wykazywały regresję lodowca. Jego czoło od 1936—1959 r. cofnęło się na wschód o 850 metrów. Regresja była więc bardzo szybka — ok. 40 m rocznie [55]. A. Kosiba [55] przyjmuje, że miąższość lodowca w części czołowej w czasie regresji zmniejszyła się prawie o 75 m, co daje wielkość 2 m rocznie.

Lodowiec Werenskiolda w profilu poprzecznym w części czołowej wykazuje znaczną asymetrię: lewe skrzydło znajdujące się pomiędzy stokami górkimi Angellfjellet a moreną środkową jest znacznie wyższe od skrzydła prawego rozpościerającego się od moreny środkowej po stoki górskie Jens Erikfjellet. A. Kosiba [55] tłumaczy tę asymetrię różną ekspozycją solarną. Południowe skrzydło lodowca wykazuje znacznie słabszą ablację na skutek zacienienia przez masywy górskie w czasie maksymalnej insolacji w godzinach południowych. Prawe (północne) skrzydło lodowca ma całkowitą ekspozycję solarną w czasie maksymalnej insolacji. Proces ablacji na prawym skrzydle jest więc z tych powodów silniej rozwinięty. Badania glaciologiczne wykazały, że część czołowa lodowca jest martwa aż do wysokości 60 m n.p.m., tj. na długości 200—500 m od krawędzi lodowca. Czoło jest płaskie, typowe dla lodowców w regresji; w jego

części południowej w styku ze stokami górkami Angellfjellet występują liczne szczeliny poprzeczne i skośne. Północna część lodowca pozbawiona jest szczelin. Na powierzchni w tej części występują rzeki supraglacialne, których bieg przedstawia mapa opracowana przez C. Liperta [98]. Rzekę supraglacialną płynącą po południowej stronie moreny środkowej prześledził autor w 1960 r. na całej długości języka lodowca. Jest to wąski ke-nion lodowy nie przekraczający szerokości 1 m, o głębokości maksymalnej 4 m. Spadek rzeki jest nierówny, często w korycie występują progi, których wysokość dochodzi do 1 m. Woda płynąca w korycie lodowym z wielką szybkością pokonuje te progi. Grubszy materiał niesiony przez rzekę zostaje osadzony poniżej progów. Podobny charakter mają rzeki supraglacialne występujące na lodowcu między moreną środkową a północną moreną boczną. Ciekawy jest fakt, że wspomniane rzeki supraglacialne na czole Werenskiolda nie zmieniają swoich koryt od 1957 r., o czym przekonuje porównanie ich biegu w 1960 r. ze stanem kartograficznym z lat 1957/1958 [98].

Na czole lodowca w 1960 r. stwierdził autor dwa miejsca wypływu rzek inglacialnych. Ujścia tych rzek zaznaczono na mapie III. Charakterystyczną formą dla lodowców będących w recesji są kopce i pagóry lodowo-morenowe [16, 52]. Małe kopce lodowo-morenowe do 5 m wysokości o ostrych zarysach powstają w czasie silnej ablacji lodowca, w jego części czołowej, w tych miejscach, gdzie materiał moreny powierzchniowej chroni lód przed wytopieniem. Obszar czystego lodu dookoła płatu moreny powierzchniowej wytapia się, zaś miejsce chronione przez morenę nie podlega topnieniu. W tym miejscu powstaje forma kopczyka lub pagóra lodowo-morenowego. Kopczyk taki ma zwykle na wierzchu materiał morenowy grubości do 0,5 m, natomiast wewnątrz formy wypełnia lód. Przy wysokościach do 5 m podstawa formy nie przekracza 10 m średnicy. Najczęściej są to formy małe — do 1,5 m wysokości i szerokości podstawy 2,5 m. Stoki kopczyka są nachylone 30—36° i pokryte cienką warstwą materiału morenowego (1—10 cm grubości). Pagóry lodowo-morenowe o wysokościach względnych większych od 5 m mają odpowiednio większe rozmiary i przykrycie materiału morenowego.

W części czołowej lodowca Werenskiolda spotyka się dość liczne, chaotycznie rozrzucone kopczyki lodowo-morenowe do 2 m wysokości. Ablacja przy czole lodowca jest duża, powierzchnia jego w tej części obniża się do 3 m rocznie [55]. Tak więc formy kopczyków leżących na lodzie tuż przy jego czole powstały w wyniku ablacji w 1960 r. (w sierpniu miały 1,40 m wysokości). Kopczyki i pagóry lodowo-morenowe są formami epizodycznymi i w czasie dalszej recesji lodowca ulegną zniszczeniu. Formy te są również niszczone przez wody roztopowe spływające po powierzchni lodowca. Czasem spotyka się pewne uszeregowanie kopczyków i pagórów lodowo-morenowych. Na lodowcu Olsok w 1959 r. stwierdzono, że ukła-

dają się one w nieregularne ciągi (fot. 1), ale genezy takiego ułożenia nie dało się ustalić.

M. Klimaszewski [52] w 1938 r. formy kopczyków lodowo-morenowych spotykał w północno-zachodniej części Spitsbergenu. Formy te zostały po raz pierwszy opisane w 1772 r. przez P a l s o n a z Islandii [16]. Na lodowcu Malaspina w Alasce dochodzą one do 24 m wysokości, w Islandii do 30 m, a na czole lodowca Hispar w Himalajach do 85 m [16]. W literaturze angielskiej tego rodzaju formy określone są jako „sand-cones” lub „sand-piramids”. O nazwie tej zdecydował na pewno fakt, że przykrycie tych form stanowi na ogół materiał drobnypiaszczysty lub zwirowy. Autor ogranicza się tylko do schematycznej charakterystyki lodowca, ponieważ szczegółowe opisy dał A. K o s i b a [55, 56].

### WAŁY I PAGÓRY LODOWO-MORENOWE

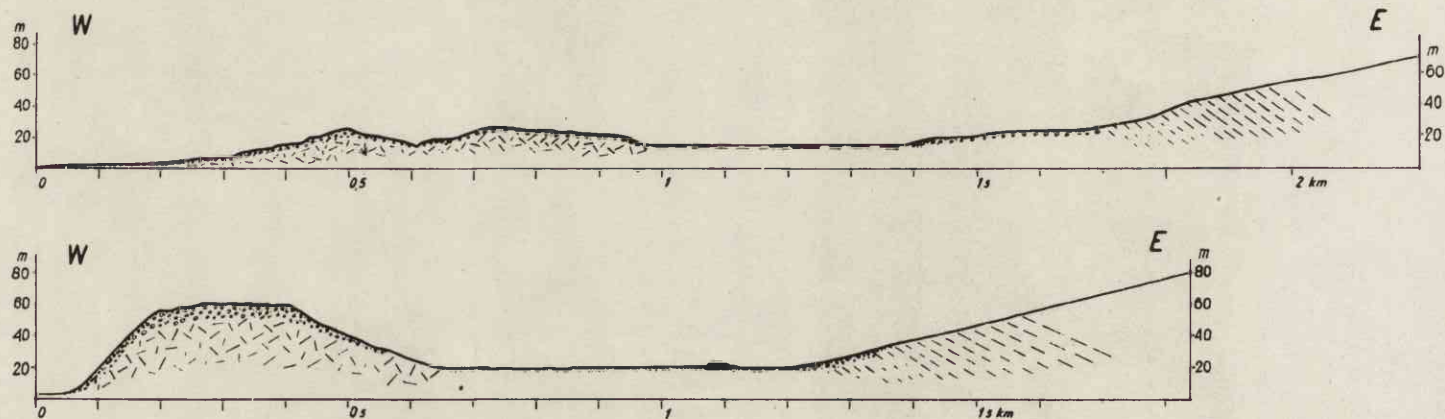
W oparciu o szczegółową mapę topograficzną lodowca Werenskiolda i jego przedpola [98] wykonaną przez Wojskową Służbę Topograficzną w ramach prac Międzynarodowego Roku Geofizycznego, przeprowadził autor w 1960 r. kartowanie geomorfologiczne form strefy marginalnej. W tej strefie można wyróżnić dwie formy:

1. strefę wałów lodowo-morenowych,
2. strefę moreny ablacyjnej i sandrów marginalnych.

Na przedpolu wałów rozciąga się powierzchnia sandru ekstramarginalnego (mapa III).

Wały lodowo-morenowe zwartym kompleksem otaczają lodowiec (fot. 19). Zewnętrzna podstawa wałów położona jest w odległości 1200–1500 m od krawędzi lodowca. Obszar ich od krawędzi lodowca przedziela obecnie strefa moreny ablacyjnej. Kompleks wałów rozciąga się z południa na północ na długości ok. 3 km. Szerokość maksymalna pasa wałów lodowo-morenowych wynosi 650 m. Wysokości względne, w stosunku do sandru ekstramarginalnego leżącego na przedpolu, wynoszą 25 m w części południowej, do 68 m w części północnej. Kulminacja ich znajduje się w północnej części kompleksu i osiąga 98,6 m. n.p.m. [98]. Część południowa kompleksu wałów lodowo-morenowych jest niższa od części północnej. Podczas gdy w części południowej najwyższe kulminacje osiągają 56,5 m; 64,5; 67,6; 61,0 m n.p.m., to w części północnej 80,8; 86,8; 76,5; 81,7; 96,8 m n.p.m. [98]. W profilu poprzecznym poprowadzonym przez kompleks wałów zaznacza się wyraźna asymetria wykształcenia stoku. Stoki dystalne są prawie na całej długości strome, gdy proksymalne są łagodne. Nachylenie stoków dystalnych przekracza zawsze 30°. Maksymalne ich nachylenie dochodzi do 52°. Nachylenie zaś stoków proksymalnych wynosi zwykle 8–24°.

Na powierzchni kompleks wałów zbudowany jest na ogół z materiału drobnego o średnicy poniżej 0,1 m. (fot. 20, 21). W pewnych częściach wa-



Ryc. 12. Przekroje poprzeczne przez kompleks wałów lodowo-morenowych lodowca Werenskiöld. Z lewej strony wały lodowo-morenowe, z prawej czoło lodowca. Między wałami lodowo-morenowymi a krawędzią lodowca strefa moreny ablacyjnej



Fot. 19. Kompleks wałów lodowo-morenowych lodowca Werenskiolda na tle masywu górskiego Jens Erikfjellet (576 m. n.p.m.) i Tonefjellet (933 m n.p.m.). Lipiec 1960 r.



Fot. 20. Materiał morenowy na powierzchni wałów lodowo-morenowych lodowca Werenskiolda. Lipiec 1959 r.



Fot. 21. Wały lodowo-morenowe lodowca Werenskiolda. Forma ostrej piramidy uwarunkowana zakonserwowanym lodem reliktowym. Lipiec 1960 r.



Fot. 22. Jęzor soliflukcyjny na stokach dystalnych wałów lodowo-morenowych lodowca Werenskiolda. Lipiec 1960 r.

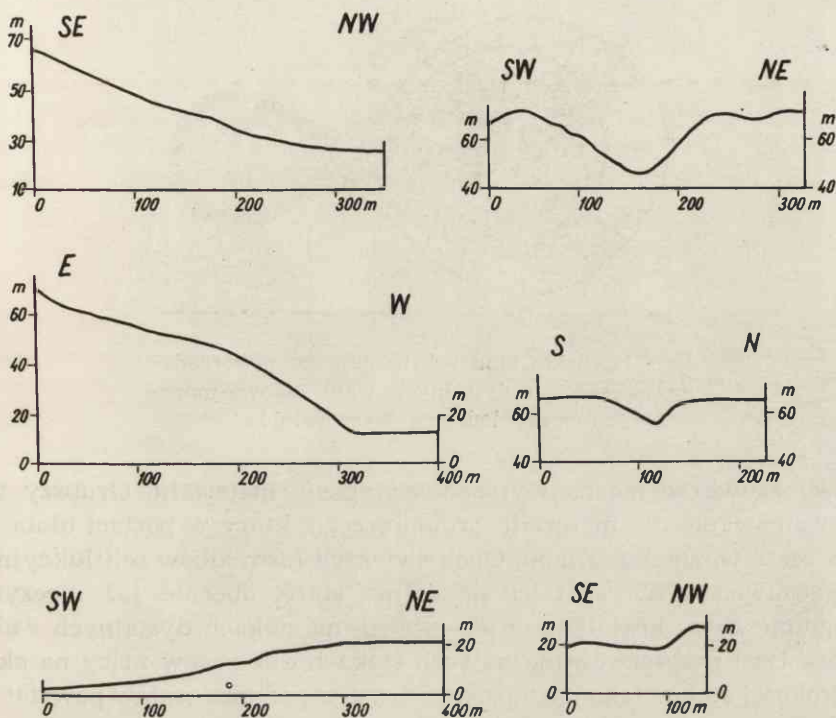
łów spotyka się materiał grubszy do 1 m średnicy. (fot. 21). Duże głazy występują bardzo rzadko. Największy głaz (3 m średnicy) znajduje się na stokach północnych wałów nad rzeką Kwisłą (mapa III). Materiał skalny w wałach lodowo-morenowych pochodzi z otaczających lodowiec masywów górskich. Masywy te zbudowane są ze skał prekambryjskich formacji Hecla-Hoek [4]. Wśród materiału w wałach lodowo-morenowych rozpoznano kwarcyty i amfibolity w części południowej oraz konglomeraty, kwarcyty, łupki, wapienie i dolomity w części północnej. Wszystkie większe głazy leżące na powierzchni wałów są ostrokrawędziste. Materiał morenowy spoczywa na lodzie reliktowym. W 1958 r. lód reliktowy odsłonięty był na powierzchni dystalnej stoków na długości 150 m [98]. Cały stok na tym odcinku został pozbawiony pokrywy morenowej od wysokości 8 m n.p.m. aż prawie po kulminacje wałów [56, fot. 12]. Najwyższe kulminacje, szczególnie w części południowej wykształcone są w postaci ostrych piramid. Forma piramidy jest uwarunkowana lodem reliktowym znajdującym się w jej wnętrzu. Pokrywa materiału morenowego na ostrych wierzchołkach jest zaledwie kilkucentymetrowa (fot. 21) [55, fot. 7]. Występowanie lodu relikowego stwierdzono również w wielu miejscach na stokach proksymalnych wałów. Pokrywa materiału morenowego zalegającego na lodzie reliktowym jest różnej grubości, od kilku centymetrów do kilkunastu metrów (ryc. 12). W całym kompleksie wałów brak większych odsłonień, lecz na podstawie różnych małych ich fragmentów stwierdzono, że pokrywa morenowa ma charakter materiału zwałowego.

Rzeźba kompleksu wałów lodowo-morenowych jest dość urozmaicona. Na grzbiecie kompleksu występują liczne pagóry i wzgórza poprzedzielane licznymi obniżeniami (mapa III). Deniwelacje wewnątrz kompleksu dochodzą do 30 m. W kompleksie wałów można wyróżnić dwa wyraźne ciągi wałów i pagórów przedzielone obniżeniem, w których znajdują się liczne jeziora. [55, s. 111]. Głębokości jezior są niewielkie, nie przekraczają 3 m. S. S u s z c z e w s k i (zoolog wyprawy — 1960 r.) stwierdził występowanie w nich mikrofauny. Obniżenia powstały na skutek nierównomiernej akumulacji materiału morenowego bądź w wyniku wytopienia lodu relikowego.

Stoki wałów pocięte są przez dolinki erozyjne, które występują głównie w ich części północnej. W części południowej poza doliną przełomową wód roztopowych przez pas wałów, występuje tylko jedna dolinka. Dolinki erozyjne są obecnie przeważnie martwe. „Czynna” jest jedna na stokach proksymalnych wałów w pobliżu moreny środkowej (mapa III). Północne stoki tej dolinki w 1960 r. pozbawione były pokrywy morenowej i na powierzchni odsłaniał się lód reliktowy. Woda roztopowa powstająca z topniejącego lodu spływała w postaci płytkiego potoku w kierunku zbiornika wodnego przy krawędzi lodowca. Dolinki znajdujące się na stokach dystalnych kompleksu wałów wykazują profil poprzeczny V kształt-



ny (ryc. 13). Większość dolinek jest zawieszona, dno ich kończy się na stoku wałów 30—60 m n.p.m. Największa z dolinek erozyjnych rozcina cały stok dystalny i dochodzi do poziomego sandru; wszystkie rozpoczynają się rozległymi niszami na wysokości drugiego ciągu wałów i pagórów morenowych. Mogą to być bardzo stare dolinki utworzone przez wody roztopowe spływające z czoła lodowca, który znajdował się wówczas na wyso-

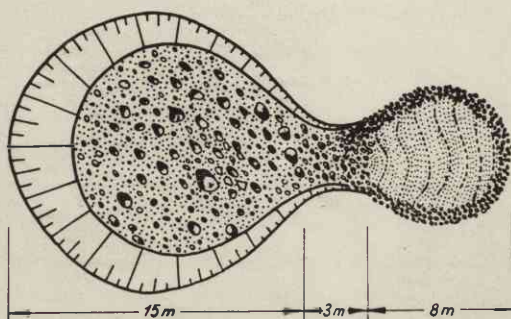


Ryc. 13. Profile podłużne i poprzeczne przez dolinki erozyjne występujące w kompleksie wałów lodowo-morenowych

kości drugiego ciągu wałów. Po recesji lodowca na wschód dalszy rozwój dolinek został zahamowany, a ich zawieszenie zostało uwarunkowane występowaniem na tej wysokości lodu reliktoowego. W dolnych odcinkach dolinki nie wcinały się w lód, a woda roztopowa spływała w dół po stoku lodowym. U wylotu dolinek nie ma zupełnie stożków akumulacyjnych. Woda roztopowa spływająca nimi dostawała się zapewne bezpośrednio do rzeki marginalnej płynącej u podnóża wałów lodowo-morenowych.

Obszar wałów pozbawiony jest pokrywy roślinnej; występuje ona sporadycznie w postaci kępek. Wały lodowo-morenowe w pewnych partiach ulegają dużym przeobrażeniom, w innych nie zauważa się żadnych zmian rzeźby. Na zróżnicowanie stopnia współczesnego przemodelowania wałów zwrócił już uwagę A. Kosiba [55, s. 112]. Największym przeobrażeniem

ulega rzeźba w części środkowej kompleksu wałów lodowo-morenowych. Odsłaniający się na stokach dystalnych lód reliktowy podlega intensywnej ablacji. Wytapiający się lód jest przyczyną soliflukcji materiału morenowego na całej szerokości stoku. Na stoku dystalnym kompleksu wałów obserwuje się powstanie całego systemu nisz osuwiskowych i dużych lobów soliflukcyjnych (fot. 22, ryc. 14). W dużych formach lobów 3—8 m



Ryc. 14. Szkic lobu soliflukcyjnego utworzonego na stokach dystalnych wału lodowo-morenowego lodowca Werenskiolda

długości zauważyć można wyraźną segregację materiału. Grubszy tworzy obramowanie dla materiału drobniejszego, który w postaci błota wypełnia część wewnętrzną lobu. Obok świeżych form lobów soliflukcyjnych i nisz osuwiskowych spotyka się formy stare, obecnie już nieczynne. Szczególnie żywy krajobraz obserwuje się na stokach dystalnych wałów. 16 lipca 1960 zaobserwowano na tych stokach duży zsuw idący na ok. 50 m szerokości stoku. Jako następstwo zsuwu, u podnóża wałów powstał wał pseudomorenowy wysoki na 0,5—1,10 m. Tego rodzaju wały pseudomoren występują bardzo często na Spitsbergenie [53, ryc. 27]. Z form peryglacialnych na obszarze wałów spotyka się zaczątkowe formy pasów kamiennych oraz pierścieni gruzowych [20, 39, 49]. Na większych egzemplarzach głazów wyraźnie można prześledzić wpływ wietrzenia mechanicznego. Wokół nich występują często otoczki gruzowe [20], a przy głazach położonych na powierzchniach pochylonych ogony gruzowe (warkocze gruzowe) do 1,5 m długości.

W południowo-zachodniej części wałów u podnóża stoku dystalnego znajdują się wały do 3 m wysokości zbudowane z materiału różnej frakcji do 1 m średnicy. Najdłuższy z wałów ma ok. 100 m długości. Wały te częściowo leżą na stoku — częściowo u jego podstawy. Autor sądzi, że formy te powstały na skutek szybkiego obsunięcia się materiału ze stoków wałów. Są to zupełnie analogiczne formy pseudomoren, których powstanie obserwowano 16 lipca 1960.

Wały lodowo-morenowe lodowca Werenskiolda zostały utworzone po-



dobnie jak wały lodowca Gås na czole zamierającego lodowca, o czym świadczy fakt, że podstawę kompleksu wałów buduje lód reliktowy. Wały lodowca Werenskiolda według A. Kosiby [56] znaczą zasięg lodowca z lat 1915—1920. Wiek kompleksu lodowo-morenowego został określony na podstawie porównania zdjęć fotogrametrycznych norweskiej ekspedycji z 1918 r. z późniejszym rozwojem lodowca oraz na podstawie przesłanek glaciologicznych opartych na wynikach badań glaciologicznych w latach 1957—1959 [56]. A. Kosiba [55] nie wyklucza, że zasięg lodowca Werenskiolda w holocenie był większy, sięgał poza obecną granicę wałów i prawdopodobnie czołem wkraczał do morza. Możliwe, że istniała tu analogiczna sytuacja do lodowca Gås, jednak na jej potwierdzenie brak przekonujących dowodów morfologicznych.

#### MORENY BOCZNE

Wały lodowo-morenowe na skrzydłach lodowca bezpośrednio przechodzą w wały lodowo-morenowe moreny bocznej. Na południowym skrzydle lodowca są one bardzo słabo wykształcone, podczas gdy na północnym skrzydle towarzyszą językowi lodowca na całej jego długości. Asymetryczny rozwój moren bocznych uwarunkowany jest głównie strukturą skał otaczających lodowiec oraz różną ekspozycją ścian skalnych. Południowe stoki górskie są zwykle zacienione, podczas gdy stoki górskie występujące na północ od lodowca w godzinach południowych podlegają intensywnej insolacji. Wskutek tego wietrzenie mechaniczne jest bardziej rozwinięte na stokach północnych niż na południowych, a proces ten głównie decyduje o wielkości i długości moren bocznych. Południowe skrzydło bocznych wałów lodowo-morenowych na długości ok. 1 km towarzyszy stokom górskim Angellfjellet (mapa III). W części północnej jest to wyraźny wał o szerokości ok. 450 m i wysokości względnej do 50 m. W górę lodowca wał ten zwęża się i w końcu przechodzi w pokrywę złożoną na stoku górskim (ryc. 15 i 16). Grzbiet bocznego wału lodowo-morenowego jest na ogół wąski i często nie przekracza 0,5 m. Nachylenie stoków dystalnych i proksymalnych przekracza zwykle  $30^\circ$ . Na powierzchni wału przeważa materiał drobny, obok którego występują głazy do 3 m średnicy (kwarcyty, amfibolity), ostrokrawędziste i złożone bezładnie. Pochodzą one na pewno ze stosunkowo niedawnych obrywów górskich. Wnętrze formy wału wypełnia lód reliktowy. Grubość pokrywy morenowej nie przekracza 3 m. Szczególnie nisko przykrycie materiału morenowego występuje na stokach proksymalnych wałów. W lipcu 1960 r. stok proksymalny na długości ok. 150 m pozbawiony był zupełnie pokrywy materiału morenowego. Nachylenie stoku lodowego dochodziło do  $42^\circ$ . Stoki proksymalne wału ulegają dużym przeobrażeniom, co wyraża się w powstawaniu na ich powierzchni dużej ilości osuwisk (mapa III). Często osuwiska tworzą się w sposób gwałtowny. Obserwowano utworzenie się dużej

ny dochodzi do 20 m, głębokość do 15 m. Rynna odprowadza okresowo wody roztopowe pochodzące ze stopienia śniegu na stokach górskich Jens Erikfjellet i moreny bocznej.

Końcowa część boczno-wału lodowo-morenowego przedstawia niezwykle żywy krajobraz. Na stokach proksymalnych spotyka się liczne osuwiska i loby soliflukcyjne. Pewne partie wału są zupełnie niedostępne z powodu ściekającego po stoku błota morenowego. Stok proksymalny jest na ogół łagodny o nachyleniu 10—20°. Natomiast stoki dystalne wykazują zazwyczaj duże nachylenie, maksymalnie do 38°. Na stokach dystalnych nie obserwował autor żadnych przejawów soliflukcji.

#### MORENA ŚRODKOWA

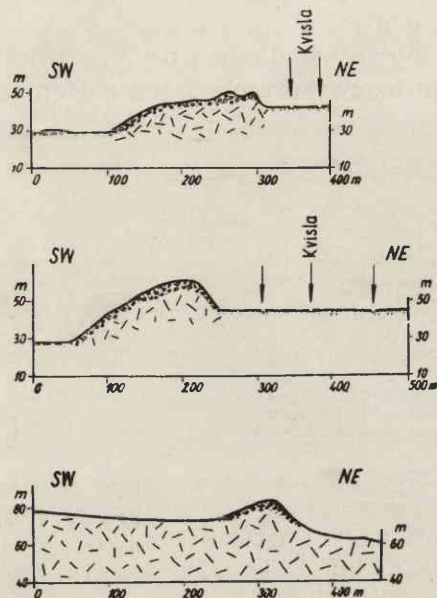
Geneza moren środkowych jest różna. Najczęściej tworzą się one z połączenia moren bocznych dwóch łączących się ze sobą lodowców [16, 53, 57]. Moreny środkowe płyną także od nunataków znajdujących się na polu firnowym lub w części języka lodowca oraz z końców ostróg skalnych wystających z boku lodowca. Bardzo często powstają one na skutek wyłaniania się na powierzchni lodowca jego moren wewnętrznych (np. na lodowcu Gås).

Morena środkowa na lodowcu Werenskiolda płynie od wysuniętej ostrogi skalnej nunataka Glacjologerknausen [7] (77°05'—15°27', 697 m n.p.m.). Długość jej przekracza 6 km; występuje ona na całej długości lodowca, przedzielając go na dwie nierówne części (mapa II). Szerokość moreny środkowej u podstawy w styku z moreną czołową osiąga maksymalnie 200 m. W górę lodowca morena środkowa zwęża się i na wysokości ok. 280 m n.p.m. szerokość jej nie przekracza 1 m (1960 r.). Od 280—400 m n.p.m. znika zwarta morena środkowa. Na powierzchni lodowca występują jedynie pojedyncze głazy różnej wielkości. Dopiero od wysokości 400 m n.p.m. pas moreny środkowej rozszerza się stopniowo do 50 m. W dolnej części, poza krawędzią lodowca, wał moreny środkowej osiąga maksymalnie 30 m wysokości względnej. Idąc w górę lodowca wysokość moreny środkowej w stosunku do powierzchni lodowca maleje i na wysokości pola firnowego znika forma wału. Morena środkowa w górnej części lodowca, to tylko pas moreny powierzchniowej. W dolnej części wał moreny środkowej jest asymetryczny (mapa III). Nachylenie stoków od strony południowej wynosi 10—24°; przeważnie w granicach 10—12°. Od strony północnej nachylenie stoków jest znacznie większe i przekracza 30°.

Na powierzchni morena środkowa zbudowana jest w większości z drobnego materiału, ale sporadycznie występują większe głazy. W materiale moreny środkowej przeważają łupki formacji Deilegga [7], z których zbudowany jest maszyw Glacjologerknausen. Pokrywa materiału morenowego jest niewielka, rzędu kilku centymetrów do kilku metrów (w

kontakcie z moreną czołową). Rzeźba wału moreny środkowej uwarunkowana jest głównie lodem lodowcowym, który znajduje się pod niewielkim przykryciem materiału morenowego (ryc. 18). W morenie środkowej wyraźnie zaznacza się uporządkowanie materiału morenowego. Uporządkowanie to wiąże się z ruchem lodowca. Lód znajdujący się w wale moreny środkowej jest częścią integralną lodowca.

Wzdłuż osi morfologicznej moreny środkowej ciągnie się wąski grzbiecik szeroki 0,30—1,50 m. Wysokość jego wynosi 0,10—0,50 m przy nachy-



Ryc. 18. Przekroje poprzeczne przez morenę środkową lodowca Werenskiolda

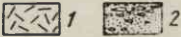
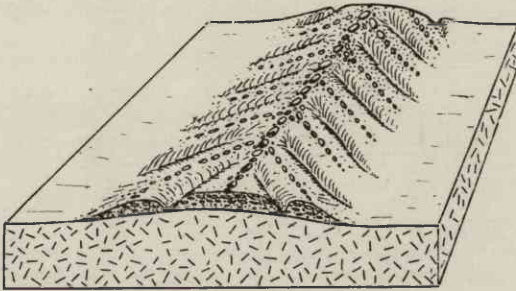
leniu stoków  $26\text{--}42^\circ$  (ryc. 19). Wzdłuż grzbieciku prawie wszystkie głaziki układają się osią dłuższą równoległą do osi morfologicznej. Układ ten potwierdza wyniki badań G. Lundquista [62], który stwierdził, że materiał osadzony w ruchu zorientowany jest w szczególny sposób, a mianowicie oś dłuższa wszystkich głazów i głazików jest skierowana w kierunku ruchu. Ułożenie głazików w grzbieciku moreny środkowej jest zgodne z kierunkiem ruchu lodowca. Należy podkreślić, że wszystkie głazy nawet dużej średnicy do 1,5 m, położone w linii grzbieciku środkowego wykazują podobny układ jak małe głaziki i ustawiają się osią dłuższą do kierunku ruchu.

Stoki północne i południowe moreny środkowej nacięte są przez liczne bruzdy erozyjne o niezwykle regularnym przebiegu [56, fot. 11]; nacinają one skośnie stoki moreny środkowej (ryc. 19). Są to formy niewielkie o szerokości dna od 10 cm do 1 m i głębokości nie przekraczającej 1 m (ryc. 20). Przeważnie nacinają one pokrywę morenową i dochodzą do po-

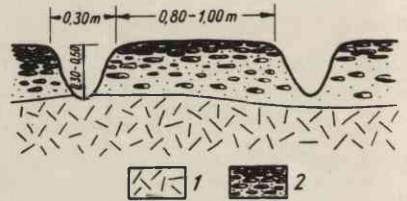
wierzchni lodu. Wzdłuż bruzd ścieka woda roztopowa. Poszczególne bruzdy przedzielone są grzbiecikami 0,20—1,50 m szerokości (ryc. 20). Dla ścisłości należy podać, że bruzdy erozyjne nie tworzą się na stokach przy nachyleniu większym niż 30°.

Materiał morenowy na stokach moreny środkowej jest również wyraźnie uporządkowany i schodzi ukośnie w dół stoku (ryc. 19). Uporządkowanie to można prześledzić szczególnie w środku grzbieciku przedzielającego poszczególne bruzdy erozyjne. Materiał na stoku nie stacza się bezpośrednio w dół, ale spływa niejako po wypadkowej ruchu lodowca i grawitacyjnego opadania.

W dolnej części moreny środkowej na jej powierzchni, w latach 1958 i 1959, istniał kenion lodowy przechodzący następnie w tunel inglacyjny



Ryc. 19. Rzeźba moreny środkowej lodowca Werenskiolda. Na stokach bruzdy erozyjne  
1 — lód lodowcowy, 2 — materiał morenowy



Ryc. 20. Przekrój poprzeczny przez bruzdy erozyjne na stokach moreny środkowej lodowca Werenskiolda  
1 — lód lodowcowy, 2 — materiał morenowy

[56, fot. 13 i 14]. Długość kenionu lodowego dochodziła do 80 m [89], a głębokość nie przekraczała 2 m. Kenion ten wypełniony był stagnującą wodą [98]. W 1960 r. nie obserwowano już tej formy na morenie środkowej. W miejscu tym można było jedynie stwierdzić przemodelowanie formy wału i jego znaczne obniżenie.

#### STREFA MORENY ABLACYJNEJ I SANDRÓW MARGINALNYCH

Pomiędzy strefą moreny czołowej a krawędzią lodowca występuje wyraźne obniżenie o powierzchni płaskiej lub lekko falistej. Na podstawie dokładnego kartowania w strefie tej wyróżnił autor obszary moreny ablacyjnej oraz sandrów marginalnych (mapa III).

Strefa moreny ablacyjnej rozciąga się przed południową krawędzią lodowca, między bocznym wałem lodowo-morenowym a moreną środkową (mapa III). Obszar ten powstał w wyniku szybkiej powierzchniowej deglacjacji. Materiał morenowy znajdujący się na lodzie opadał w dół,

tworząc pokrywę moreny ablacyjnej. Taki sposób powstania moreny ablacyjnej podał po raz pierwszy R. F. Flint w 1947 r. [26, 38, 53, 92]. Struktura tego rodzaju moreny jest beładna (fot. 26), a materiał jej zostaje odłożony na morenie dennej, względnie bezpośrednio na podłożu skalnym. Pokrywa moreny ablacyjnej w obszarze na południe od moreny czołowej dochodzi do 3 m grubości; spod pokrywy moreny ablacyjnej w wielu miejscach wystają skały podłoża (fot. 26), przeważnie łupki postawione pionowo. Skały podłoża leżą w dwóch poziomach 20—25 m n.p.m. oraz 40—42 m n.p.m. Są to ekshumowane powierzchnie terasy 20 i 40 metrowej, na które wkroczył lodowiec w okresie transgresji. Dokładne rozmieszczenie wychodnych teras spod moreny ablacyjnej podaje mapa strefy marginalnej lodowca Werenskiolda (mapa III).

Autor studiował dokładnie profile materiału morenowego złożonego na podłożu skalnym. W normalnym profilu zwałowym obszarów glacialnych powinny się uwidaczniać dwa poziomy [38]. U dołu powinien znajdować się materiał gliniasty, często o strukturze gnejsowej [53], odpowiadający morenie dennej, u góry zaś materiał luźny moreny ablacyjnej. We wszystkich przestudiowanych profilach (400—200 m od krawędzi lodowca) nigdzie nie stwierdził dwudzielności materiału zwałowego. Wszędzie spotykano wyłącznie materiał złożony chaotycznie. Na tej podstawie przypuszcza się że przed czołem lodowca, przynajmniej w strefie 400 do 200 m od jego krawędzi, nigdzie nie została odłożona morena denna. Materiał moreny ablacyjnej złożony został bezpośrednio na podłożu.

Tuż przy krawędzi lodowca tworzy się obecnie morena ablacyjna, ale proces jej powstania jest inny aniżeli moreny ablacyjnej opisanej powyżej. Z czoła lodowca ścieka silnie przepojona wodą morena powierzchniowa, tworząc bezpośrednio przy czole strefę błota morenowego (ryc. 21), które stagnuje przed krawędzią lodowca lub ulega dalszemu przemieszczeniu na przedpolu lodowca. W morenie ablacyjnej tego typu przeważa materiał drobny, lecz często spotyka się również większe głązy spływające po czole lodowca i następnie zatopione w błocie morenowym. Autor przestudiował profile tego typu moreny ablacyjnej w odległości ok. 80 m od krawędzi lodowca w materiale już zestalonym. Profil tego typu moreny ablacyjnej wykazuje dwudzielność. U dołu zalegają bezpośrednio na podłożu większe głązy, u góry zaś materiał drobniejszy — typowa glina morenowa. Były to profile o niedużej miąższości 0,20—0,80 m. Materiał grubszy leżący w spągu profilu jest ostrokrawędzisty, co dowodzi, że pochodzi z moreny powierzchniowej. Pod koniec okresu badań we wrześniu zamierzano przeprowadzić dokładne pomiary ułożenia głazików w tym typie moreny, lecz warunki pogodowe nie pozwoliły dokończyć tych obserwacji.

Morenę ablacyjną tego typu rozpoznał po raz pierwszy na obszarze Spitsbergenu M. Klimaszewski [52, 53] na przedpolu lodowców Comfortles, Eliste i Vestgöta. Przypuszczam, że opisane przez K. Grippa [32] strefy





Fot. 23. Lód reliktowy w bocznych wałach lodowo-morenowych lodowca Werenskiolda. Lipiec 1960 r.



Fot. 24. Kaar lodowcowy w masywie Angellfjellet (591 m n.p.m.) nad lodowcem Werenskiolda. Sierpień 1960 r.



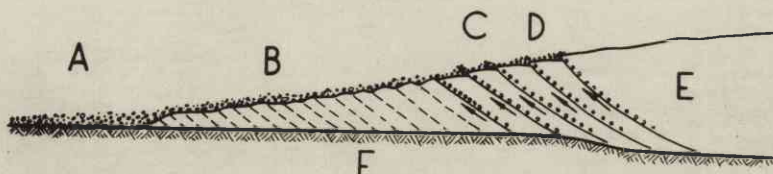
Fot. 25. Morena ablacyjna przed czołem lodowca Werenskiolda. Lipiec 1960 r.



Fot. 26. Wychodnie skał podłoża (terasa 20 m) przykryte moreną ablacyjną lodowca Werenskiolda. Lipiec 1960 r.

świeżo wytopionej moreny dennej oraz strefa moreny mulistej, leżące przy czole lodowca Green — Bay, reprezentują również typ moreny ablacyjnej, o której mowa powyżej. Proces powstania moreny ablacyjnej ściekającej z powierzchni prześledził bardzo szczegółowo W. H. Ward [89, 38] przy krawędzi lodowca Barnesa na Wyspie Baffina.

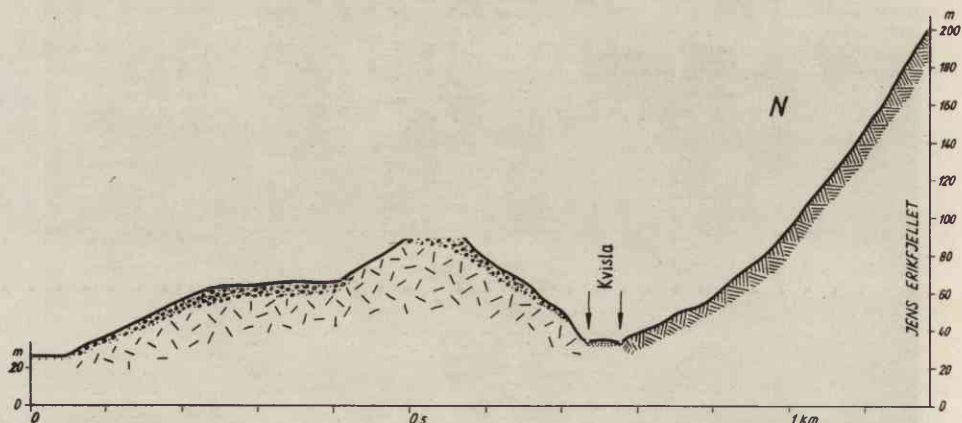
W południowej części strefy moreny ablacyjnej między krawędzią lodowca a brzegami jeziora marginalnego występuje morena o jeszcze innym wykształceniu, aniżeli dwa wyżej wymienione. Na lekko pochylonej



Ryc. 21. Schemat powstania moreny ablacyjnej (II typ) — przy krawędzi lodowca Werenskiolda

A — morena ablacyjna, utworzona przed lodowcem, B — martwa część lodowca, C, D — wyrzucanie materiału morenowego wzdłuż wychodni płaszczyzn ślizgowych, E — aktywna część lodowca, F — podłoże

powierzchni (do 6°) występują grzbieciki przebiegające równolegle do siebie a prostopadle do krawędzi lodowca, zbudowane z różnego materiału morenowego. Między poszczególnymi grzbiecikami występują wyraźne bruzdy. Szerokość grzbiecików u podstawy dochodzi do 1—1,5 m, maksymalnie do 3 m; szerokość brzd do 1 m. Wysokość grzbiecików nie przekracza 30 cm. Materiał występujący na powierzchni grzbieciku wzdłuż jego linii grzbietowej jest wyraźnie posegregowany. Głazy i gładziki w środku poszczególnych grzbiecików ustawione są równolegle do osi morfologicznej



Ryc. 22. Przekrój poprzeczny przez dolinę rzeki Kvisli, między stokami wałów lodowo-morenowych lodowca Werenskiolda a stokami górnymi Jens Erikfjellet



Fot. 27. Sieć rzeczna na sandrze Elveflya. Lipiec 1960 r.



Fot. 28. Sandr Elvflya odgraniczony od morza niskim wałem burzowym. Lipiec 1960 r.



Fot. 29. Powierzchnia sandru Elveflya z ostańcami terasowymi na tle masywu górskiego Jens Erikfjellet (576 m n.p.m.). Sierpień 1960 r.

gicznej formy i wykazują wyraźne obtoczenie. Ten typ moreny został rozpoznany przez V. Schytta [80, fig. 6] na przedpolu lodowca Isfells w masywie górskim Kebne—Kaise w północnej Szwecji. Profile wykonane w latach 1949 i 1952 w głąb czoła lodowca Isfells wykazały, że grzbieciki leżące przed krawędzią przechodzą w wyraźne grzbieciki znajdujące się pod lodowcem. Jest to zatem morena denna („fluted moraine”) o specyficznej strukturze [80], która powstaje na skutek płynięcia materiału morenowego pod lodowcem.

W strefie moreny ablacyjnej występują liczne jeziora marginalne. Największe z nich znajduje się w południowej części tej strefy, w odległości 250 m od czoła lodowca. Rozpościera się ono równoległe do czoła lodowca i ma wymiary maksymalne:  $550 \times 450$  m. Dla jeziora tego nie dokonano pomiarów batymetrycznych, przypuszcza się jednak, że jest to całkiem płytki zbiornik. Na mapie topograficznej w skali 1 : 5000 [98] nazwano je Jezioro Mewie. Nazwa ta jest uzasadniona, gdyż w ciągu lata polarne często przebywają na jeziorze duże stada mewy bladej i siodłatej (*Larus marinus*, *Larus hyperboreus*) [25]. Drugie, większe — Jezioro Zapadłe — znajduje się po południowej stronie moreny środkowej, bezpośrednio przy krawędzi lodowca [98]. Poza wymienionymi na obszarze strefy moreny ablacyjnej występuje szereg mniejszych jezior (mapa III). Prawie wszystkie połączone są rzeczkami wód roztopowych. Woda

roztopowa spływająca z lodowca wpływa do jeziorzek marginalnych, które odprowadzają wodę do Jeziora Mewiego, skąd odpływa do morza poprzez przełom w kompleksie wałów lodowo-morenowych.

Z istnieniem jeziorzek marginalnych związane jest powstawanie stożków sandrowych (mapa III). Rzeki wód roztopowych wpływające do Jeziora Mewiego formują na jego północnych brzegach wyraźny stożek sandrowy (fot. 30). Wymiary stożka wzdłuż osi NS wynoszą ok. 350 m, wzdłuż osi EW ok. 300 m. Zbudowany jest ze żwiru o przeważającej frakcji ok. 5 cm średnicy. W spągu sandru spotyka się również ławice grubego żwiru do 15 cm średnicy. Można wyraźnie prześledzić nakładanie się kilku stożków sandrowych. W części wschodniej płatu sandrowego znajduje się opuszczone stare koryto rzeki sandrowej, wzdłuż którego można było dokładnie prześledzić strukturę i określić grubość stożka. Maksymalna grubość sandru w części północnej dochodzi do 4,5 m. W spągu sandru występują liczne głazy. Jest to efekt przemycia moreny dennej lub ablacyjnej. Nachylenie warstw w sandrze dochodzi do  $16^\circ$ ; układają się one wachlarzowato w kierunku na południe. Struktura warstw leżących w spągu wskazuje, że w pewnym okresie sandr sypały wody płynące ze wschodu, prawdopodobnie bezpośrednio z krawędzi lodowca. Upady warstw w spągu wynoszą  $4-14^\circ$  w kierunku na zachód.

Wyraźny stożek sandru marginalnego występuje również przed krawędzią lodowca, na południowych stokach moreny środkowej. Sandr ten



Fot. 30. Sandr marginalny przed czołem lodowca Werenskiolda na południe od moreny środkowej. Na drugim planie wały lodowo-morenowe. Sierpień 1960 r.



Fot. 31. Rzeka Kvisla w odcinku przelomowym między wałami lodowo-morenowymi lodowca Werenskiolda i stokami górskimi Jens Erikfjellet. Sierpień 1960 r.



Fot. 32. Utwory zastoiskowe przed czołem lodowca Werenskiolda. Lipiec 1960 r.

sypany jest bezpośrednio przez wody roztopowe spływające z lodowca oraz przez wodę roztopową wypływającą ze „źródła” na czole lodowca. Ze „źródła” w szczelinie na powierzchni lodowca, całkiem przy jego krawędzi, bije strumień wody silnie zanieczyszczonej na wysokości do 0,30 m (mapa III). Jest to wypływ strumienia inglacialnego lub subglacialnego. Sandr marginalny pod względem wielkości frakcji jest zróżnicowany. W części północnej przeważa materiał grubszy, wyraźnie warstwowany, o średnicy 0,5—0,1 m. Natomiast współcześnie powstający stożek budowany jest z drobnego materiału. Na wysepkach, wyłaniających się ponad poziom jeziora marginalnego, obmywającego sandr, występuje całkiem drobny materiał mułków i ilów (fot. 32). Powierzchnia starszego sandru przy proksymalnych stokach wałów lodowo-morenowych została pocięta przez liczne rzeki. Świadczą o tym zachowane stare koryta. Dna starych koryt rzecznych znajdują się na różnej wysokości, stąd wniosek, że gdy w jednej części sandru odbywał się proces akumulacji, w tym samym czasie w innej jego części następowało niszczenie starszych osadów. Zjawisko to można również zaobserwować badając tworzące się współcześnie marginalne stożki sandrowe.

Przed północną krawędzią lodowca znajduje się duży płat sandru marginalnego szerokości ok. 550 m i długości maksymalnej do 1000 m. Sandr ten zbudowany jest na ogół ze żwiru. Powierzchnia sandru jest bardzo urozmaicona. Występują na niej liczne poziomy terasowe, których powiązanie trudno ustalić. W części zachodniej sandr podziurawiony jest przez liczne zagłębienia. Część z nich to wyraźne, stare koryta rzek. Inne zagłębienia, o kształtach owalnych, powstały zapewne na skutek wytopienia się brył lodu relikтового. Nie mamy jednak żadnych obserwacji dotyczących struktury sandru tego obszaru.

Sandr marginalny przy północnej krawędzi lodowca przecinają rzeki wód roztopowych, spływających z jego czoła. Łączy je rzeka Kvisla (mapa III), która wydestaje się na zewnątrz strefy marginalnej poprzez przełom między stokami wałów lodowo-morenowych, a stokiem górskim Jens Erikfjellet. Prąd Kvisli jest bardzo silny, w odcinku przełomowym przechodzi się ją z dużą trudnością (fot. 31). Stan wód na rzece uzależniony jest od wielkości ablacji na lodowcu. W sezonie letnim 1960 r. obserwowano wahania poziomu wód rzeki dochodzące do 0,30 m.

## OZY

W strefie marginalnej lodowca Werenskiolda znajdują się cztery formy ozów. Rozmieszczenie tych form podaje mapa strefy marginalnej lodowca (mapa III). Jeden z ozów znajduje się u podstawy stoków dystalnych wałów lodowo-morenowych, pozostałe zaś leżą przy krawędzi lodowca.



Szczególnie interesująca, z uwagi na swe położenie, jest forma ozu znajdująca się przy stokach wałów lodowo-morenowych. Jest to oz niewielkich rozmiarów, o łącznej długości 128 m i maksymalnej wysokości względnej 4,4 m. W ozie tym można wyróżnić trzy części, różniące się nieznacznie między sobą przebiegiem osi morfologicznej oraz wykształceniem zewnętrznym formy. Oto charakterystyka morfometryczna poszczególnych części ozu:

I część:

długość — 34 m;  
przebieg osi morfologicznej formy — N 310°;  
wysokość formy od S = 3,40 m, od N — do 2,0 m;  
szerokość podstawy do 10,0 m;  
szerokość grzbietu do 0,5 m;  
nachylenie stoków S = 38°, N — do 30°;

II część:

długość — 60 m;  
przebieg osi morfologicznej formy — N 318°;  
wysokość formy od S — od 4,40 (E) do 2,0 m (W); od N — do 0,5 m;  
szerokość podstawy do 10,0 m;  
szerokość grzbietu do 2,0 m;  
nachylenie stoków S do 38°, N do 38°;

III część:

długość — 34 m;  
przebieg osi morfologicznej formy N 325°;  
wysokość formy od 1,0 m (E) do 0,5 m (W); zakończenie ozu 0,3 m;  
szerokość podstawy do 5,0 m;  
szerokość grzbietu do 1,5 m;  
nachylenie stoków S — 16—30°, N — 16—32°.

Oz wykształcony jest w formie wału (fot. 33 i 34). Powierzchnia ozu stopniowo obniża się ku zachodowi. Od strony północnej oz przylega do stoków wałów lodowo-morenowych, zaś od strony południowej graniczy z sandrem. Zbudowany jest z warstwowanych osadów fluwioglacjalnych mułków piaszczystych, piasków i żwirów. Upady warstw w spągu ozu wynoszą 6—16° ku zachodowi, bieg warstw zamyka się w granicach N 10° do N 55° (ryc. 23). Oś strukturalna jest więc prostopadła lub lekko skośna do osi morfologicznej formy. Osady występujące w stropie formy są lekko zaburzone, na co wskazują wielkie kąty ich upadów, a warstwy ich zapadają na północ i na pewno nie reprezentują pierwotnego ułożenia (ryc. 24). Materiał fluwioglacjału od strony północnej przykrywa warstwa organiczna — torf. Przypuszczać należy że warstwa ta powstała na skutek zakrycia pokrywy roślinnej na pierwotnym stoku formy. Brak tej warstwy od strony południowej wskazuje, że z tej strony oz został podcięty

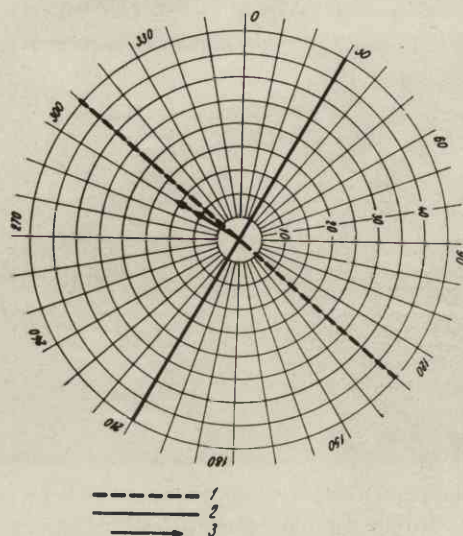


Fot. 33. Oz na południowym skraju wałów lodowo-morenowych lodowca Weren-skiolda. Na drugim planie zatoka Notting. Lipiec 1960 r.



Fot. 34. Oz na południowym skraju wałów lodowo-morenowych lodowca Weren-skiolda. Zdjęcie zrobione od strony zatoki Notting w głąb lądu. Lipiec 1960 r.

przez wody sandrowe. Pierwotnie szerokość ozu była zapewne większa. Warstwa organiczna przykryta jest przez warstwę mułku piaszczystego, wykształconego zupełnie podobnie jak warstewka mułku znajdująca się we wnętrzu formy, między osadami żwiru. Genezy tej warstwy nie potrafimy jeszcze wyjaśnić. Od strony północnej ozu, w jego części wschod-



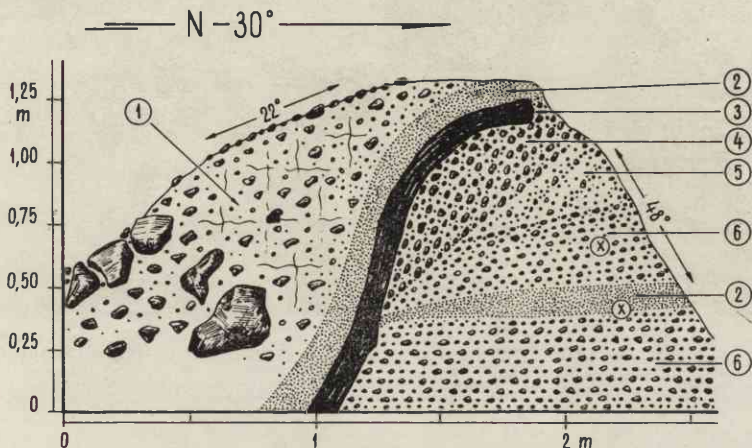
Ryc. 23. Diagramy biegu, kierunku i wielkości kąta upadu warstw w ozie położonym przy stokach dystalnych wałów lodowo-morenowych lodowca Werenskiolda

1 — oś morfologiczna formy, 2 — bieg warstw, 3 — kierunek i kąt upadu warstw

niej, na stoku występuje pokrywa materiału zwałowego z głazami do 0,3 m średnicy (ryc. 24). W części wschodniej nie przekopano formy ozu do spągu. Na głębokości 1 m od powierzchni ozu znajduje się już wieczna zmarzlina. Powierzchnia ozu jest w pewnych miejscach przykryta przez roślinność (fot. 33 i 34). Pokrywa roślinności wyraźnie kontrastuje z całym nagimi stokami kompleksu wałów lodowo-morenowych.

Oz, jak wskazuje jego budowa geologiczna i struktura wewnętrzna, powstał supraglacjalnie tzn. w otwartej szczelinie w lodzie [26, 48, 53, 92]. Występuje w nim materiał fluwioglacjalny wyraźnie warstwowany od spągu po strop formy. Przepływ wód w szczelinie, jak wykazują pomiary strukturalne, był linearny, z południowego wschodu na północny zachód. W ozie wyróżnić można dwie fazy sedymentacji materiału. Granicą tych faz jest warstwa mułku piaszczystego znajdująca się we wnętrzu formy. Mułek piaszczysty przedziela osady piasków i żwiru, a powstał w okresie powolnego przepływu wody lub po prostu w wodzie stagnującej. Poniżej

tej warstwy zarówno jak i powyżej, osady piasków i żwirów wskazują, że przepływ wody osadzającej ten materiał był stosunkowo duży. W materiale tym przeważa faza sedymentacji płaskiej [21, 22] oraz występuje duża różnorodność ziarn w poszczególnych warstwach. Bardzo możliwe, że cała forma powstała w ciągu dwóch sezonów ablacji (tj. 2 lat). Forma ta powstawała w lodzie o niedużej grubości. Szczelina, w której został utworzony oz, sięgała do podłoża, o czym świadczą niezaburzone warstwy w spągu formy. Zaburzenia występujące w warstwach w stropie formy, tłumaczy się istnieniem we wnętrzu ozu soczewek lodu zimowego, który utwo-



Ryc. 24. Budowa wewnętrzna ozu leżącego w strefie marginalnej lodowca Werenkiöld

1 — materiał zwalowy, 2 — mulek piaszczysty, 3 — warstwa organiczna (torf), 4 — żwir o frakcji 1—5 cm, 5 — piasek gruboziarnisty z ziarnami żwirku, 6 — żwir; x — miejsca pomiarów biegu i kierunku upadu warstw: w warstwie 6 — upady do 48°ku N, w warstwie 2 — bieg warstwy N 30°, upad 10°ku W

rzył się nad warstewką mułku piaszczystego po pierwszym sezonie ablacji (w okresie zimy). Wytopienie się tego lodu spowodowało naruszenie struktury pierwotnej warstw w stropie ozu.

Na wierzchołku wału ozowego występują sporadycznie głazy do 0,30 m średnicy (fot. 33). Głazy są ostrokrawędziste. Pewne ślady zaokrąglenia krawędzi głazów można zauważyć jedynie w częściach sterczących ponad powierzchnię ozu. Zaokrąglenie krawędzi wiąże się z działalnością eoliczną. Po wyciągnięciu głazów można stwierdzić, że część zagrzebana ma bardzo ostre krawędzie. Głazy leżące na wierzchołku pochodzą zatem z moreny powierzchniowej lodowca. Wpadły one do szczeliny po utworzeniu formy ozu. Szerokość szczeliny była niewielka i na pewno nie przekraczała maksymalnej szerokości 10 m.

Przypuszczać należy, że forma ozu powstała w tym samym czasie co wały lodowo-morenowe, tzn. w okresie lat 1915—1920 (1955—1956). Mo-



Fot. 35. Oz łączący na powierzchni lodowca Werenskiolda w jego części czołowej.  
Lipiec. 1960 r.



Fot. 36. Początek ozu leżącego na powierzchni lodowca Werenskiolda. Lipiec 1960 r.

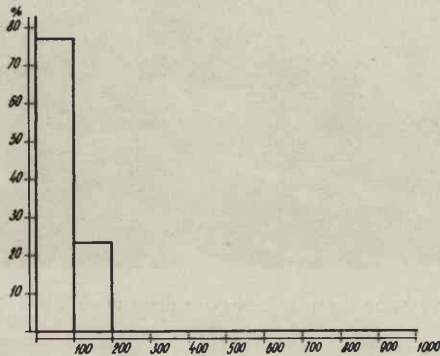


Fot. 37. Budowa wewnętrzna ozu leżącego na powierzchni lodowca Werenskiolda.  
Lipiec 1960 r.



Fot. 38. Wylot rzeki inglacjalnej na czole lodowca Werenskiolda. Lipiec 1960 r.

żliwe również, że w przypadku lodowca Werenskiolda zachodziła analogiczna sytuacja jak przy deglacjacji lodowca Gås. W wypadku przyjęcia tej tezy wały lodowo-moreńowe lodowca Werenskiolda nie zaznaczałyby maksymalnego zasięgu tego lodowca w holocenie. Jego zasięg zatem wyznaczałyby formy szczelinowe. Na przedpolu lodowca mogło znajdować się więcej form ozów i kemów, ale zostały zniszczone przez rzeki sandrowe i abrazyjną działalność morza. Zachowała się jedynie forma ozu leżącego bezpośrednio przy stokach wałów, chociaż i ona mogła być znacznie dłuższa. Część północno-zachodnia ozu mogła ulec zniszczeniu przez fale morskie, w okresie sztormów. Wody morskie w okresie sztormów podchodziły



Ryc. 25. Wykres obrotowości ziarna materiału fluwioglacjalnego w ozie leżącym na powierzchni lodowca Werenskiolda

do stoków wałów, o czym świadczy drzewo dryfitowe leżące tuż przy stokach wałów (w odległości ok. 50 m na północ od ozu). Również A. Kosiba [55, 56] nie wyklucza większego zasięgu lodowca Werenskiolda w holocenie.

Najwyższa forma ozu w strefie marginalnej lodowca Werenskiolda znajduje się na jego krawędzi. Oz ten leży na południe od wyniesienia 46 m n.p.m. [98]. Długość ozu, mierzona taśmą geodezyjną wzdłuż osi morfologicznej dnia 20.VII.1960 r. wynosiła dokładnie 125 m, natomiast po sześciu tygodniach — 1.IX. — tylko 107 m. Na mapę strefy marginalnej naniesiono stan z 1958 r. (mapa III). Do zagadnienia zmian długości formy ozu powrócimy po omówieniu jego charakterystyki morfometrycznej. Dane morfometryczne ozu są następujące:

długość — 125 m; 107;

przebieg osi morfologicznej formy — występują wyraźnie segmenty o następującym przebiegu (od wschodu) — N 285°, N 270°, N 240°, N 295°,

wysokość formy — 1,6 m—8,4 m (37,2 m n.p.m.)

szerokość u podstawy — 1,3 m — 25,0 m  
szerokość grzbietu — 0,1—2,2 m  
nachylenie stoków — wszędzie przekracza 30°.

Cała forma składa się z czterech segmentów, przedzielonych obniżeniami występującym w falistej linii grzbietowej. W profilu podłużnym występują liczne obniżenia. Kulminacja ozu znajduje się w środkowej części formy. Forma ta ma na ogół ostre zarysy, a jej grzbiet na znacznej długości nie przekracza szerokości 0,5 m (fot. 35). Jedynie część wschodnia ozu ma zupełnie płaski grzbiet (fot. 36). W stropie formy występuje wyraźnie warstwowany materiał fluwioglacjalny (fot. 37) leżący na lodzie, który stanowi podstawę formy. Miąższość materiału fluwioglacjalnego wynosi 0,60—4,20 m; występują w nim mułki, piaski i żwiry. Na ogół przeważa drobny materiał, co ilustruje tabela 3:

Tabela 3

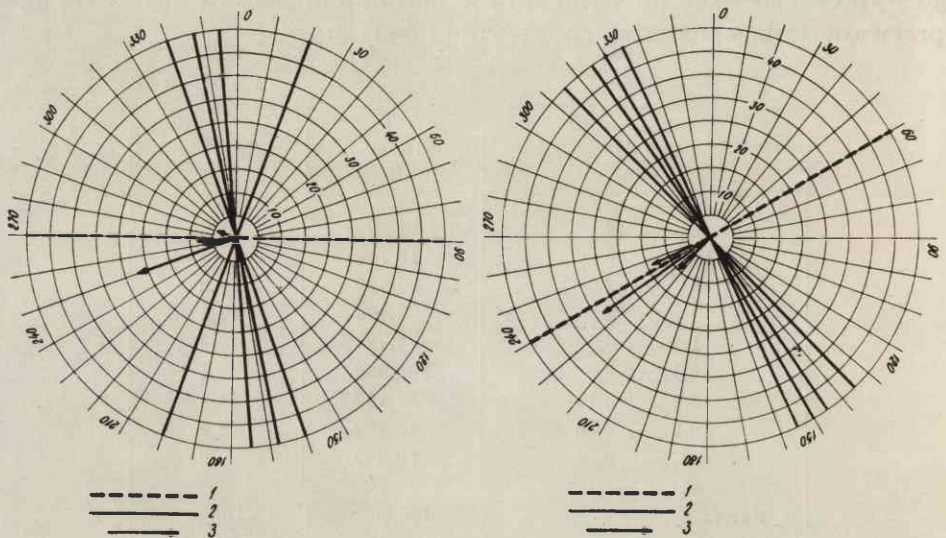
Frakcja mm	Ciężar q	%
> 10	17,200	4,2
10 — 5	19,700	5,0
5 — 2	36,600	9,2
2 — 1	70,000	17,5
1 — 0,5	77,700	19,4
0,5 — 0,2	100,600	25,1
0,2 — 0,1	57,100	14,3
0,1 — 0,06	10,600	2,7
< 0,06	10,500	2,6
<b>Razem</b>	<b>400,000</b>	<b>100,0</b>

Materiał fluwioglacjalny jest ostrokrawędzisty, ziarna są zupełnie nie obtoczone (ryc. 25), co wskazuje na bardzo krótki transport materiału. W części zachodniej występuje znacznie grubszy materiał niż w części wschodniej. Kierunki upadów i biegów warstw w ozie podają załączone diagramy (ryc. 26, 27). Pomiar strukturalne przeprowadzono jedynie w tych częściach, których charakter warstw wskazywał na pierwotną akumulację. Oz spoczywa na lodowcu, którego stoki podmywane są przez wody roztopowe i podlegają dość intensywnej ablacji, jedynie jego skrajnie zachodnia część położona jest poza lodowcem (mapa III). Wytapiający się lód spowodował duże zaburzenie w pierwotnej akumulacji, co przejawia się między innymi w zmianie upadów warstw. W tych częściach ozu, w których obniżył się grzbiet formy, upady skierowane są na wschód — przeciw przebiegowi formy. Rzeźba jej wskazuje, że forma powstała inglacjalnie, w tunelu we wnętrzu lodowca (fot. 39). Wewnątrz formy stwierdza się wyraźne warstwowanie materiału. Na jego powierzchni zaś znajduje się cienka warstwa moreny ablacyjnej (fot. 37). Struktury



warstw wykazują linijny przepływ wody w tunelu w kierunku na zachód, upady ich zamykają się w granicach 4—22°.

Oz powstał w tunelu inglacjalnym i stopniowo wylaniał się z lodowca w miarę postępującej ablacji na czole [37, fig. 24]. Łód zalegający obecnie w spągu formy stanowił dno tunelu lodowego. Przed wytopieniem ochroniła go pokrywa materiału fluwioglacjalnego. Po wytopieniu się lodu cała forma ulegnie zawaleniu i rozmyciu przez wody roztopowe w okresie dalszej recesji lodowca. Oz każdego roku podlega dużym przeobrażeniom. W sezonie badawczym 1960 r., w ciągu 40 dni, wody roztopowe zniszczyły segment ozu w części wschodniej na przestrzeni 18 m. Rozmiary tej części



Ryc. 26 i 27. Diagram biegów, kierunku i wielkości kąta upadu warstw w ozie leżącym na powierzchni lodowca Werenskiolda

1 — oś morfologiczna formy, 2 — biegi warstw, 3 — kierunki i kąt upadu warstw

ozu były niewielkie: wysokość do 1,60 m, szerokość podstawy 2,80. Tylko 50% wysokości formy stanowił materiał fluwioglacjalny leżący na lodzie (fot. 36 — zniszczeniu uległa skrajna część ozu leżąca na lodowcu).

Na północ od wyniesienia 46 m znajdują się dwa ozy. Większy z nich charakteryzują następujące dane morfometryczne:

długość wzdłuż osi morfologicznej — 213 m

oś morfologiczna formy zmienna od N 225° do N 340°

wysokość — do 1,8 m

szerokość podstawy — 3,0—7,5 m

szerokość grzbietu — 0,4 m — 4,0 m

nachylenia stoków 30—34° — w miejscach podcięcia przez wody roztopowe do 60°.

Forma ozu leży u wylotu tunelu rzeki inglacialnej (fot. 38 i 39); od strony wschodniej jest silnie zniszczona przez wody roztopowe spływające z lodowca. W części wschodniej w ciągu kilku dni silnej ablacji został odcięty segment formy długości 7 m. Woda roztopowa przerwała oz na długości 3,5 m i wyniosła z tej części cały materiał. Powierzchnia ozu jest wyraźnie nachylona 4°—6° ku W. Od spągu do stropu ozu występuje wyraźnie warstwowany materiał fluwioglacialny, mułki, piaski i żwiry. Można wyraźnie prześledzić ciągłość warstw na całej długości formy. Wielkość frakcji materiału występującego w ozie podają tabele 4, 5.

Tabela 4

Materiał pobrany z powierzchni formy do 10 cm głębokości

Frakcja mm	Ciężar g	%
> 20	153,150	38,3
20 — 10	100,370	25,1
10 — 5	63,200	15,8
5 — 2	37,150	9,3
2 — 1	19,750	5,0
1 — 0,5	13,600	3,4
0,5 — 0,2	4,200	1,0
0,2 — 0,1	1,230	0,3
0,1 — 0,06	1,000	0,2
< 0,06	6,350	1,6
<b>Razem</b>	<b>400,000</b>	<b>100,0</b>

Tabela 5

Materiał pobrany z głębokości 1 m

Frakcja mm	Ciężar g	%
> 20	57,000	14,2
20 — 10	84,000	21,0
10 — 5	42,200	10,6
5 — 2	25,900	6,5
2 — 1	33,000	8,2
1 — 0,5	79,000	19,8
0,5 — 0,2	64,000	16,0
0,2 — 0,1	10,000	2,5
0,1 — 0,06	2,000	0,5
< 0,06	2,900	0,7
<b>Razem</b>	<b>400,000</b>	<b>100,0</b>



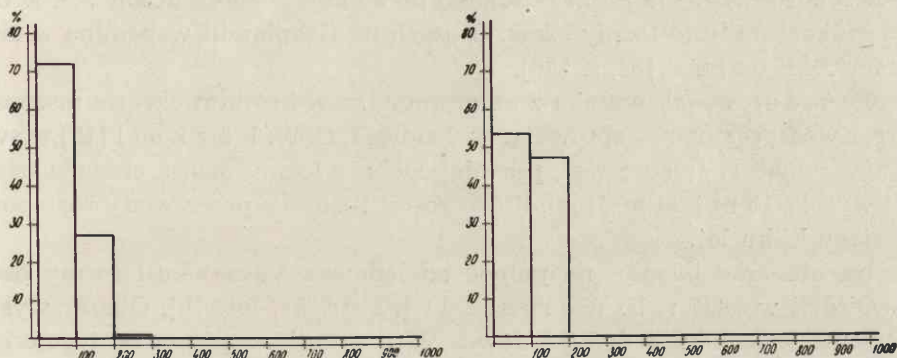
Fot. 39. Wnętrze tunelu rzeki inglacialnej na czole lodowca Werenskiolda. Lipiec 1960 r.



Fot. 40. Szczeliny na lodowcu Skilrygg. Sierpień 1960 r.

Materiał w ozie nie jest obtoczony, co wskazuje na jego krótki transport (ryc. 28). Pomiary strukturalne dokonane we wnętrzu formy wskazują na sływ linalny wody w kierunku na zachód, zgodnie z przebiegiem osi morfologicznej formy. Upady warstw wynoszą 8—12°. Oz ten powstał supraglacialnie na czole lodowca w bardzo płytkiej szczelinie i został bezpośrednio złożony na podłożu. Jest to forma niewielka, ale o wyraźnych zarysach morfologicznych i wyraźnej strukturze. Jeżeli nie zniszczą jej wody roztopowe, może zachować się przez dłuższy czas.

Na południe od wyżej opisanej formy ozu leży krótki 46 metrowy wał



Ryc. 28. Wykresy obtoczenia ziarn materiału fluwioglacialnego w ozie leżącym przed krawędzią lodowca Werenskiolda. Z lewej strony wykres dla materiału pobranego z głębokości 10 cm od powierzchni formy, z prawej — z głębokości 1 m

ozowy (na mapie III nieco powiększony). Jest to forma wygięta w kształcie rogalika. Część wschodnia, długości 21 m, ma w przybliżeniu przebieg osi morfologicznej w kierunku N 260°. Pozostała część, o długości 25 m, wykazuje kierunek osi morfologicznej N 310°. Wysokość formy wynosi 1,2—1,4 m. Szerokość podstawy 4,40 m, na powierzchni wierzchołkowej do 2 m. Wierzchołek formy jest na całej długości płaski i pochylony do 5° w kierunku zachodnim. Budowa formy jest analogiczna do ozu sąsiedniego. Stoki, o nachyleniu do 30°, w wielu miejscach podcięte są przez wody roztopowe spływające z lodowca. Oz ten powstał podobnie jak wyżej opisana forma ozu.

W obszarach polarnych, jak stwierdza J. K. Charlesworth [16], bardzo rzadko odkrywa się formy ozów. Na obszarze Spitsbergenu występowanie ich stwierdzono dotychczas tylko w nielicznych miejscach, E. J. Garwood i J. W. Gregory [29] wspominają w swej pracy o występowaniu na obszarze północnego Spitsbergenu wałów żwirowych. Formy te jednak zdaniem autorów mają założenia erozyjne. Zostały one wycięte w płacie żwirowym (sandr). M. Klimaszewski [52] w 1938 r. na obszarze pomiędzy Kongsfjorden a Eidembukta, w północno-zachodniej części Spitsbergenu, znalazł dwie krótkie formy ozów, które powstały subakwaticznie. Wał ozu znajdujący się przy krawędzi lodowca Comfortles,

zbudowany z piasków i mułków osiąga wysokość 3 m, a kąty nachylenia stoków wynoszą ok. 35°. Oz przy krawędzi lodowca Aavatsmark zbudowany z drobnego żwiru posiadał tylko 1,5 m szerokości. M. Klimaszewski nie opisuje szerszej formy ozów i ich budowy wewnętrznej. Pod względem wysokości formy te są podobne do ozów występujących w strefie marginalnej lodowca Werenskiolda. A. Kornerup [16] w latach 1879 [8] w zachodniej Grenlandii widział wał biegnący równolegle do lodowca zbudowany z piasku i żwiru do 6 m wysoki i ok. 80 km długi. Na wschodnich wybrzeżach Grenlandii M. Vahl [16] obserwował podobny wał o wysokości względnej 5 m i długości do 30 km. Niewykluczone, że w obu wypadkach były to formy ozów. O ozach na Grenlandii wspomina w swej pracy A. Kosiba [54, s. 188].

Formy ozów, jak wynika z obserwacji, są w krótkim okresie niszczone przez wody roztopowe spływające z lodowca. C. W. Päckull [16] w swej pracy z 1868 r. opisuje wał, prawdopodobnie formy ozu, z obszaru Islandii wysoki 15 m i 90 m długi, który został rozmyty przez wody roztopowe w ciągu kilku lat.

Na obszarze Islandii na północ od lodowca Vatnajökull formy ozów stwierdził w 1937 r. P. Woldstedt [92 str. 51, fot. 19]. Obszar występowania ozów na przedpolu lodowca Vatnajökull, na północ od jego części zwanej Brúarjökull, jak stwierdza E. M. Todtman [87], jest największym z obszarów współcześnie zlodowaconych. Takiego nagromadzenia ozów jak na Islandii nie spotyka się nigdzie w krajach polarnych. Długość wałów ozowych dochodzi tu do 1,5 km [87 s. 21] i do 5 m wysokości [37 s. 260]. Formy ozów występujące na północ od lodowca Brúarjökull były przedmiotem badań G. Hoppego, który stwierdził, że są to formy powstałe subglacialnie [37, fig. 24].

Na Alasce stwierdzono ozy na przedpolu lodowców Vakuta i Woodworth. Doskonałe zdjęcie ozu występującego na przedpolu lodowca Woodworth wykonane przez B. Washburna zamieszcza w swym podręczniku R. F. Flint [26, str. 464, tabl. XVII]. Tworzenie się form ozów zaobserwowano również na przedpolu lodowca Malaspina [16]. Jak wynika z powyższego przeglądu literatury, w krajach polarnych ozy osiągają bardzo małe wymiary w porównaniu z ozami występującymi na obszarach zlodowacenia plejstoceniowego w Europie i Ameryce Północnej [16, 26, 92].

#### SANDRY EKSTRAMARGINALNE

Na przedpolu moren czołowych rozpościera się stożek sandru ekstramarginalnego (mapy II i III). Rozmiary stożka wynoszą wzdłuż osi W E — 3,5 km, a wzdłuż osi N S ok. 3 km. Powierzchnia stożka sandrowego opada pod niewielkim kątem w kierunku na zachód. Powierzchnię sandru rozcinają liczne potoki wód roztopowych (fot. 27). Sandr zbudowany jest

z materiału fluwioglacjalnego — piasków i żwirów. Na jego powierzchni w miejscach utrwalonych rosną kępki skalnic (fot. 29). Sandr oddzielony jest od morza wałem sztormowym do 2 m wysokości (fot. 28). Przed wałem tym występują liczne małe jeziora, do których uchodzą mniejsze potoki sandrowe. Największe potoki przełamują się przez wał sztormowy i odprowadzają wody bezpośrednio do morza.

Struktura wewnętrzna sandru jest dość skomplikowana. Cały stożek sandrowy zbudowany jest z szeregu mniejszych stożków, które nakładają się nawzajem na siebie. Upad warstw sandru wynosi 6—18° w kierunku zachodnim, w sektorze od N 220° do N 330°. Obecnie w części proksymalnej sandru obserwuje się erozję spowodowaną przez większe potoki, np. rzekę Kvislę. Koryto jej wcina się w sandr na głębokości 3 m (głębokość rzeki nie przekracza 1,20 m). Natomiast akumulacja sandru odbywa się głównie w jego części dystalnej, oraz częściowo wzdłuż koryt rzecznych. Strefa kontaktu sandru z morzem jest niezwykle zmienna. W okresie sztormów morskich woda wlewa się daleko w głąb lądu i niszczy skrajnie dystalną część sandru, a w okresach spokoju w kierunku morza nadbudowywany bywa stożek sandrowy.

Ponad powierzchnię sandru wznoszą się ostańce teras morskich — terasy 8-metrowej. Wysokości względne ostańców terasowych w stosunku do powierzchni sandru nie przekraczają 3 m. Powierzchnia ostańców terasowych porośnięta jest zwartym kobiercem roślinności. Stanowi to duży kontrast w stosunku do słabo pokrytej roślinnością powierzchni sandru.

Mały stożek sandru ekstramarginalnego znajduje się na południe od kompleksu wałów lodowo-morenowych. Wymiary jego wynoszą 500 × 600 m (N S). W części proksymalnej zbudowany jest z grubego materiału, zaś w części dystalnej z materiału drobnego. Sandr budowany jest przez rzekę wypływającą z Jeziora Mewiego, położonego przed krawędzią lodowca, i przez jej dopływ z doliny Bratteg.

## V. RZEŻBA STREFY MARGINALNEJ LODOWCA TONE

### POŁOŻENIE LODOWCA

Na północ od lodowca Werenskiolda między masywami górskimi Tonefjellet (933 m n.p.m.) i Rundingen (921 m n.p.m.) położony jest mały lodowiec, dla którego proponowałbym nazwę Tone. K. Birkenmajer [7] zaproponował dla niego nazwę Tonefjelle, lecz prostsza wydaje mi się nazwa Tone. Oto współrzędne geograficzne określające położenie lodowca: szerokość geograficzna N 77°07', długość geograficzna 15°18'. W zasadzie lodowiec składa się z dwóch oddzielnych ramion przedzielonych nunatakami o wysokości 795 m n.p.m. (mapy II i IV). Według klasyfikacji H. W. S o n A h l m a n n a [1] jest to lodowiec typu stokowego. Pole firnowe lodowca położone jest na stokach górskich masywu Tonefjellet (fot. 41) oraz w górnej części wąskiej doliny między nunatakami 795 m n.p.m., a masywem górkim Rundingen (fot. 46). Położone jest ono na wysokości ponad 500 m n.p.m. Długość lodowca niewielka, nie przekracza 1,5 km. Czoło lodowca położone jest ok. 196 m n.p.m., a jego szerokość w skrajnie końcowej części nie przekracza 30 m. Lodowiec stopniowo rozszerza się ku górze; szerokość jego na wysokości pola firnowego dochodzi do 500 m. Lodowiec wkracza na nunatak, jego języczek schodzący ze stoków Tonefjellet przelewa się przez nunatak i jest zawieszony na jego północnych stokach (fot. 41, 42). Czoło lodowca przysypane jest przez morenę powierzchniową. Grubość lodowca na czole nie przekracza 1,5 m, co można bardzo łatwo stwierdzić w szerokich szczelinach. W dnach szczelin ukazują się skały podłoża, bez przykrycia materiału morenowego lub z leżącą na nich moreną denną do 0,4 m miąższości.

Recesję lodowca w stosunku do 1936 r. ocenia autor na 250 m. Dokładne ustalenie wielkości recesji jest niemożliwe ze względu na brak szczegółowych map. Jedyne kryterium porównawczym jest mapa w skali 1 : 100 000 [95], na której naniesiony jest zasięg lodowców w 1936 r. Na podstawie tej mapy można stosunkowo dokładnie ustalić tylko recesję większych lodowców. Niemniej porównanie zasięgu lodowca z 1936 r. ze stanem obecnym, nawet na mapie w skali 1 : 100 000, wykazuje wyraźne cofnięcie się lodowca Tone. Czoło tego lodowca jest płaskie i przesłonięte pokrywą moreny powierzchniowej, co jest typowe dla lodowców w sta-

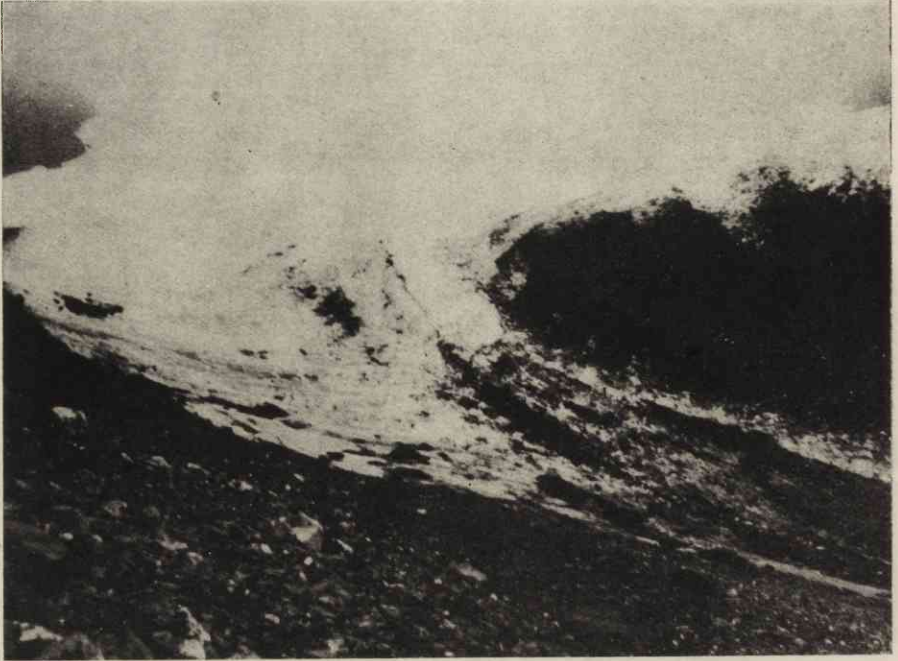


Fot. 41. Pole firnowe lodowca Tone. Na prawo szczyt górski Tonefjellet (933 m n.p.m.). Sierpień 1960 r.



Fot. 42. Lodowiec Tone — zawieszony język lodowcowy. Sierpień 1960 r.

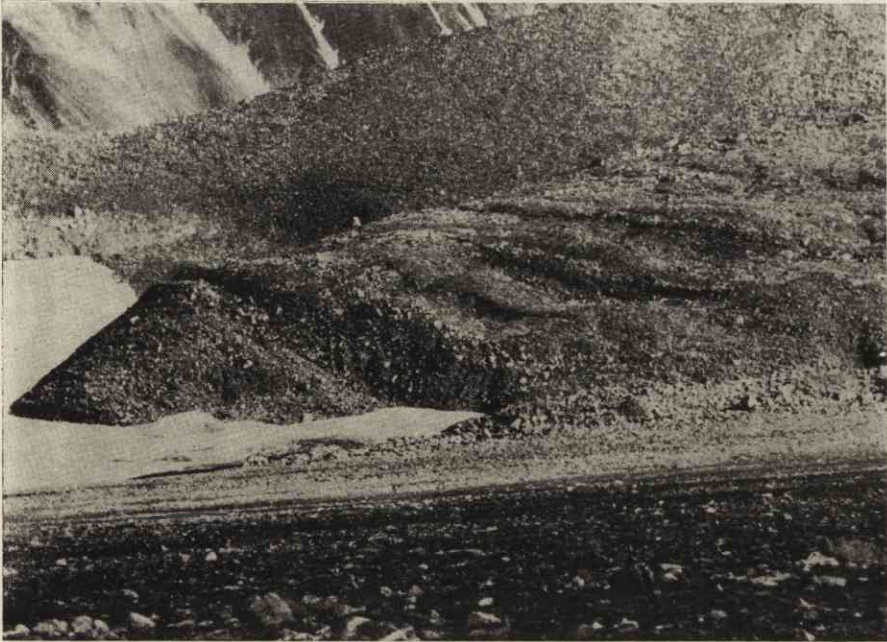




Fot. 43. Czoło lodowca Tone. Sierpień 1960 r.



Fot. 44. Spiętrzona morena czołowa lodowca Tone na tle moreny bocznej lodowca Nann. Z tyłu masyw górski Solheimfjellet (931 m n.p.m.). Sierpień 1960 r.



Fot. 45. Spiętrzona morena czołowa lodowca Tone. Sierpień 1960 r.



Fot. 46. Morena czołowa i boczna lodowca Tone na tle masywu górskiego Rundingen (921 m n.p.m.). Widoczne północne ramię lodowca. Sierpień 1960 r.

dium recesji. Jeżeli recesja w następnych latach nadal będzie postępować, wówczas na pewno dojdzie do rozdzielenia lodowca Tone na dwa małe lodowczyki. Odstęp między tworzącym się wałem moreny środkowej na czole lodowca, a stokiem nunataka 795 m n.p.m. wynosił w 1960 r. niecałe 100 m.

Na czole lodowca występują formy typowe dla lodowców w stadium recesji: morena powierzchniowa, kopczyki lodowo-morenowe i stoły lodowcowe (fot. 47, 48).

W 1960 r. tuż przy czole lodowca znajdowały się trzy stoły lodowcowe — głązy do 2,5 m średnicy. Słupek lodu podtrzymujący głaz dochodził do 0,8 m wysokości (fot. 47).

Obok stołów leżały cztery małe kopczyki lodowo-morenowe (fot. 48).  
A. oto ich krótka charakterystyka:

I. Wysokość 1,80 m (fot. 48 — w środku, widoczny tylko wierzchołek).

Srednica podstawy wzdłuż osi NS — 3,50 m

Srednica podstawy wzdłuż osi WE — 3,80 m

Nachylenie stoków kopczyka od E 40°; W — 28°; N — 30°; S — 24°.

Grubość pokrywy materiału morenowego na stokach od strony wschodniej wynosiła do 3 cm, na pozostałych stokach do 15 cm. Przeważa materiał drobny, wśród którego występują głąziki 5—10 cm średnicy. U podstawy kopczyka leżą głązy do 25 cm średnicy.

II. Wysokość — 0,90 m.

Srednica podstawy wzdłuż osi NS — 1,80 m

Srednica podstawy wzdłuż osi WE — 1,60 m

Nachylenie stoków kopczyka od 36—38°.

Grubość pokrywy materiału morenowego na stokach wynosi ok. 8 cm, zaś na wierzchołku do 12 cm.

III. Wysokość — 0,85 m (kopczyk z widoczną miarką metrową).

Srednica podstawy wzdłuż osi NS — 1,40 m

Srednica podstawy wzdłuż osi WE — 2,60 m

Nachylenie stoków od E — 18°; W 36°; N — 42°; S — 42°.

Grubość pokrywy materiału morenowego na stokach 5—10 cm. Czwarthy kopczyk miał tylko 0,38 m wysokości. Nachylenie stoków kopczyka ściśle uwarunkowane jest od nachylenia lodu zalegającego we wnętrzu formy. Powyższe kopczyki, jak sędzę, są formami powstałymi w 1960 r. Wyznaczają one wielkość ablacji lodowca w ostatnim sezonie letnim.

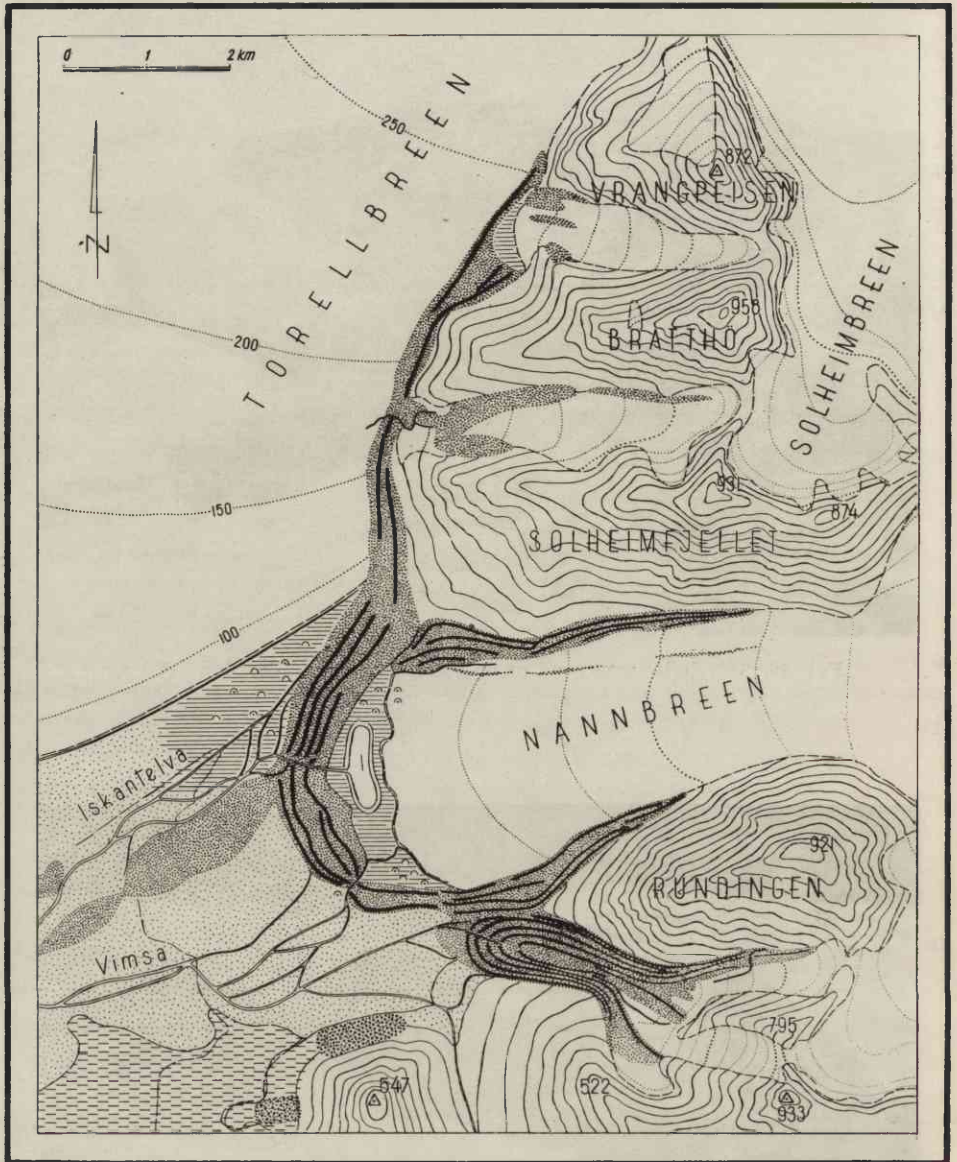
Na czole lodowca płynie w kenionie lodowym rzeka supraglacialna. Koryto rzeki przecina lodowiec i dochodzi do podłoża, stąd łatwo można określić miąższość lodowca w tej części. Rzeka supraglacialna płynie również wzdłuż moreny bocznej (mapa IV). Głębokość kenionu lodowego tej rzeki dochodzi do 3,5 m, zaś głębokość wody nie przekracza 0,5 m, a sze-



Fot. 47. Stół lodowcowy na czole lodowca Tone. Sierpień 1960 r.



Fot. 48. Kopczyki lodowcowo-morenowe na czole lodowca Tone. Sierpień 1960 r.



- 1
  2
  3
  4
  5
  6
  7
  8
  9
 522 10

Mapa IV. Rzeźba strefy marginalnej lodowców Tone, Nann i Torell  
 1 — „starsze wały” moren, 2 — moreny czołowe, boczne i środkowe oraz wały lodowo-morenowe zlodowacenia holocenijskiego, 3 — strefa moreny ablacyjnej, 4 — obszary występowania ozów i kemów, 5 — pojedyncze formy ozów, 6 — sandry, 7 — terasy morskie, 8 — jeziora marginalne, 9 — rzeki, 10 — punkty trygonometryczne

rokość kenionu lodowego 1 m. Rzeka niknie w studni lodowcowej o wymiarach  $2 \times 3,4$  m.

Morena denna zaznaczona przez K. Birkenmajera [6] na przeglądowej mapce osadów czwartorzędowych między moreną czołową a krawędzią lodowca Tone, jak wykazały obserwacje w 1960 r. jest moreną powierzchniową i przykrywa na długości ok. 250 m martwą część lodowca (mapa IV).

#### SPIĘTRZONA MORENA CZOŁOWA, MORENY AKUMULACYJNE I MORENY BOCZNE

Przed czołem lodowca rozpościera się pas moren, którego szerokość dochodzi do 1 km. Szerokość strefy marginalnej lodowca Tone jest nieproporcjonalnie duża w stosunku do wielkości lodowca gdyż szerokość strefy marginalnej znacznie większego lodowca Werenskiolda osiąga przeciętnie tylko 1,5 km. Moreny czołowe lodowca Tone zostały wciśnięte między stoki górskie Tonefjellet i morenę boczną lodowca Nann (mapa II).

W kompleksie moren czołowych występuje pięć wyraźnych wałów przechodzących w moreny boczne. Moreny czołowe wznoszą się stopniowo coraz wyżej. Kulminacja moren czołowych dochodzi do 240 m n.p.m. Deniwelacje w stosunku do sandru leżącego na przedpolu przekraczają 200 m. W budowie geologicznej uderza kontrast między morenami skrajnie zewnętrznymi a pozostałymi wałami moren. Moreny zewnętrzne zbudowane są z drobnego materiału, natomiast w morenach wewnętrznych znajduje się bardzo gruby materiał z głazami do 3 m średnicy. Brak zupełnie drobnego materiału. Materiał skalny w morenach pochodzi z otaczających lodowiec masywów górskich, które zbudowane są ze skał formacji Hecla-Hoek [4, 7]. Wśród większych głazów w inwentarzu skalnym przeważają konglomeraty, kwarcyty, i amfibolity.

W morenach zewnętrznych można wyraźnie prześledzić spiętrzenie materiału. Warstwy materiału morenowego upadają pod kątem  $12-32^\circ$  w stronę lodowca. Spiętrzenie to występuje w pierwszym zewnętrznym wale morenowym od podstawy formy leżącej 34 m n.p.m., aż do wysokości 78 m n.p.m. Spiętrzeniu uległ materiał morenowy z wkładkami materiału fluwioglacjalnego, więc przypuszczalnie materiał poprzednio odłożonej moreny dennej i przypuszczalnie fragmentów jakiegoś embrionalnego sandru. W pozostałych wałach moreny czołowej nie stwierdzono nigdzie spiętrzeń ani występowania lodu relikтового. Wśród kompleksu moren czołowych nie znaleziono wcale naturalnych odsłonień, stąd trudność wniknięcia w ich budowę geologiczną. Część powierzchniowa wewnętrznych moren zbudowana jest z grubego materiału. Cechą charakterystyczną moren spiętrzonych, jak podaje K. G r i p p [32 s. 226], jest to, że zbliżając się do lodowca są one coraz wyższe. Stwierdzenie swoje oparł on na porównaniu profilów poprzecznych szeregu lodowców. Autor uważa jed-

nak, że decydującym kryterium dla oceny genezy moren muszą być struktury wewnętrzne. Przypuszczać należy że moreny wewnętrzne lodowca Tone mają charakter akumulacyjny i tworzyły się w czasie stopniowej recesji lodowca.

Krajobraz moren czołowych lodowca Tone jest zupełnie martwy. Wśród moren nie stwierdza się żadnych przemodelowań form, co uwarunkowane jest zapewne brakiem lodu relikтового w ich wnętrzu. Moreny pozbawione są zupełnie szaty roślinnej. Jedyne na stokach dystalnych pierwszego wału morenowego spotykałem rozrzucone kępki skalnic. Ze wewnętrzne wały w kompleksie moren czołowych rozcięte są przez potok. Rozcięcie to w dolnej jego części ma do 10 m głębokości. Na długości całego rozcięcia nie spotkano żadnych odsłonień.

W wykształceniu moren bocznych zauważyć można podobną asymetrię ich rozwinięcia jak w wypadku lodowca Werenskiolda. Morena boczna południowa jest krótka. Rozpoczyna się na wysokości 260 m n.p.m. i stopniowo w dół przechodzi w morenę czołową. W budowie tej moreny bocznej uczestniczy rumosz skalny 0,1—3,0 m średnicy. Brak zupełnie drobnego materiału — gliny morenowej. Morena boczna na północnym skrzydle rozpoczyna się 560 m n.p.m. wyraźnym wałem „zakorzenionym” w żlebie usypiskowym, na stokach Rundingen. W budowie bocznego wału na północnym skrzydle lodowca, prawie na całej długości można stwierdzić występowanie lodu lodowcowego pod niewielkim przykryciem materiału morenowego. Na powierzchni wału wzdłuż jego osi morfologicznej można stwierdzić, że prawie wszystkie głązy układają się równolegle do ruchu lodowca i przebiegu wału. Tego porządku w segregacji materiału nie obserwowano wcale na południowym skrzydle moreny bocznej, a także nigdzie nie stwierdzono występowania w jej wnętrzu lodu.

Rzeźba strefy marginalnej lodowca Tone różni się swym wykształceniem od strefy marginalnej lodowców Werenskiolda i Nann. Moreny spiętrzone lodowca Tone występują w bezpośrednim sąsiedztwie wałów lodowo-morenowych lodowca Nann. Zachodziła tu zapewne analogiczna sytuacja do obserwowanej obecnie na wschodnich wybrzeżach Wyspy Barentsa, gdzie sąsiadujące ze sobą lodowce wykazują różny rytm ruchu, w tym samym okresie czasu [14]. Jest to właściwość typowa dla tzw. lodowców «zimnych» [2, 14, 15]. Na tym samym obszarze, w tym samym okresie czasu część lodowców może posuwać się naprzód, a inne zachowują się statycznie lub wręcz wykazują recesję. W takim ujęciu trudno określić wiek moren czołowych lodowca Tone.

## VI. RZEŻBA STREFY MARGINALNEJ LODOWCA NANN

### POŁOŻENIE LODOWCA

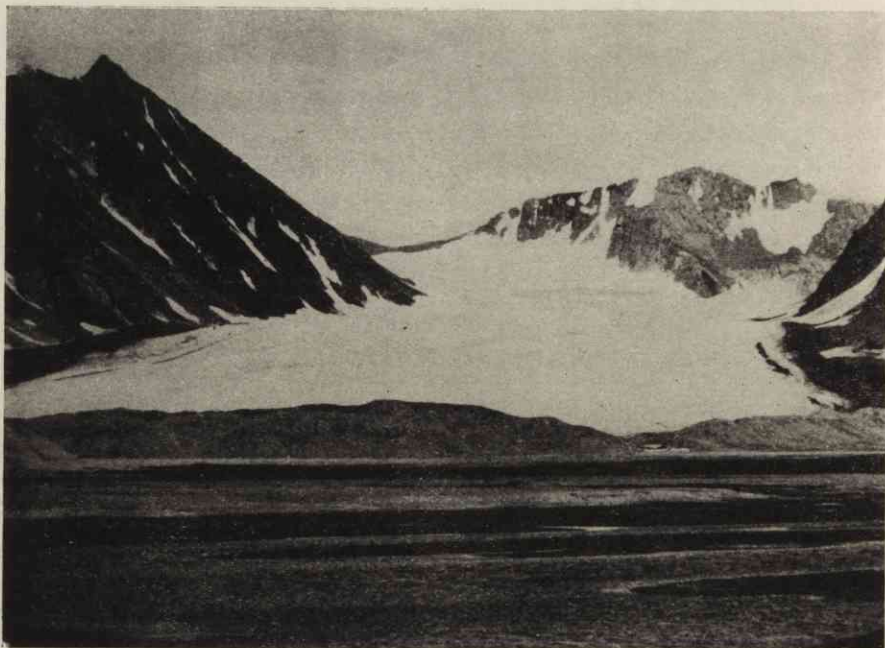
Lodowiec Nann położony jest między masywami górskimi Rundingen (921 m n.p.m.) i Solheimfjellet (931 m n.p.m.). Położenie jego określają następujące współrzędne geograficzne: szerokość geograficzna  $N 77^{\circ}08'$ , długość geograficzna  $15^{\circ}08'$ . Długość lodowca w 1960 r. wynosiła 4,5 km. Szerokość jego przy czole wynosiła ok. 1,5 km, a na granicy pola firnowego ok. 1 km. Pole firnowe lodowca leży powyżej 400 m n.p.m., zaś jego czoło spoczywało w 1960 r. — 28 m n.p.m. W sierpniu 1960 r. czoło lodowca na znacznej szerokości było zupełnie nagie. Niewielkie płyty moreny powierzchniowej występowały jedynie w miejscach styku czoła lodowca z jego moreną boczną (fot. 52, 53).

Lodowiec Nann znajduje się obecnie w stadium recesji i posiada zupełnie płaskie czoło (fot. 49, 52, 53). Jego recesja od 1936 do 1960 r. według zdjęcia kompasowego wyniosła ok. 500 m. Według mapy norweskiej w skali 1 : 200 000 z lat 1918—1923 [75] lodowiec Nann łączył się bezpośrednio z lodowcem Torella. W tym okresie czoła jego nie otaczały jeszcze wały lodowo-morenowe. Natomiast na mapie norweskiej w skali 1 : 100 000 [95] wydanej przez Norweski Instytut Polarny w 1953 r. już są wrysowane. Obraz topograficzny na tej mapie ujęty jest według stanu z 1936 r. A zatem kompleks wałów lodowca Nann powstał w okresie między 1923—1936 r.

### WAŁY LODOWO-MORENOWE

Badania w strefie marginalnej lodowców Nann i Torell prowadzono jedynie w oparciu o mapę topograficzną w skali 1 : 25 000. Stanowi ona fotograficzne powiększenie norweskiej mapy w skali 1 : 100 000 [95]. Na skutek tego nie można było na tym obszarze przeprowadzić tak szczegółowego kartowania jak na przedpolu lodowca Werenskiolda. Na mapie norweskiej kontur obszaru strefy marginalnej nie ma obrazu poziomicowego. Takie rozwiązanie kartograficznego przedstawienia strefy marginalnej zostało na pewno wprowadzone z tych względów, że obszary morenowe podlegają dużym przeobrażeniom rzeźby. Wysokości bezwzględne posz-





Fot. 49. Lodowiec Nann i jego wały lodowo-morenowe. Z lewej strony Solheimfjellet (931 m n.p.m.), w głębi masyw górski Brodegga (712 m n.p.m), Sierpień 1960 r.



Fot. 50. Morena boczna lodowca Torella i lodowca Nann. Sierpień 1960 r.



Fot. 51. Przełom wód roztopowych przez kompleks wałów lodowo-morenowych lodowca Nann. Sierpień 1960 r.



Fot. 52. Czoło lodowca Nann. Na powierzchni lodowca kopczyki lodowo-morenowe. Przed czołem lodowca mały stożek sandru marginalnego. Sierpień 1960 r.

czególnych form w strefie marginalnej mierzono przy pomocy altymetru, w stosunku do średniego stanu morza. W większości są to pomiary przybliżone, obarczone możliwym błędem  $\pm 5$  m. Często w czasie badań terenowych w ciągu kilku godzin zmieniały się warunki atmosferyczne, co wpłynęło na przewyższone lub obniżone wartości otrzymane z odczytów na altymetrze. Formy nie oznaczone na mapie naniesiono przy pomocy pomiaru kompasowego i taśmy geodezyjnej. Kształt form w niektórych wypadkach nie będzie równopowierzchniowy. Często wielkie nagromadzenie form, np. ozów i kemów, zaznaczono tylko sygnaturą, aby uniknąć zbyt wielkich błędów. Dokładne kartowanie wszystkich form na tym obszarze będzie można przeprowadzić dopiero po zrobieniu mapy topograficznej w większej skali.

Na przedpolu lodowca Nann występuje podobna strefowość jak w strefie marginalnej lodowca Werenskiolda. Wyraźnie wyodrębniają się dwie strefy:

1. strefa wałów lodowo-morenowych,
2. strefa moreny ablacyjnej i form szczelinowych.

Kompleks wałów lodowo-morenowych nigdzie nie przekracza szerokości 500 m i ciągnie się przed czołem lodowca na długości 2 km (mapa II i IV). Wały lodowo-morenowe oddzielone są od czoła lodowca strefą moreny ablacyjnej o szerokości do 500 m. Tak więc szerokość całej strefy marginalnej osiąga maksymalnie ok. 1 km.

Kompleks wałów lodowo-morenowych zbudowany jest na powierzchni z różnego materiału morenowego. Na ogół przeważa materiał drobny, ale w wielu miejscach występuje nagromadzenie grubego materiału o średnicy do 3 m. W licznych miejscach pod materiałem morenowym stwierdzono występowanie lodu relikтового. Jest to widoczne szczególnie wyraźnie w przełomach wód roztopowych przez kompleks wałów. Grubość pokrywy materiału morenowego na lodzie reliktowym wynosi kilka do kilkunastu metrów. Poza przełomem nie występują nigdzie większe odsłonięcia struktur wewnętrznych na obszarze kompleksu. Jedynie w odsłonięciach na zboczach przełomów można stwierdzić chaotyczny układ materiału morenowego, złożonego na lodzie reliktowym. Wały lodowo-morenowe lodowca Nann, jak wykazuje ich struktura wewnętrzna, powstały w analogiczny sposób, jak tego typu wały lodowców Gås i Werenskiolda.

W kompleksie wałów lodowo-morenowych wyodrębniają się cztery ciągi. Wały zewnętrzne (zachodnie) zbudowane są z drobnego materiału, natomiast wały wewnętrzne w większości z okruchów skalnych i głazów. W przeciwieństwie do wałów wewnętrznych o ostrych formach, wały zewnętrzne mają formy zaokrąglone. Szerokość grzbietu wału skrajnie wschodniego wynosi 2—5 m, a w wielu miejscach zwęża się nawet do 1 m. Ciągi wałów zewnętrznych w południowej części kompleksu leżą ok. 20 m niżej od wału skrajnie wschodniego.

Kulminacja wałów w części południowej osiąga 78 m n.p.m. (fot. 49),

a wysokości względne w stosunku do sandru leżącego na przedpolu dochodzą maksymalnie do 50 m. Kulminacje w północnej części kompleksu wałów osiągają: 70, 72, 74, 76 i 100 m n.p.m. Najwyższe wierzchołki w tej części wałów wykształcone są w postaci piramid o bardzo ostrych zarysach. Rzeźba piramidy jest uwarunkowana wysoko zalegającym lodem reliktowym. Deniwelacje w stosunku do przedpola w tej części wałów dochodzą do 50 metrów.

Obszar wałów lodowo-morenowych stanowi potężny kompleks lodowo-morenowy. Deniwelacje na powierzchni kompleksu między poszczególnymi wałami dochodzą do 20 m. W obniżeniach między wałami często znajdują się małe jeziora. Największe z nich znajduje się w południowej części kompleksu i osiąga wymiary 30 m długości wzdłuż osi NS i szerokość do 12 m.

Nachylenie stoków kompleksu jest zawsze większe od strony dystalnej, dochodzi tu do  $40^\circ$ . Od strony proksymalnej nachylenia są mniejsze, w granicach  $20\text{--}25^\circ$ , tylko miejscami dochodzą do  $30^\circ$ .

W kompleksie wałów lodowo-morenowych znajdują się dwa przełomy. Przez przełom południowy przepływa rzeka Vimsa, odprowadzająca wody roztopowe z jeziora przed krawędzią lodowca (fot. 51). Dno przełomu przy ujściu leży 20 m n.p.m. Wysokości względne od dna przełomu do kulminacji wałów leżących przy przełomie dochodzą do 36 m. Szerokość dna przełomu dochodzi maksymalnie do 20 m, szerokość dna Vimsy do 8 m. Drugi przełom znajduje się w środkowej części kompleksu. Dno jego leży przy ujściu na wysokości 26 m n.p.m. Deniwelacje w stosunku do kulminacji wałów dochodzą do 38 m. Nachylenie zboczy przełomu wynosi  $30\text{--}38^\circ$ . Szerokość dna jego w części wschodniej osiąga 5 m, ku zachodowi natomiast rozszerza się do 20 m. Dno przełomu wyściela materiał gruby: głazy do 3 m średnicy. W sierpniu 1960 r. przełom był „martwy”, ale w jego dnie znajdowały się świeże koryta rzeczne. Woda roztopowa widocznie przepływa przez ten przełom tylko w pewnych okresach, przypuszczalnie w okresach wzmożonej ablacji na lodowcu.

Wały lodowo-morenowe przechodzą bezpośrednio w boczne wały lodowo-morenowe ciągnące się po bokach lodowca. Południowe skrzydło bocznych wałów rozpoczyna się na wysokości 250 m n.p.m. Płat moreny powierzchniowej przechodzi stopniowo w wał lodowo-morenowy. Materiał znajdujący się na powierzchni wałów pochodzi głównie ze ścian masywu górskiego — Rundingen. W materiale morenowym złożonym na powierzchni wałów przeważają konglomeraty [7] i materiał gruby. Na powierzchni wałów występują liczne szczeliny. Śledząc bieg szczelin można zauważyć, że pokrywa materiału morenowego spoczywa na lodzie reliktowym. Grubość pokrywy morenowej wynosi kilka centymetrów do kilku metrów. W dolnej części wysokości względne bocznego wału lodowo-morenowego w stosunku do powierzchni lodowca przekraczają 50 m, zaś kąty nachyleń stoków, tak proksymalnych, jak i dystalnych, dochodzą do  $30^\circ$ .

Wały lodowo-morenowe na północnym skrzydle lodowca rozpoczynają się na wysokości ok. 280 m n.p.m. i „zakorzone” są w stożkach, schodzących z południowych stoków masywu górskiego Solheimfjellet. Na powierzchni wałów występuje różny materiał. Obok gliny morenowej występują głazy do 5 m długości. Pokrywa materiału morenowego na lodzie reliktowym w wałach musi być w tej części stosunkowo duża. Tylko w nielicznych miejscach spotkano wychodne lodu relikowego i to wyłącznie w górnej partii wałów. Wysokość względna wałów lodowo-morenowych w stosunku do powierzchni lodowca dochodzi do 70 m, nachylenia stoków od strony dystalnej i proksymalnej — do 30°. Między stokiem górskim Solheimfjellet, a wałami lodowo-morenowymi znajduje się głęboka rynna boczna. Wysokości względne bocznych wałów w stosunku do dna rynny, w dolnej części, dochodzą do 22 m.

Pas bocznych wałów lodowo-morenowych składa się z dwóch do czterech wałów, które zaznaczają kolejne okresy kurczenia się masy lodowca na bokach. Niezależnie od recesji frontalnej zachodzi recesja skrzydeł bocznych lodowca, co znajduje odbicie w rzeźbie.

Obszar wałów pozbawiony jest roślinności. Kępki roślin pojawiają się jedynie sporadycznie na stokach dystalnych. W licznych miejscach wśród wałów występują osuwiska. Ruch mas rozwinięty jest szczególnie intensywnie na stokach proksymalnych. W ścianach osuwisk na stokach proksymalnych odsłania się często lustro lodu relikowego. Poniżej osuwisk powstają loby soliflukcyjne podobne do form występujących w kompleksie wałów lodowca Werenskiolda (ryc. 14). Ogólnie należy stwierdzić, że ruch mas na wałach lodowo-morenowych lodowca Nann jest słabiej rozwinięty w porównaniu z kompleksem wałów lodowca Werenskiolda.

#### STREFA MORENY ABLACYJNEJ I FORM SZCZELINOWYCH

Strefa moreny ablacyjnej i form szczelinowych, jak wyżej wspomniano, osiąga szerokość do 500 m. Znaczny obszar tej strefy zajmuje jezioro marginalne, w którym znajdują się duże, płaskie płyty martwego lodu. Na największym z tych płytów znajdowała się w 1960 r. forma ozu. Dojście do płytów martwego lodu było niemożliwe z powodu wody oblewającej poszczególne odłamy lodu. Poszczególne płyty martwego lodu przykryte były przez morenę powierzchniową. W wyniku wytopienia się martwych lodów leżących na przedpolu lodowca, materiał moreny powierzchniowej opadnie na podłoże lub na poprzednio odłożoną morenę denną. W ten sposób powstanie morena ablacyjna. Obraz deglacjacji na przedpolu lodowca Nann jest o tyle interesujący, że przedstawia pierwszy etap w schemacie genetycznym moreny ablacyjnej (fot. 53).

W części południowej tej strefy przy czole lodowca tworzy się stożek sandru marginalnego (fot. 52). Natomiast między sandrem marginalnym



Fot. 53. Płaskie czoło lodowca Nann. Między czołem lodowca i wałami lodowo-mo-  
renowymi jezioro marginalne wśród którego tkwią płaskie płyty martwego lodu.  
Na powierzchni lodowca wyraźne formy ozów. Sierpień 1960 r.



Fot. 54. Kem przed czołem lodowca Nann. Sierpień 1960 r.

a wałami lodowo-morenowymi występują liczne formy małych ozów i kemów (fot. 54). Formy te powstały w strefie zamierającego czoła lodowca. Po wytopieniu się martwego lodu w tych miejscach powstały formy szcze-  
linowe, a pomiędzy nimi odłożona morena ablacyjna (fot. 54). Materiał mo-  
reny ablacyjnej jest różnej wielkości i przeważnie nie obtoczony. Obok  
głazów ostrokrawędzistych pochodzących z rozpadu moreny powierzch-  
niowej występują gładziki i glazy stosunkowo dobrze obtoczone. Reprezen-  
tują one były materiał inglacialny. Struktura tej moreny ablacyjnej jest  
chaotyczna. Reprezentuje ona typ moreny ablacyjnej rozpoznanej przez  
R. F. Flinta [26, 38].

Występujące w południowej części tej strefy formy ozów i kemów  
naniesiono na mapy geomorfologiczne (mapa II i IV) tylko schematycznie  
z powodu braku szczegółowej mapy topograficznej. Rozmieszczenie ozów  
przed czołem lodowca, w tej części strefy, ilustruje szkic (ryc. 29). Tabela  
6 podaje dane morfologiczne poszczególnych segmentów ozu.

Tabela 6

Segmen- ty ozu	Kierunek osi morfologi- cznej	Długość	Szerokość	Szerokość podstawy m	Wysokość maksymalna m	Maksymalny kąt nachyle- nia stoków
		grzbietu				
		m	m			
I	N 15°	9,0	0,1	ok 7,0	4,2	40°
II	N 270°	8,0	0,1	„ 7,0	4,2	40°
III	N 200°	15,0	0,1	„ 7,0	4,2	40°
IV	N 290°	36,0	1,0	„ 5,0	2,6	36°
V	N 310°	18,0	3,0	„ 6,0	1,5	36°
VI	N 280°	14,0	3,0	„ 6,0	1,6	36°
VII a)	N 290°	17,0	2,5	„ 8,0	3,8	50°
		23,0	2,0	„ 4,5	2,6	30°
VIII	N 260°	8,0	1,5	„ 3,0	1,0	30°
IX	N 290°	10,0	6,0	„ 8,5	4,2	55°
X	N 270°	16,0	0,5	„ 5,0	3,0	60°
XI	N 270°	14,0	6,0	„ 8,0	3,0	32°
XII	N 300°	55,0	2,0	„ 6,0	3,0	30°
XIII	N 315°	33,0	0,1	ok 6,0	3,5	40°

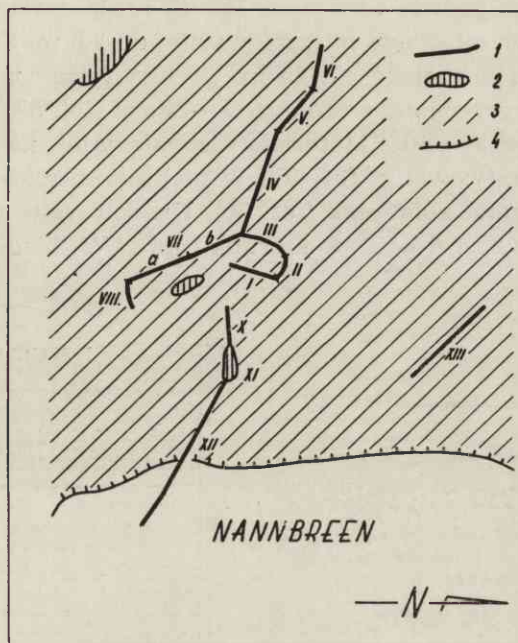
Łączna długość wszystkich dwunastu członów ozu wynosi 233 m.  
W ozie znajdują się liczne odsłonięcia. Formę ozu buduje materiał fluwio-  
glacialny o różnej frakcji, od mułków, przez piaski do grubych żwirów.  
Upady warstw we wnętrzu formy wynoszą 6—14° i są zgodne z przebie-  
giem formy. Stwierdza się liczne zaburzenia w warstwowaniu, co jest  
zapewne wynikiem osiadania formy. Na wierzchołku formy ozu w wielu  
miejscach występuje pokrywa materiału niewarstwowanego z głazami do  
0,3 m średnicy — jest to morena ablacyjna. Najbardziej wschodnie człony

ozu leżą na czole lodowca. Lód zalegający u podstawy formy stwierdza się również w segmentach X i XI.

Geneza formy jest złożona. Część wschodnia została odłożona w tunelu, wewnątrz lodowca, za czym przemawiają następujące fakty: 1) zalegający w spągu formy lód, 2) pokrywa moreny ablacyjnej. Segment X, XI i XII powstały więc inglacjalnie.

Natomiast segmenty zachodnie powstały supraglacjalnie w kenionie lodowym rozcinającym lód do podłoża. Jako dowód służą następujące fakty: 1) brak lodu w podstawie formy, 2) wyraźne warstwowanie od stropu do spągu formy, 3) brak przykrycia moreny ablacyjnej. Segmenty I do VIII tworzyły się niezależnie od segmentów X, XI i XII, o czym świadczy sytuacja morfologiczna.

Zupełnie odmiennie przedstawia się budowa geologiczna formy IX. Na jej powierzchni zalega warstwa żwirów do 5 cm średnicy, natomiast



Ryc. 29. Szkic form szczelinowych przed czołem lodowca Nann  
 1 — segmenty ozów, 2 — kemy (z wyłączeniem segmentu XI — rozszerzenie ozu),  
 3 — morena ablacyjna, 4 — krawędź lodowca

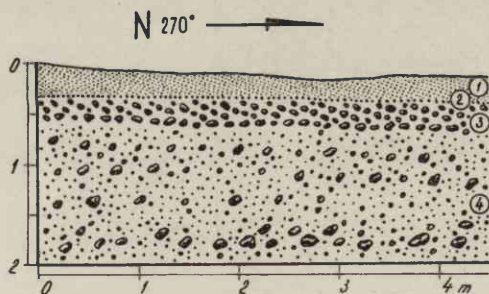
wnętrze formy budują mułki warstwowane poziomo. W spągu warstwy leżą zupełnie poziomo, a ku górze stopniowo wzrasta ich nachylenie aż do 8° ku N W (bieg warstw N 50°). Powierzchnia formy pochyla się również łagodnie 8° ku NW. Jest to forma małego kemu, który powstał supraglacjalnie w zagłębieniu wśród martwego lodu lodowcowego. Zagłębienie



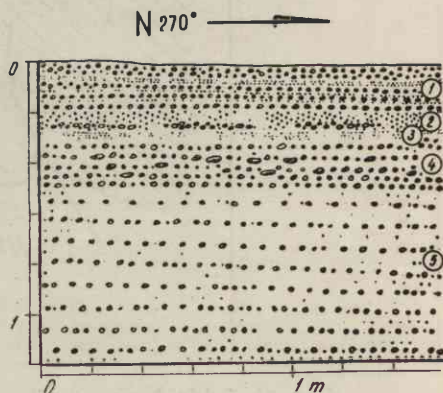
to sięgało do samego podłoża, gdyż warstewki mułków są zupełnie nieza-  
burzone przy czym zalegający na przedpolu lodowca martwy lód musiał  
być już bardzo cienki, o czym świadczy niewielka wysokość formy  
(4,20 m).

Około 60 m na północ od systemu ozów leży mała forma ozu o wyraź-  
nych zarysach morfologicznych. Podstawę tej formy aż do wysokości 1,4  
m stanowi lód, na którym zalega materiał fluwioglacjalny wyraźnie war-  
stwowany. W budowie ozu występuje różnica w wykształceniu części po-  
łudniowo-wschodniej i północno-zachodniej. W części południowo-wschod-  
niej występuje na ogół gruby materiał żwirów, natomiast w części pół-  
nocno-zachodniej na materiale żwirów leży warstwa piasku drobnociar-  
nistego (ryc. 30).

Kilka ozów znajduje się również na czole lodowca w jego północnej  
części (fot. 53), a największy osiąga 140 m długości. Jest to forma prost-  
linijna o przebiegu osi morfologicznej N 250°. Wysokość formy wraz z co-  
kołem lodu w jego podstawie wynosi 16—18 m. Materiał fluwioglacjalny  
leżący na powierzchni osiąga miąższość tylko do 2,5 m. Szerokość tej for-  
my u podstawy dochodzi do ok. 45 m. Grzbiet formy wykształcony jest  
w postaci ostrego grzebienia szerokiego 5—20 cm (fot. 55). Nachylenie sto-  
ków formy wynosi 38—40°. Materiał fluwioglacjalny na wierzchu formy  
jest wyraźnie warstwowany (fot. 56). W niektórych miejscach fluwiogla-  
cjał pokrywa morena ablacyjna (fot. 56). Upad warstw w materiale flu-  
wioglacjalnym wynosi 6—16° w kierunku na N W, bieg warstw N 345°.



Ryc. 30. Budowa geologiczna ozu na przedpolu lodowca Nann (forma XIII)  
1 — piasek drobnociarzysty, 2 — żwir, 3 — gruby żwir, 4 — materiał o różnej frakcji



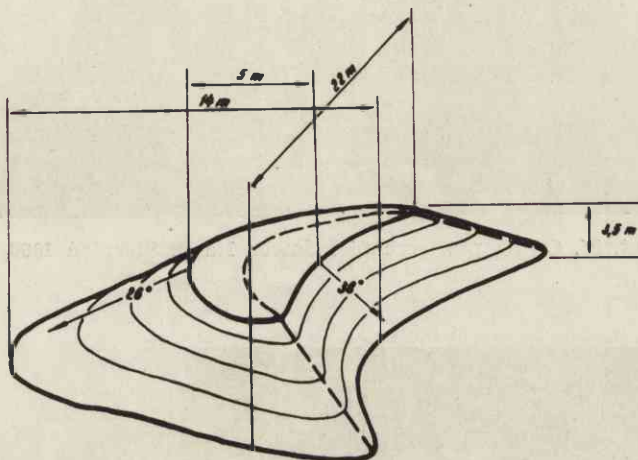
Ryc. 31. Budowa geologiczna ozu na przedpolu lodowca Nann  
1 — żwir, 2 — piasek grubociarzysty, 3 — piasek drobnociarzysty, 4 — żwir, 5 — na przemian warstwowany żwir i piasek grubociarzysty

Oś strukturalna formy w tym wypadku jest prostopadła do osi morfolo-  
gicznej formy [21], leżącej na czole lodowca. Budowa geologiczna i rzeźba  
ozu wskazują na jego założenie inglacjalne. Przemawia za tym głównie

przykrycie formy przez morenę ablacyjną (fot. 56) oraz jej usytuowanie na cokole lodowym. Nie wyklucza się, że forma ozu jest znacznie większa i jej wschodnie segmenty dopiero się „wytopią” z lodowca, jeżeli deglacjacja na tym obszarze będzie nadal postępowała.

Pozostałe formy ozów występujące w tej części są znacznie mniejsze. Osiągają one długość do 40 m i wysokość maksymalnie do 8 m (wraz z cokolem lodowym w spągu formy). Jak wskazuje przykrycie wierzchołków ozów przez morenę ablacyjną, formy te powstały w tunelach inglacjalnych.

Na zachód od systemów ozów leżących w południowej części leżą dwie formy kemów. Charakterystykę morfometryczną jednej z nich przedstawia ryc. 32 (fot. 54). Druga forma kemu jest większa (ryc. 29 — na wschód

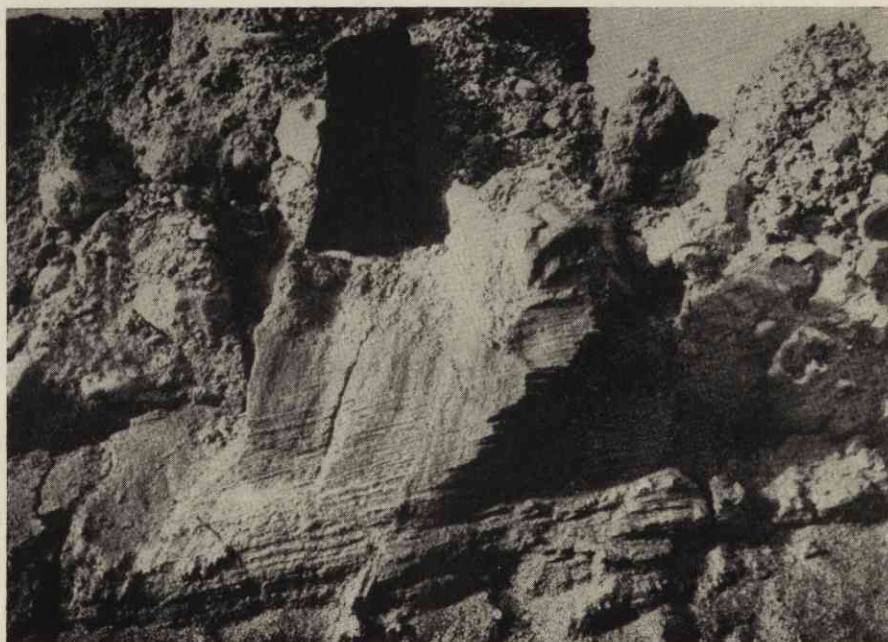


Ryc. 32. Kem na przedpolu lodowca Nann

od segmentu VI); długa — 50 m (EW) a szeroka ok. 40 m (N—S). Nachylenie stoków formy dochodzi do  $30^\circ$ . Cała powierzchnia nachylona jest pod kątem  $8^\circ$  ku zachodowi. Obie formy zbudowane są z drobnych żwirków warstwowych poziomo od spągu do stropu formy. Powstały one, jak wykazuje sytuacja morfologiczna, w zagłębieniu wśród martwego lodu lodowcowego, supraglacjalnie, o czym świadczy wyraźne warstwowanie form do samego stropu. Geneza ich potwierdza ogólnie przyjęty pogląd dotyczący tworzenia się form kemów, mianowicie że powstają one wśród martwego lodu w szczelinach i zagłębieniach otwartych [3, 11, 17, 26, 53]. K. M a r k o w [11] do form kemowych zalicza również formy utworzone inglacjalnie, w zagłębieniach wyżłobionych we wnętrzu lodowca przez wody roztopowe. Budowa form powstających w ten sposób różni się jednak od typowych form kemów tym, że na swym grzbiecie mają płaszczyznę moreny ablacyjnej. Formy o takiej budowie C. M. M a n n e r f e l t [63] proponuje nazwać morenami martwego lodu.



Fot. 55. Oz na powierzchni lodowca Nann. Sierpień 1960 r.

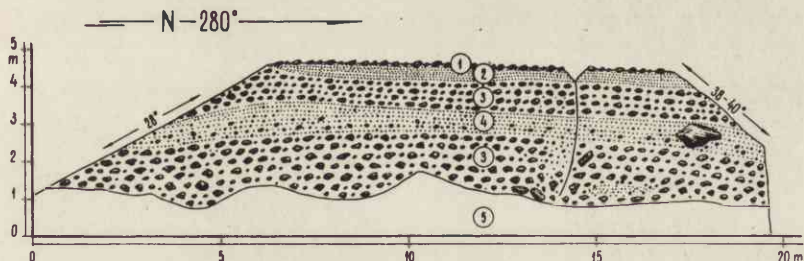


Fot. 56. Budowa wewnętrzna ozu zalegającego na powierzchni lodowca Nann. Sierpień 1960 r.

Formy kemów są dotychczas najmniej poznаныmi formami glacialnymi, mimo, że dość powszechnie spotyka się je w krajobrazach polodowcowych zlodowacenia plejstocenijskiego. W obszarach współcześnie zlodowaconych występują bardzo rzadko. Na obszarze archipelagu Svalbardu formy kemów znalazł w 1924 r. K. S. Sandford [76 s. 548] na Ziemi Północno-Wschodniej (Nordautlandet). Na północnych brzegach fiordu Wahlenberga, nad Zatoką Bodley odkrył on sześć doskonale zachowanych form kemów. Leżą one na wysokości 65 m n.p.m. i osiągnęły wysokość ok. 16,5 m. Kemy są wykształcone w formie stożkowych wzgórz o płaskich wierzchołkach, a zbudowane z piasków i żwirów. Zdjęcie trzech form kemów wykonane przez K. S. Sandforda swym wyrazem morfologicznym bardzo przypomina kem strefy marginalnej lodowca Nann. M. Klimaszewski [52] badając północno-zachodnią część Spitsbergenu w 1938 r. odkrył formy kemów na przedpolu lodowców Comfortless oraz Aavatsmark. Forma kemu na przedpolu lodowca Comfortless osiągnęła 3—4 m wysokości, zaś na przedpolu lodowca Aavatsmark występuje wał kemowy o następujących wymiarach: długość 350 m, szerokość 3—6 m, wysokość 3 m, zbudowany z grubych, dobrze warstwowanych żwirów. Formy kemów na obszarze południowego Spitsbergenu (Sörkapp Land) odkrył S. Jewtuchowicz [47] na przedpolu lodowca Bunge.

#### STREFA EKSTRAMARGINALNA

Na przedpolu wałów lodowo-morenowych lodowca Nann rozciąga się powierzchnia sandru ekstramarginalnego. Rzeka Vimsa po opuszczeniu przełomu dzieli się na kilkanaście ramion, które rozcinają powierzchnię sandru. Sandr lodowca Nann ograniczony jest od północy przez morenę



Ryc. 33. Budowa geologiczna ozu położonego w strefie ekstramarginalnej lodowca Nann

1 — żwir, 2 — mułek piaszczysty, 3 — żwir, 4 — żwir z ziarnami żwiru, 5 — de-  
luwia

boczną lodowca Torella, od południa przez terasy morskie, od zachodu zaś przez morze. Ścisłej granicy tego sandru nie można ustalić, gdyż w północnej części nakładają się na siebie sandry lodowców Nann i To-

rella. Długość stożka sandrowego wynosi ok. 4 km, a jego szerokość w podanych granicach osiąga do 1,5 km.

W strefie ekstramarginalnej tuż przy południowym przełomie w kompleksie wałów lodowo-morenowych znajduje się prostolinijna forma ozu. Jej oś morfologiczna przebiega w kierunku na N 335°, łączna długość formy wynosi 127 m, a wysokość dochodzi do 4,8 m. Oz składa się z dwóch segmentów, między którymi występuje „przełom”, przez który przepływa jedna z odnóg rzeki Vismy. Długość segmentu południowego wynosi 62 m, północnego 58 m, szerokość zaś przełomu 7 m. Oz zwęża się w kierunku na północ od 29 do 8,0 m szerokości. Nachylenia stoków wynoszą 28°—40°. Powierzchnia formy jest zupełnie płaska. Oz zbudowany jest z warstwowanego materiału fluwioglacjalnego (ryc. 33) przeważnie z grubego żwiru. Upad warstw wynosi 8—14° ku N.

Oz powstał w szczelinie otwartej, w lodzie zalegającym na przedpolu wałów. Za jego genezę supraglacjalną przemawia jego budowa geologiczna; od spągu po strop formy występuje materiał fluwioglacjalny, a na jego powierzchni nie stwierdzono moreny ablacyjnej.

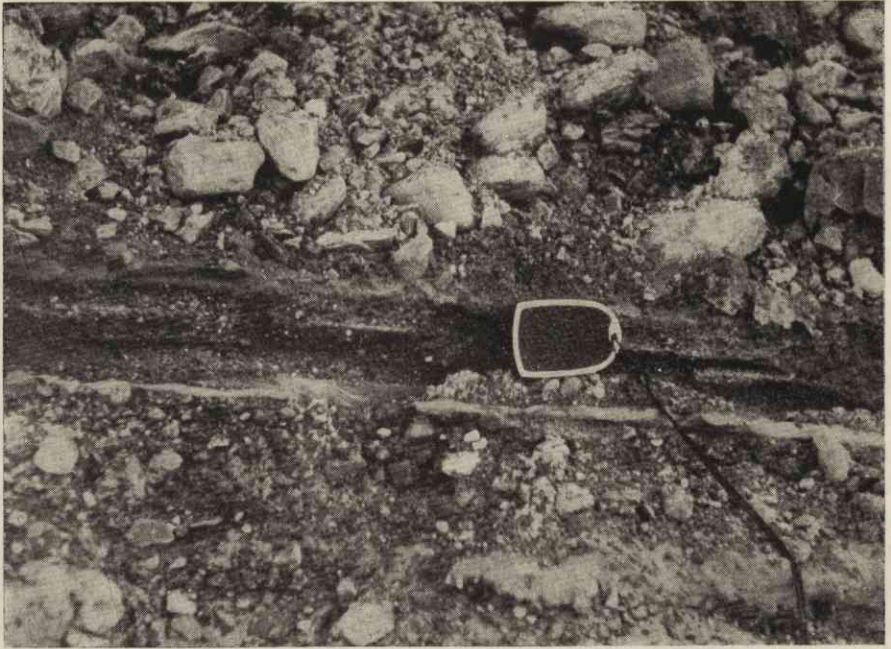
Świeża forma ozu leży na przedpolu wałów. Jest to forma świeża i na pewno związana ze zlodowaceniem holoceniowym. Jej położenie jest analogiczne do położenia ozu występującego na przedpolu wałów lodowca Werenkiolda. Niewykluczone, że w dalszej odległości od wałów lodowo-morenowych lodowca Nann w jego południowej części znajdowało się więcej form szczelinowych, lecz zostały zniszczone przez wody roztopowe. Przy puszczeniu to trudno udowodnić, ale na przykładzie nawet jednej istniejącej formy widać, że wały lodowo-morenowe nie oznaczają maksymalnego zasięgu lodowca w okresie holoceniowym.

## VII. RZEŻBA STREFY MARGINALNEJ LODOWCA TORELLA

Lodowiec Torella jest jednym z największych lodowców występujących na zachodnich wybrzeżach Spitsbergenu. Czoło jego kończy się potężnym klifem lodowym. Szerokość lodowca dochodzi do 21 km. Morena środkowa odchodząca od masywu górskiego Raudfjellet (1014 m n.p.m.) dzieli go na dwie części, na tzw. Vestre Torellbreen (zachodni lodowiec Torella) i Austre Torellbreen (wschodni lodowiec Torella). Lodowiec Torella od 1936—1958 r. wykazywał wyraźną recesję. Pomiary wykonane przez C. Liperta [59] w 1958 r. wykazały, że klif lodowca w stosunku do 1936 r. na zachodnim lodowcu Torella cofnął się maksymalnie o 1200 m, zaś na wschodnim — o 1400 m (fot. 62). Zakładając, że recesja miała charakter prostoliniowy, lodowiec w ciągu każdego roku, w okresie od 1936—1958, cofał się o 62 m. Ubytek masy lodowca stwierdzono nie tylko w profilu podłużnym, lecz i w profilu pionowym. Ubytek masy w profilu pionowym od 1936—1958 r. na zachodnim lodowcu Torella wyniósł 78 m, zaś na wschodnim 61 m. Roczny ubytek masy w przekroju pionowym, w przeliczeniu rocznym, wyniósł maksymalnie 3,5 m. Lodowiec Torella wykazuje również recesję w profilu poprzecznym. W skrajnie wschodniej części na wschodnim lodowcu Torella pomiary [59] wykazały recesję ok. 1000 m, która w tej części znalazła swój wyraz w rzeźbie obszaru. Kolejne etapy recesji zaznaczają wały moren bocznych.

Formy czwartorzędowe w strefie marginalnej wschodniego skrzydła lodowca Torella po raz pierwszy kartograficznie ujął K. Birkenmajer [6]. W pracach tego autora brak charakterystyki morfologicznej obszaru. Inventarz form glacialnych występujących na tym obszarze jest bardzo interesujący.

Wśród form glacialnych największe wymiary osiągają tu wały moreny bocznej. Skrajnie zewnętrzna morena boczna wyznacza zasięg lodowca Torella w 1936 r. Łączy się ona bezpośrednio z wałami lodowo-morenowymi lodowca Nann i ciągnie się na długości przeszło 3 km (mapa II). Najwyższe kulminacje moreny w jej części wschodniej osiągają wysokość 54 m n.p.m. Wał moreny bocznej stopniowo obniża się ku zachodowi. Wysokości względne moreny bocznej w jej wschodniej części przekraczają 34 m, w skrajnej części zachodniej nie przekraczają 5 m. Maksymalna szerokość wału dochodzi do 350 m. Powierzchnia wierzchołkowa wału jest



Fot. 57. Budowa wewnętrzna kemu leżącego w strefie przed kompleksem wałów lodowo-morenowych lodowca Nann. Sierpień 1960 r.



Fot. 58. Obszar form „martwego lodu” w strefie przed wałami lodowo-morenowymi lodowca Nann. Sierpień 1960 r.



Rys. 59. Obszar form „martwego lodu” między wałami lodowo-morenowymi lodowca Nann a bocznym skrzydłem lodowca Torell. Sierpień 1960 r.



Fot. 60. Morena boczna lodowca Torelli z licznymi małymi żłobkami erozyjnymi. Sierpień 1960 r.



połoga i osiąga we wschodniej części szerokość do 40 m. Nachylenia stoków moreny bocznej od strony dystalnej dochodzą do 30°; od strony proksymalnej są na ogół mniejsze, nie przekraczają 20°. Wśród wałów moreny bocznej spotyka się liczne obniżenia, wypełnione małymi jeziorkami.

Wały moren bocznych, leżące na północ od skrajnie zewnętrznych, są znacznie niższe i osiągają wysokości względne 6—20 m. Spotyka się wszędzie asymetryczne wykształcenie wałów. Nachylenie stoków proksymalnych jest na ogół mniejsze. Są to formy połogie o zaokrąglonych wierzchołkach. Zbudowane są z drobnego materiału, większe głazy znajduje się rzadko (fot. 60). Moreny boczne są zupełnie nagie, tylko sporadycznie spotyka się na nich kępki roślinności. Na stokach całego obszaru moreny bocznej nie spotkał autor nigdzie lodu relikтового, co oczywiście nie wyklucza, że może się on znajdować w jądrze tych form. Krajobraz moren bocznych jest martwy, tylko na jednej z form spotkano wyraźne ślady przekształcenia rzeźby jej stoków. Na stokach proksymalnych wspomnianej formy występują bruzdy erozyjne nacinające całą powierzchnię stoku (fot. 60). Bruzdy te występują na stoku o nachyleniu 14—30°, osiągają szerokość 0,1—2,0 m i głębokość od 0,1—0,5 m. Rozpoczynają się one w górnej części stoku trójkątną niszą (fot. 60), natomiast u dołu kończą się zawsze stożkiem napływowym. Podejrzewano, że formy te mają związek z wytapianiem się lodu relikтового, lecz w wykopie wykonanym w niszy do głębokości 0,8 m nie spotkano lodu relikтового. Formy te powstają prawdopodobnie w wyniku spływania wody opadowej po powierzchni stoków. Tego rodzaju bruzd erozyjnych nie spotkano na innych obszarach morenowych.

Nieregularna forma moreny bocznej, występująca w zachodniej części obszaru (w styku z wałem burzowym), została predysponowana wychodnimi skał podłoża. Na jej wschodnich stokach występują wychodnie łupków, konglomeratów i dolomitów. Skały te wykazują bieg warstw N 10° i upad 65—90° ku W. Wychodnie łupków są silnie potrzaskane. Powierzchnie dolomitów są wygładzone od strony północnej, natomiast od strony południowej szorstkie i poszarpane. Na wygładzonych powierzchniach można prześledzić rysy ukośne przebiegające do biegu warstw. Kierunek rys na wygładach zamyka się w sektorze N 225° — N 240°, co odpowiadałoby kierunkowi ruchu lodowca w tej części.

U nasady półwyspu przed czołem lodowca (mapa II) występuje mała forma mutonu (fot. 61). Jest to wychodnia dolomitów (2 m n.p.m.) wyraźnie wygładzona od strony lodowca. Muton osiąga długość 29 m (NS) i szerokość 11 m. Na powierzchni wygładzonej występują wyraźne rysy przebiegające w kierunku N 210°, co odpowiadałoby kierunkowi ruchu lodowca w tej części.

Wewnętrzne wały moreny bocznej występują tylko w zachodniej części, natomiast część wschodnia strefy marginalnej Torella przedstawia zu-



Fot. 61. Wyglądy lodowcowe przed lodowcem Torell nad Zatoką Skodde.  
Sierpień 1960 r.



Fot. 62. Czoło lodowca Torell nad Zatoką Skodde. Sierpień 1960 r.



Fot. 63. Mały lodowiec Konglomerat między masywami górskimi Brattho (958 m n.p.m.) i Vrangpeisen (872 m n.p.m.). Zdjęcie zrobione z moreny bocznej lodowca Torella. Sierpień 1960 r.



Fot. 64. Stół lodowcowy przy czole lodowca Konglomerat. Sierpień 1960 r.

pełnie inny krajobraz (mapa II). W trójkącie między skrzydłem lodowca a wałami lodowo-morenowymi lodowca Nann występuje typowy krajobraz „martwego lodu” z formami ozów, kemów i moren martwego lodu (fot. 57—59). Między formami pozytywnymi występują liczne formy wytopiskowe, a w skrajnie wschodniej części zalegają odłamy martwego lodu. Woda roztopowa spływająca z lodowca oraz powstająca z wytapiania się brył martwego lodu usypuje w zachodniej części strefy sandr. Wszystkie wały moreny bocznej tkwią wśród sandru.

Wyraźny wał moreny bocznej występuje między lodowcem Torella a stokami górskimi Solheimfjellet (931 m n.p.m.), Brattho (958 m n.p.m.) i Vrangpeisen (872 m n.p.m.). Morena boczna rozpoczyna się na wysokości 260 m n.p.m. i w swej dolnej części łączy się z wałami lodowo-morenowymi lodowca Nann (mapa II).

Bardzo interesujący proces deglacji można prześledzić na lodowcach znajdujących się między wspomnianymi wyżej masywami górkimi. Na małym lodowczyku Brattho [7] położonym między masywami górkimi Solheimfjellet i Brattho czoło lodowca leżące 178 m n.p.m. jest zupełnie martwe. W odległości ok. 500 m od pierwotnego czoła lodowca utworzył się wał lodowo-morenowy dochodzący do 8 m wysokości względnej, który przechodzi w moreny boczne. Czoło lodowca za wałem lodowo-morenowym na długości do 200 m jest przykryte moreną powierzchniową.

Na lodowczyku Konglomerat [7] położonym między masywami górkimi Brattho i Vrangpeisen zachodzi podobny proces deglacji. Między moreną boczną lodowca Torella a czołem lodowczyka Konglomerat występuje strefa moreny ablacyjnej (mapa II).

W materiale moreny ablacyjnej przeważają odłamy łupków i konglomeratów. W południowej części tej strefy zalega jeszcze martwy lód lodowcowy przykryty moreną powierzchniową, ponad którą sterczą cztery stoły lodowcowe (fot. 64). Na czole lodowczyka tworzą się podłużne wały moren o deniwelacji do 3 m, które przechodzą (w górę lodowca) w pasy moreny powierzchniowej. Na przykładzie tych małych lodowczyków można odtworzyć schemat deglacji lodowców większych. Wały lodowo-morenowe lodowca Gås, a zapewne i lodowców Werenskiolda i Nann, tworzyły się w podobny sposób, jak na lodowczyku Brattho. W strefie martwego czoła lodowca zalegającego na przedpolu wałów lodowo-morenowych tworzyły się formy szczelinowe.

## VIII. CHARAKTERYSTYKA STREFY MARGINALNEJ LODOWCA BRATTEGG

Lodowiec Brattegg jest małym lodowcem stokowym [1]. Położenie jego określają współrzędne geograficzne: długość  $15^{\circ}08'50''$ , szerokość N  $77^{\circ}03'$ . Długość lodowca wynosi ok. 1,5 km, a maksymalna szerokość ok. 1 km. Czoło lodowca spoczywa na wysokości 227 m n.p.m., górna granica pola firnowego dochodzi do 600 m n.p.m.

Przed czołem lodowca występują dwa ciągi wałów. Wał północny osiąga maksymalną wysokość 242 m n.p.m., a jego wysokości względne od strony południowej dochodzą do 22 m. Nachylenie stoków nie przekracza  $20^{\circ}$ . Jest to wał moreny czołowej zbudowany z grubych okruchów skalnych.

Wał lodowo-morenowy przed czołem lodowca osiąga maksymalną wysokość 245 m n.p.m. i przechodzi bezpośrednio w boczne wały lodowo-morenowe. Między czołem lodowca a wałem lodowo-morenowym rozpościera się jeziorko marginalne (fot. 68, 69). Deniwelacja wału lodowo-morenowego w stosunku do poziomego jeziorka wynosi 18 m. Po stronie zewnętrznej wału lodowo-morenowego znajduje się również małe jeziorko.

Wały lodowo-morenowe na powierzchni zbudowane są z ostrokrawędzistych okruchów i bloków skalnych amfibolitów [7]. Wnętrze wałów zajmuje lód reliktowy, którego liczne wychodnie stwierdzono u podstawy wałów, przy jeziorku marginalnym. We wschodniej części przy jeziorku znajduje się płaski płat moreny ablacyjnej — 40 m (NS) długi i szeroki — do 25 m.

Cały stok górski na północ od wałów lodowo-morenowych aż prawie po jezioro Myrktj pokryte jest materiałem moreny ablacyjnej, ponad którą miejscami sterczą wygłady lodowcowe. Ta strefa moreny ablacyjnej związana jest zapewne z okresem starszego zlodowacenia. Z jeziorka znajdującego się przed wałem lodowo-morenowym wypływa potok, który przemyka się w dół między głazami moreny ablacyjnej, w wielu miejscach spada kaskadami lub ześlizguje się po wygładach lodowcowych. Potok ten usypuje mały stożek sandrowy ok. 150 m poniżej moreny czołowej.

Lodowiec Brattegg i jego strefa marginalna przypominają w pewnym stopniu opisany przez S. Pawłowskiego [68] lodowiec Blaaisen w Norwegii.



Fot. 65. Wybrzeże morskie Kvarsittsletta poniżej Gulliksenfjellet (552 m n.p.m.).  
Wrzesień 1960 r.



Fot. 66. Gleby poligonalne na terasach poniżej Jens Erikfjellet. Sierpień 1960 r.



Fot. 67. Pas kamienisty na terasie poniżej Jens Erikfjellet. Sierpień 1960 r.



Fot. 68. Lodowiec Brattegga. Przed czołem lodowca jeziorko marginalne. Z lewej strony wschodnie skrzydło wału lodowo-morenowego. Wrzesień 1960 r.



Fot. 69. Lodowiec Brattega. Zachodnie skrzydło wału lodowo-morenowego. Wrzesień 1960 r.



Fot. 70. Autor w obozie nad Vimsosen. Z prawej strony masyw górski Jens Erikfjellet (576 m n.p.m.), z lewej strony Rundingen (921 m n.p.m.) poniżej którego ciągnie się morena boczna lodowca Tone. Na lewo od Rundingen lodowiec Nann. Sierpień 1960 r.



## IX. „STARE WAŁY” MORENY CZOŁOWEJ I BOCZNEJ

U podnóża stoków górskich poza strefą zlodowacenia holocenijskiego znajdują się liczne wały morenowe różniące się wyrazem morfologicznym od świeżych form holocenijskich. Określane są one mianem „starych wałów” moreny czołowej i bocznej. Formy te występują w obrębie rejonu Hornsundu dosyć często. A. Jahn [40, 41] przyjmuje, że tzw. «stare wały» wyznaczają zasięg zlodowacenia postglacjalnego, natomiast K. Birkema i Jer [6] powstanie ich wiąże ze zlodowaceniem plejstocenijskim. Starsze poglądy na ten temat przedstawiono w jednym z rozdziałów wstępnych.

Na skartowanym przez autora obszarze w 1960 r. (mapa II) spotkano kilka form „starych wałów”. Obserwacje zebrane przez autora nie upoważniają go do włączenia się w dyskusję na temat wieku tych form. Bezprzeczenie jednak są to formy starsze od zlodowacenia holocenijskiego, na co wybitnie wskazuje ich sytuacja morfologiczna.

Wał starej moreny, leżący u podnóża zachodnich stoków górskich Gulliksenfjellet (552 m n.p.m.) osiąga wysokość względną do 35 m (mapa II), a ciągnie się wzdłuż stoków górskich na długości 1,5 km, osiągając szerokość podstawy do 400 m. Kąt nachylenia jego stoków od strony zachodniej dochodzi do 30°. Wał ten zbudowany jest w większości z dużych bloków kwarcytów, wśród których sporadycznie spotyka się łupki oraz amfibolity (oznaczone przez mgr W. Smulikowskiego). Cała forma jest dużym nagromadzeniem wielkich bloków, które osiągają rozmiary, maksymalnie 10 × 5 m. Płaty drobnego materiału, występujące wśród dużych bloków, pokryte są zwartą roślinnością mchów i porostów.

Wał morenowy przylega ściśle do stoków górskich. Uderzający jest fakt, że największe szerokości formy morenowej występują w tych miejscach, gdzie w masywie górskim Gulliksenfjellet stwierdza się wyraźne nisze po obrywach skalnych. Masyw Gulliksenfjellet zbudowany jest z prekambryjskich skał formacji Hecla-Hoek: kwarcytów przeławionych biotytowymi i chlorytowymi łupkami [4, 7]. Kwarcyty stanowią jednocześnie dominującą skałę w inwentarzu wału morenowego u podnóża Gulliksenfjellet. W wale morenowym przeważa zatem materiał lokalny. Kwarcyty pochodzą wyłącznie z masywu Gulliksenfjellet, gdyż w masywach górskich leżących dalej na wschód występuje inny typ skał. Spo-

radycznie występujące tu amfibolity pochodzą zapewne z masywów górskich Angellfjellet, choć nie jest wykluczone, że i te skały występują w masywie Gulliksenfjellet. Rzeźba form oraz budowa geologiczna wskazują, że są to wały moren czołowych zsympiskowych lodowca szreniowego [53] rozwiniętego na stokach górskich Gulliksenfjellet. Materiał w morenie pochodzi z górnych ścian skalnych masywu górskiego, które wznosiły się ponad powierzchnię lodowca i ulegały silnemu wietrzeniu mechanicznemu. Jeżeli po dokładnej analizie petrograficznej materiału tej moreny okaże się, że występuje w niej również materiał pochodzący z innych masywów górskich, wówczas geneza wału morenowego byłaby złożona. Mianowicie nakładałyby się w tym wypadku na siebie: morena czołowa lodowca szreniowego i morena boczna większego lodowca, którego czoło wychodziło poza kontur dzisiejszej linii brzegowej.

Wały starych moren znajdują się również u podnóża północnych i zachodnich stoków masywu górskiego Jens Erikfjellet (mapa II). Morena u podnóża północnych stoków osiąga wysokość bezwzględną 76—78 m n.p.m. a względną 48—50 m. Podstawa formy leży na wysokości 28—30 m n.p.m. Kąt nachylenia stoków wynosi od strony północnej 32—38°. Długość formy wynosi 700 m, szerokość podstawy 70—250 m. Wał morenowy zbudowany jest w większości z grubego materiału — głązy do 8 m długości. Na stokach północnych oraz na wierzchołku formy wśród dużych głązów występuje drobny materiał, pokryty zwartą pokrywą roślinności (mchy, porosty, wierzba karłowata). Powierzchnia wierzchołka we wschodniej części jest zupełnie płaska 80 m szeroka. Na wierzchołku zalegają pojedyncze głązy dużych rozmiarów do 5 m długości. W budowie moreny stwierdzono występowanie wyłącznie łupków formacji Deillegga [4]. Jest to materiał skalny ściśle związany z budową geologiczną północnej części masywu górskiego Jens Erikfjellet. Opiswany wał jest zatem moreną czołową lodowczyka szreniowego, który istniał na stoku górskim Jens Erikfjellet w okresie zlodowacenia starszego od holocenijskiego. To oczywiście nie wyklucza możliwości, że częściowo w głębi formy może występować materiał pochodzący z masywów górskich leżących w głębi lądu na wschodzie i został tu przetransportowany w okresie szerszego rozwoju czapy lodowej na tym obszarze.

Starsza morena na północnych stokach masywu Jens Erikfjellet przedstawia zgoła inny charakter morfologiczny. Na obszarze tym występują duże bloki łupków, miejscami silnie potrzaskane. Pomiedzy dużymi blokami występuje gruz łupkowy. Morena ta usytuowana jest przy ujściu dużych żlebów na stoku górskim. Materiał skalny w morenie pochodzi wyłącznie ze stoków górskich Jens Erikfjellet — co i w tym wypadku wskazywałoby na morenę czołową typu zsympiskowego. W tym zespole morenowym zaskakuje występowanie wśród dużych bloków skalnych małych wyrównanych powierzchni, których wysokość wynosi 40—44 m

n.p.m. Morena ta zatem była rozmywana przez fale morskie w okresie tworzenia się terasy morskiej 40-metrowej.

Taka rozmyta morena leży również u wylotu doliny Steinvik na południe od Gulliksenfjellet na powierzchni terasy 32 m. Przemity gruz morenowy wznosi się do 7 m wysokości ponad poziom tej terasy.

Wały starych moren stwierdzono również w obrębie doliny Steinvik [6, 41]. Są to głazowiska pokryte zwartym płaszczem mchów i porostów uformowane w wyraźne wały do 25 m wysokości względnej (mapa II). Stare moreny występują w dolinie Rev [40], która obecnie jest niezlodowacona. A. Jahn [40, 41] na podstawie badań form morenowych w dolinie Rev i ich stosunku do terasów morskich wysnuł pogląd o istnieniu zlodowacenia postglacjalnego. Stare formy moren występują na północnych wybrzeżach fiordu Hornsund wzdłuż stoków górskich od Rotjestfjellet aż po Gulliksenfjellet [6, 40]. Przypuszcza się że są to formy o różnej genezie. Częściowo są to typowe moreny boczne i czołowe większych lodowców, ale w wielu wypadkach są to moreny lodowców stokowych-szreniowych.

## X. TYPY DEGLACJACJI LODOWCÓW POŁUDNIOWEGO SPITSBERGENU

Na podstawie studiów rzeźby strefy marginalnej lodowców występujących na obszarze południowego Spitsbergenu wyróżnić można dwa podstawowe typy deglacjacji.

Deglacjacja może mieć charakter frontalny lub powierzchniowy [52]. Jeżeli proces ablacji na lodowcu jest rozwinięty intensywnie na części czołowej, wówczas „cofa” się całe czoło lodowca. W większości wypadków proces ablacji obejmuje jakąś strefę czołową rzędu kilkuset metrów, w której proces ablacji doprowadza do obniżenia się całej strefy lodowca i przeważnie do rozpadu tej strefy na płyty martwego lodu. Zależnie od charakteru deglacjacji na lodowcu rozwija się i formuje rzeźba glacialna. Inny zespół form powstaje, jeżeli przeważa charakter deglacjacji frontальной (I typ deglacjacji), inny gdy intensywnie występuje obniżanie się powierzchni lodowca połączonego ze stagnacją czoła lodowca lub niewielką jego recesją (II typ deglacjacji).

Pierwszy typ deglacjacji, tzw. frontalny [52]. W ramach tego typu wyróżnić można dwa podtypy:

1. Podtyp, który występuje przy stosunkowo wolnej recesji z dłuższymi okresami stagnacji na pewnych liniach (proces ablacji na czole lodowca wyrównany jest przez proces alimentacji na jego polu firnowym). W okresach dłuższej stagnacji lodowca powstają akumulacyjne moreny czołowe lub wały lodowo-morenowe. Aktualnym przykładem (do 1960 r.) takiego typu deglacjacji jest lodowiec Gås. Wały lodowo-morenowe stwierdzone w strefie marginalnej lodowców Werenskiolda, Nann i Hamberg dowodzą, że ten typ deglacjacji w niedalekiej przeszłości (1915—1930) miał miejsce również i na tych lodowcach. Ten podtyp bywa bardzo rzadko stwierdzany na obszarze zlodowacenia plejstocénskiego Ameryki Północnej i Europy [16, 26, 92]. Formy akumulacyjnych moren czołowych i wałów lodowo-morenowych występują natomiast dość powszechnie na obszarach współczesnego zlodowacenia polarnego i górskiego [32, 50, 52 65, 85].

2. Podtyp, który występuje przy szybkiej recesji frontальной lodowca. Spływający z powierzchni lodowca silnie przepojony wodą materiał morenowy rozpościera się przy krawędzi na poprzednio utworzonej morenie

dennej lub bezpośrednio na podłożu. Tak powstaje morena ablacyjna, tworząc płaską lub lekko falistą równinę. Miąższość moreny ablacyjnej zwykle jest nieduża.

Rzeźba strefy moreny ablacyjnej zależy przede wszystkim od rzeźby podłoża. Jeżeli przy szybkiej recesji frontalnej w pewnych częściach lodowca na jego czole nie występuje morena powierzchniowa, wówczas na przedpolu odsłania się stopniowo morena denna. Proces powstawania obok siebie moreny ablacyjnej i moreny dennej prześledzono na przykładzie strefy przykrawędziowej lodowca Werenskiolda.

Ten podtyp deglacjacji frontalnej przypuszczalnie w szerokim zakresie występował również na Niżu Europejskim pod koniec zlodowacenia plejstocenińskiego. R. G a l o n [28] z tym podtypem deglacjacji wiąże genzę szeroko rozprzestrzenionego na Niżu Polskim krajobrazu moreny płaskiej.

D r u g i typ deglacjacji tzw. arealnej (M. Klimaszewski 1960). W typie tym można wyodrębnić trzy podtypy:

1. Podtyp, gdy czoło lodowca zamiera, dzieląc się na wielkie płyty wyrównanego, pozbawionego szczelin martwego lodu. Płyty martwego lodu przykryte materiałem morenowym wytapiają się stosunkowo wolno. Po stopieniu się martwego lodu w efekcie końcowym pozostaje płaska lub lekko falista powierzchnia moreny ablacyjnej. Pod względem wyrazu morfologicznego w efekcie końcowym powstaje taki sam krajobraz jak w wypadku szybkiej deglacjacji frontalnej (2 podtyp I typu) — Struktura w ten sposób tworzącej się moreny ablacyjnej różni się od struktury moreny ablacyjnej powstałej przy deglacjacji frontalnej. Przykładem tego podtypu deglacjacji arealnej jest lodowiec Nann.

2. Podtyp deglacjacji arealnej występuje na obszarach o urozmaiconej rzeźbie podłoża. Pod wpływem nierówności podłoża na zamierającym czole lodowca powstają liczne szczeliny, w których odbywa się erozja i akumulacja wód roztopowych. Dla strefy zamarłego czoła lodowca typowa jest również erozja i akumulacja subglacjalna i inglacjalna. Nierównomierne rozmieszczenie moreny powierzchniowej na martwym lodzie powoduje różne tempo jego wytapiania. W martwym lodzie powstają zagłębienia różnej wielkości, w których woda roztopowa akumuluje drobny materiał pochodzący z przemycia moreny powierzchniowej. Zwykle martwe czoło lodowca łączy się bezpośrednio z „żywym” lodowcem. Wody roztopowe spływające po powierzchni „żywej” aktywnej części lodowca na zamierającym czole nikną w systemie wytworzonych szczelin. W tunelach subglacjalnych i inglacjalnych, w otwartych kenionach lodowych oraz w zagłębieniach na lodowcu, wody roztopowe osadzają rozmyty materiał moreny powierzchniowej. Stopniowo proces ablacji doprowadza do obniżenia się martwego lodu czoła lodowca. Z lodu wytapiają się stopnio-

wo utworzone w tunelach inglacialnych formy ozów i w końcu formy ozów subglacialnych i kemów. Wytapiający się z lodu materiał tworzy pomiędzy formami kemów i ozów powierzchnię moreny ablacyjnej. W efekcie końcowym tego podtypu deglacjacji powstaje tzw. „krajobraz form martwego lodu”. Stosunkowo nieduże wysokości form szczelinowych świadczą, że powstały one w lodzie, którego grubość nie przekraczała 20 m. Szerokość zamierającej strefy lodowca bywa różna, np. na lodowcu Werenskiolda część czołowa lodowca jest martwa na szerokości 200—500 m. [55]. Na południowym skrzydle lodowca Torella szerokość utworzonej strefy martwego lodu wynosi 500 m. Ten podtyp deglacjacji arealnej jest powszechnie stwierdzony na obszarze całego Spitsbergenu. Formy ozów i kemów stwierdzono w strefie marginalnej lodowców: Werenskiolda, Nann, Torell oraz Gås i Bunge [47]. Liczne przykłady tego typu deglacjacji arealnej (1 i 2 podtyp) rozpoznano na obszarze zlodowacenia plejstocenijskiego Ameryki Północnej [16, 26] oraz w Europie [16, 26, 53, 63, 70, 92].

3. Podtyp deglacjacji arealnej o genezie bliżej nie rozpoznanej występuje bardzo rzadko. Na przedpolu lodowca powstaje system wałów przebiegających równolegle, skośnie lub prostopadle do jego czoła o wysokościach przeważnie nie przekraczających 5 m. Krajobraz tego typu spotkano na wschodnich wybrzeżach południowego Spitsbergenu, na przedpolu lodowca Keilhau. Wspomniane wały zbudowane są z reguły z drobnego materiału morenowego, bardzo często o kształtach niezwykle ostrych. Na obszarze Spitsbergenu krajobraz tego typu rozpoznał w 1927 r. K. Gripp [32] na przedpolach lodowców Nathorst, Sefström, Holmström i Paula (Lehmmauern und Türme). M. Klimaszewski [52] w 1938 r. odkrył taki krajobraz na przedpolu lodowca Osborn, w północno-zachodniej części Spitsbergenu K. Gripp [32, s. 224] sądzi, że formy te powstają na skutek wciskania się materiału moreny dennej w szczeliny denne lodowca. Przyczyną wciskania się tego materiału w szczeliny jest ciężar lodowca. M. Klimaszewski [52, s. 68] przyjmuje podobną genezę tych form, podając taką ich charakterystykę „ponad regularne obniżenie wytopiskowe wyszczelone moreną denną wznoszą się mury, turnie i kopy o wysokości do 5 m, zbudowane z przemarzniętej gliny morenowej, która wypełnia szczeliny lodowca”. Poza obszarem Spitsbergenu rozpoznała tego typu formy w Islandii E. M. Toddman [86, 87]. Przyjmuje ona, podobnie jak wyżej wspomniani autorzy, że formy te powstają na skutek wciśnięcia materiału moreny dennej w szczeliny lodowca w okresach jego stagnacji (Aufpressungsrücken, Grundspaltenwälle). Formy tego typu niszczone przez wiatr i deszcz zachowują się bardzo krótko, w wyniku ich rozpadu powstaje krajobraz moreny falistej lub nawet pagórkowatej. G. Hoppe [36] badając formy wałów w krajobrazie moreny pagórkowatej w północnej Szwecji dochodzi do wniosku, że powstały one na skutek wciskania się gliny we wszelkiego rodzaju szczeliny lodowca. Niewykluczone, że

krajobrazy moreny pagórkowatej występujące na obszarach zlodowacenia plejstocenijskiego zawdzięczają swą genezę wyżej scharakteryzowanemu podtypowi deglacji arealnej.

Proces deglacji jest zjawiskiem złożonym. Przy czole lodowca w zależności od budowy geologicznej podłoża, rzeźby podłoża, rzeźby otaczających masywów górskich, proces deglacji przebiegać może różnie. Przy dominującym jednym podtypie inne mogą występować podrzędnie.

## UWAGI KOŃCOWE

Celem badań autora na obszarze Spitsbergenu były studia form glacialnych. Studia te prowadził w nawiązaniu do prac tego typu przeprowadzonych na obszarze Spitsbergenu przez K. Grippa i jego współpracowników [30, 32] oraz M. Klimaszewskiego [52, 53]. Tym samym zostało zamknięte wstępne rozeznanie procesu glacji i deglacji lodowców na zachodnim obszarze Spitsbergenu od Kongsfjorden aż do Przyłądka Południowego (Sörkapp). M. Klimaszewski studia swe nad formami glacialnymi prowadził w północno-zachodniej części Spitsbergenu od Kongsfjorden po Eidembukta ( $78^{\circ}58' - 78^{\circ}20'$ ). K. Gripp od Eidembukta po Van Keulenfjorden ( $78^{\circ}20' - 77^{\circ}30'$ ), zaś studia i obserwacje na obszarze południowego Spitsbergenu prowadzone były przez autora od południowego skrzydła lodowca Torella po Przyłądek Południowy ( $77^{\circ}10' - 76^{\circ}27'$ ).

Na obszarze południowego Spitsbergenu proces glacji w holocenie miał inny przebieg aniżeli na obszarach środkowego i północnego Spitsbergenu gdzie maksymalny zasięg zlodowacenia holoceniowego wyznaczają klasycznie wykształcone spiętrzone moreny czołowe. Występują one na tych obszarach bardzo powszechnie i są formami najlepiej rozwiniętymi w strefie marginalnej lodowców. Na obszarze Spitsbergenu została po raz pierwszy szczegółowo przestudiowana struktura wewnętrzna moren spiętrzonych i prześledzony mechanizm ich powstania [30, 32].

Na obszarze południowego Spitsbergenu w strefach marginalnych zbadanych lodowców stwierdzono powszechność występowania wałów lodowo-morenowych. Tylko w jednym wypadku, przed czołem małego lodowca Tone, występuje wał moreny spiętrzonej.

Wały lodowo-morenowe na tym obszarze powstają w wyniku nagromadzenia materiału morenowego na czołe lodowca w okresach dłuższej stagnacji (ryc. 7). Stąd też mają one w swym wnętrzu lód reliktowy. Na powierzchni wałów lodowo-morenowych przeważa na ogół gruby, ostrokrawędzisty materiał. Pochodzi on z moreny powierzchniowej lodowca, a poza tym w dużej mierze został przetransportowany na czoło lodowca wzdłuż moren środkowych. Stąd też najwyższe kulminacje wałów lodowo-morenowych leżą na liniach przebiegu moren środkowych (Gås, Werenkiold). Stwierdzono stosunkowo mniejszy udział materiału pochodzącego



z wnętrza lodowca, „wyrzucanego” wzdłuż wychodnich płaszczyzn ślizgowych (ang. shear plane). Dlatego sądzić należy, że nie są to moreny tzw. płaszczyzn ślizgowych (ang.: shear plane moraine). Opisywane z obszaru Grenlandii i Wyspy Baffina [66, 79, 89] moreny „płaszczyzn ślizgowych” powstają również w wyniku nagromadzenia się materiału morenowego na czole lodowca. Jest to jednak materiał wyrzucony i wytapiany wzdłuż wychodnich płaszczyzn ślizgu. Formy pagórów i wzgórz tego typu moren mają również w swym wnętrzu zachowany lód reliktowy, przy czym, jak wynika z opisów, grubość materiału złożonego na lodzie jest bardzo mała.

Wały lodowo-morenowe, jak wykazały badania przeprowadzone na obszarze południowego Spitsbergenu, zwykle nie wyznaczają maksymalnego zasięgu zlodowacenia holoceniowego. Na ich przedpolu spotyka się formy szczelinowe ozów i kemów oraz obszary moreny ablacyjnej. Na podstawie rozmieszczenia tych form można ustalić zasięg zlodowacenia holoceniowego. Nie zawsze więc można ustalić granicę zasięgu zlodowacenia w oparciu o kryterium moren czołowych, jak tego wybitnie dowodzi strefa marginalna lodowca Gås. Czołowe wały lodowo-morenowe powstają zwykle na granicy zamierającego czoła lodowca i aktywnego lodu (Gås, Nann, Konglomerat), choć nie jest wykluczone, że mogą one powstać również na czole lodowca wyznaczającego maksymalny zasięg zlodowacenia holoceniowego (Werenskiold?).

Typowy schemat deglacjacji na obszarze południowego Spitsbergenu wygląda następująco:

1. Strefa moreny ablacyjnej i form szczelinowych w okresie późniejszym zwykle przekształcająca się w strefę sandrów ekstramarginalnych.
2. Strefa wałów i pagórków lodowo-morenowych.
3. Strefa moreny ablacyjnej i form szczelinowych tworząca się obecnie przed krawędzią lodowców. W tej strefie tworzą się niejednokrotnie sandry marginalne, tj. sandry powstające bezpośrednio przed krawędzią lodowca.

Szerokość całej strefy marginalnej składa się z wyżej podanych trzech stref form glacialnych i glacialfluwialnych, i nigdzie nie przekracza 2 km. Jest to zatem stosunkowo wąski obszar o dużym nagromadzeniu różnych form. Obok wałów lodowo-morenowych w strefie marginalnej powszechnie występuje morena ablacyjna. W związku z odmiennym sposobem deglacjacji wyróżnić można jej dwa różne typy genetyczne (drugi typ deglacjacji). Morena ablacyjna zajmuje stosunkowo duże obszary. Bardzo rzadko natomiast spotyka się typową morenę denną. Na badanym obszarze stwierdzono występowanie jej *in statu nascenti* tylko przed krawędzią lodowca Werenskiolda. Na problem moren ablacyjnych zwrócono uwagę dopiero w ostatnich latach (Flint — 1948). Sądzę, że duże obszary zlodowacenia plejstoceniowego pokryte są również przez morenę ablacyjną, która na pewno występuje w obszarach „form martwego lodu” między formami kemów i ozów. Dopiero szczegółowe prześledzenie profilów geo-

logicznych krajobrazów tzw. moreny falistej i płaskiej rozwiąże ich założenie genetyczne. Proces deglacjacji bowiem sprzyja raczej powstawaniu moreny ablacyjnej niż moreny dennej. Morena denna jest zwykle zarzucona lub powleczonea przez morenę ablacyjną. W tym ostatnim wypadku w profilu powinny się znajdować wyraźne dwa poziomy [38, 53]: leżący u góry, często przemyty poziom moreny ablacyjnej o strukturze bezładnej oraz niższy, gliniasty i zbity o zorientowanych kierunkach gładzików — poziom moreny dennej [37], przy czym pomiędzy formami szczelinowymi powinna występować raczej morena ablacyjna rozpoznana przez R. F. Flint a [26, 38], tj. powstająca na skutek opadania materiału morenowego z brył i odłamów martwego lodu w efekcie ich wytapiania się. Natomiast w krajobrazach moreny falistej i płaskiej dominować powinna morena ablacyjna w wyniku spływania materiału morenowego po czole lodowca, przed jego krawędzią.

Na obszarze południowego Spitsbergenu stwierdzono powszechność występowania form ozów i kemów (Gås, Bunge, Werenskiold, Nann, Torell). Można przypuszczać, że formy te, w związku ze stwierdzoną dość powszechną recesją lodowców na obszarze całego Spitsbergenu, są tutaj bardziej powszechne i w większym nagromadzeniu niż na obszarze Islandii. Geneza form ozów jest różna. Stwierdzono występowanie ozów o genezie supraglacjalnej i inglacjalnej. Nie stwierdzono natomiast na tym obszarze ozów o genezie subglacjalnej. Formy występujących ozów są małe, o długości do 200 m i wysokości do 18 m (wraz z cokołem lodowym, na którym spoczywa materiał fluwioglacjalny do 4,2 m grubości). Wszystkie ozy wykazują wyraźne warstwowanie materiału fluwioglacjalnego. Wyniki przeprowadzonych pomiarów strukturalnych [21, 46] przedstawiono na załączonych diagramach.

Obok ozów występują formy kemów różnej wielkości do 12 m wysokości (Torell) oraz terasy kemowe (Gås). Czasem ozy i kemy występują w dużym zagęszczeniu tworząc charakterystyczny krajobraz „form martwego lodu” (Torell).

Formy glacialne i glacialfluwialne podlegają dużym przeobrażeniom. Na obszarze wałów lodowo-morenowych zachodzi na szeroką skalę proces przemieszczania materiału morenowego na skutek wytapiania się lodu reliktoowego. Na obszarze wałów lodowo-morenowych występują dolinki erozyjne o różnym wyrazie morfologicznym. Rzeźba form erozyjnych jest zwykle „stara” i „martwa”, utworzona w okresie powstania wałów. Rzeźba wałów lodowo-morenowych po zupełnym wytopieniu się lodu reliktoowego, który stanowi więcej niż 2/3 masy wału, (Hamberg i Werenskiold) ulegnie poważnym przeobrażeniom. Zapewne w wypadku rozpadu wałów lodowo-morenowych lodowców Hamberg i Werenskiold powstanie krajobraz falistej moreny ablacyjnej. Byłaby to jednak inna odmiana genetyczna moreny ablacyjnej, aniżeli wyżej opisane. Natomiast gruba pokrywa materiału morenowego na obszarze wałów lodowo-morenowych np. lo-

dowca Gås po wytopieniu się lodu relikтового z pewnością doprowadzi do powstania krajobrazu moreny pagórkowatej lub nawet — w efekcie końcowym — powstaną wzgórza i wały morenowe. Jednakże w takim wypadku należy się liczyć z dużą inwersją rzeźby. Przykrycie materiału morenowego na stokach wałów lodowo-morenowych jest zwykle większe aniżeli na wierzchołku form. Po wytopieniu się lodu formy pagórków, wzgórz i wałów morenowych powstaną raczej na linii dawnych stoków wałów lodowo-morenowych, natomiast na wierzchołkach wałów wytworzą się zagłębienia. Powstałe w ten sposób formy wzgórz i wałów morenowych nie będą wyznaczały linii dawnego zasięgu postoju lodowca.

Autor starał się podać możliwie obszernie i dokładne opisy form występujących w strefie marginalnej lodowców na obszarze południowego Spitsbergenu. Zrobił to w tym celu, aby w przyszłości można ustalić rozmiary przeobrażeń zachodzących w rzeźbie strefy marginalnej.

Instytut Geografii PAN.

Zakład Geomorfologii i Hydrografii Nizów  
w Toruniu

## LITERATURA

- [1] Ahlmann H. W. son., Glaciological research on the north Atlantic coasts. „Royal Geographical Society”, Research Serie: No. 1, London 1948.
- [2] Ahlmann H. W. son., Glaciärer och klimat i Norden under de senaste tusentalen år. „Norsk Geogr. Tidsskr.”, Bd. XIII (1951—1952), Oslo 1953.
- [3] Bartkowski T., O kemach i terasach kemowych. „Czas. Geograf.” t. 25, 1954 z. 1—2.
- [4] Birkenmajer K., Z badań nad stratygrafią i tektoniką formacji Hecla-Hoek w Ziemi Wedel Jarlsberg. „Przegl. Geofiz.”, R. 3 (11), 1958 z. 2.
- [5] Birkenmajer K., Z badań utworów i fauny podniesionych tarasów morskich i zagadnień holocenijskich ruchów izostatycznych we fiordzie Hornsund. „Przegl. Geofiz.” R. 3 (11), 1958 z. 2.
- [6] Birkenmajer K., Report on the geological investigations of the Hornsund area, Vestspitsbergen, in 1958. Part III: The Quaternary geology. „Bull Acad. Polon. Sci”, Sér. des Sci. Chim. Geol. et Géogr, Vol. 7, 1959 No. 3.
- [7] Birkenmajer K., Course of the geological investigations of the Hornsund area, Vestspitsbergen, in 1957—1958. „Studia Geologica Polonica”, Vol. 4, Warszawa 1960.
- [8] Birkenmajer K., Raised marine features of the Hornsund area, Vestspitsbergen. „Studia Geologica Polonica”, Vol. 5, Warszawa 1960.
- [9] Black R. F., Ice wedges in northern Alaska. „Abstracts of Papers”, International Geographical Congress 1960.
- [10] Blake W., The Late Pleistocene chronology of Nordaustlandet, Spitsbergen. „Abstracts of Papers”, International Geographical Congress 1960.
- [11] Bondarczuk W. G., Osnovy geomorfologii. Moskwa 1949.
- [12] Brooks C. E., The climatic changes of the past thousand years. „Experientia”, Vol. 10, 1954, fasc. 4.
- [13] Brown R. R. N., Recent developments in Spitsbergen 1919 and 1920, „The Scott. Geogr. Magaz.”. Vol. 37, IV, Edinburgh, 1920.
- [14] Büdel J., Gletscherfragen — aus dem Arbeitsprogramm der Deutschen Spitsbergen — Ekspedition 1959/60. „Die Umschau in Wissenschaft und Technik”, 1960 H. 8.
- [15] Büdel J., Die Froschutt — Zone Südost — Spitzbergen, „Colloquium Geographicum”, Bd. 6, Bonn 1960.
- [16] Charlesworth J. K., The Quaternary Era. Vol. 1, 2, London 1957.
- [17] Cook J., Kame Complexes and Perforation Deposits. „Amer. Journ. of Sci.”, Vol. 244, New Haven 1946, No. 8.
- [18] Czeppe Z., Uwagi o procesie wymarzania głazów, „Czas. Geograf.”, t. 30, 1959, z. 2.
- [19] Dutkiewicz L., Congelifluction lobes on the southern Hornsund coast in Spitsbergen. „Biul. Perygl.”, nr 10, Łódź 1961.
- [20] Dylík J., Problematyka badań peryglacialnych łódzkiej grupy Polskiej Wyprawy na Spitsbergen. „Przegl. Geofiz.”, R. 3 (11), 1958 z. 2.

- [21] Dylikowa A., O metodzie badań strukturalnych w morfologii glacialnej. „Societas Scientiarum Lodziensis”, Sectio III, nr 11, Łódź 1952.
- [22] Dylikowa A., O czytaniu odkrywek w utworach akumulacji lodowcowej. „Geogr. w Szk.”, nr 1, Warszawa 1951.
- [23] Feyling-Hanssen R. W., Stratigraphy of the marine late — Pleistocene of Billefjorden, Vestspitsbergen. „Norsk Polarinstitutts Skrifter”, No. 107, Oslo 1955.
- [24] Feyling-Hanssen R. W., Olsson I., Five radiocarbon datings of postglacial shorelines in Central Spitsbergen. „Norsk Geografisk Tidsskrift”, B. 17 Oslo 1959/60. H. 1—4.
- [25] Ferens B., Badania ornitologiczne na Spitsbergenie. „Przegl. Geofiz.”, R. 3 (11), 1958 z. 2.
- [26] Flint R. F., Glacial and pleistocene geology, New York 1957.
- [27] Frankiewicz W., Formy typu hydrolakolitów na Sörkappie. II. Sympozjum naukowe polskich wypraw na Spitsbergen 1957—1958, 59. Streszczenie referatów i komunikatów. Warszawa 1960.
- [28] Galon R., On the morphology of the marginal deposits of the Scandinavian Inland Ice. V Congres INQUA. Résumés des Communications. Madryt—Barcelona 1957.
- [29] Garwood E. J., Gregory J. W., Contributions to the glacial geology of Spitsbergen. „Quart. Jour. Geol. Soc.”, Vol. 54, London 1898.
- [30] Gripp K., Todtmann E. M., Die Endmoräne des Green Bay — Gletschers auf Spitzbergen. „Mitt. Geogr. Ges.”, 37, Hamburg 1925.
- [31] Gripp K., Beiträge zur Geologie von Spitzbergen. „Abhandlungen des Naturwissensch. Vereins zu Hamburg”, Bd. 21, 1927 H. 3.
- [32] Gripp K., Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen — Expedition. „Abhandlungen des Naturwissensch. Vereins zu Hamburg”, Bd. 22, 1929, H. 2—4.
- [33] Gripp K., Endmoränen. Comptes Rendus du Congrès Intern. de Géogr., t. I Amsterdam 1938, t. IIa, Leiden 1938.
- [34] Heintz A., Noen iskttagelser over isbreenes tilbakegang i Hornsund, V. Spitsbergen (Some observations on the retreat of the glaciers in Hornsund, V. Spitsbergen). Saetrykk av Norsk geologisk tidsskrift 31, Bergen 1953.
- [35] Hoel A., The Norwegian Svalbard Expeditions 1906—1926. Resultater av de Norske Statsunderstøttede Spitsbergen — ekspeditioner, „Skrifter om Svalbard og Ishavet”, Bd. 1, Oslo 1929, No. 1.
- [36] Hoppe G., Hummocky Moraine Regions with Special Reference to the Interior of Norbotten, „Geogr. Ann.”, Vol. 2. Stockholm 1952, 1—2.
- [37] Hoppe G., Några iakttagelser vid isländska jöklar sommars 1952. Meddelanden från Upsala Universitets Geografiska Institution, Ser. A, No. 91, 1953.
- [38] Jahn A., Lodowce „typu Baffina” i problem moren ablacyjnych. „Czas. Geograf.”, t. 23/24, 1952/53.
- [39] Jahn A., O niektórych badaniach geograficznych polskiej wyprawy naukowej na Spitsbergen. „Przegl. Geograf.” t. 30, 1958 z. 2.
- [40] Jahn A., Postglacjalny rozwój wybrzeży Spitsbergenu. „Czas. Geograf.”, t. 30, 1959.
- [41] Jahn A., The raised shore lines and beaches in Hornsund and the problem of postglacial vertical movements of Spitsbergen. „Przegl. Geograf.”, Vol. 31, 1959.
- [42] Jahn A., Quantitative analysis of some periglacial processes in Spitsbergen (Ilościowa analiza niektórych procesów peryglacjalnych), „Zesz. Nauk. Uniw. Wrocł.”, Seria B, nr 5, 1961.
- [43] Jahn A., Problemy geograficzne Alaski w świetle podróży naukowej odbytej w 1960 roku, „Czas. Geograf.”, t. 32, 1961 z. 2.

- [44] Jahn A., Szczepankiewicz S., Prace geomorfologiczno-peryglacjalne prowadzone na północ od fiordu Hornsund w lecie 1957 roku. „Przegl. Geofiz.”, R. 3 (11), 1958 z. 2.
- [45] Jersak J., Kręgi mszyste na Sörkappie. II. Sympozjum naukowe polskich wypraw na Spitsbergen 1957—1958, 59. Streszczenie referatów i komunikatów. Warszawa 1960.
- [46] Jewtuchowicz S., Struktura sandru, Łódzkie Towarzystwo Naukowe, Łódź 1955.
- [47] Jewtuchowicz S., Struktura ozów i kemów, II. Sympozjum naukowe polskich wypraw na Spitsbergen 1957—58, 59. Streszczenie referatów i komunikatów, Warszawa 1960.
- [48] Keller G., Beitrag zur Frage Oser und Kames. „Eiszeitalter und Gegenwart”, Vol. II, Öhringen/Württ. 1952.
- [49] Klatka T., Zagadnienie pasów kamienistych na południowym wybrzeżu Hornsundu. „Przegl. Geofiz.”, R. 3 (11), 1958, z. 2.
- [50] Klebelsberg R., Handbuch der Gletscherkunde und Glacialgeologie. Bd. I, Wien 1948.
- [51] Klimaszewski M., Problematyka szczegółowej mapy geomorfologicznej oraz jej znaczenie naukowe i praktyczne. „Przegl. Geograf.”, t. 32, 1960, z. 4.
- [52] Klimaszewski M., Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitsbergenu między Kongs-Fjordem a Eidem-Bukta (Geomorphological studies of the western part of Spitsbergen between Kongsfjord and Eidembukta). „Zesz. Nauk. Uniw. Jagiell. Prace Geograficzne”, Seria Nowa, Kraków 1960, z. 1.
- [53] Klimaszewski M., Geomorfologia ogólna. PWN. Warszawa 1961.
- [54] Kosiba A., Grenlandia. Lwów—Warszawa 1937.
- [55] Kosiba A., Badania glaciologiczne na Spitsbergenie w lecie 1957 roku. „Przegl. Geofiz.”, R. 3 (11), 1958, z. 2.
- [56] Kosiba A., Some of results of glaciological investigations in SW — Spitsbergen. „Zesz. Nauk. Uniw. Wrocław.”, Seria B, 4, Warszawa—Wrocław 1960.
- [57] Książkiewicz M., Geologia dynamiczna. Warszawa 1951.
- [58] Lipert C., Pomiary fotogrametryczne wykonane w lecie 1957 roku w ramach prac geodezyjnych Wyprawy na Spitsbergen. „Przegl. Geofiz.”, R. 3 (11), 1958, z. 2.
- [59] Lipert C., Ruch lodowców na Spitsbergenie. „Problemy”, R. 16, (167) 1960, nr 2.
- [60] Lencewicz S., Lodowce i ich wpływ na rzeźbę powierzchni ziemi (przygotował do druku Kondracki J.). Warszawa 1954.
- [61] Longwell Ch. R., Flint R. F., Introduction to physical geology. New York 1955.
- [62] Lundquist G., The orientation of the block material in certain species of flow earth. „Geograf. Ann.”, Vol. 31, Stockholm 1949.
- [63] Mannerfelt C. M. Några glacialmorfogiska formelement. „Geograf. Ann.”, Vol. 27, Stockholm 1945.
- [64] Marcinkiewicz A., Podniesione terasy nadmorskie południowego wybrzeża Bellsundu i Fiordu van Keulena między lodowcami Recherche i Hessa (Zachodni Spitsbergen). „Biul. Geolog.”, t. 1, cz. 1, Warszawa 1961.
- [65] Michalska Z., Wyniki badań geomorfologicznych i geologicznych w strefie czołowej lodowca Pencka na południowych wybrzeżach fiordu van Keulen. „Biul. Geolog.”, t. 1, cz. 1, Warszawa 1961.
- [66] Moller J. T., Glaciers and periglacial phenomena in the Upernivik Island, West Greenland. „Abstracts of Papers”, International Geographical Congress 1960.

- [67] Pawłowski S., Zagadnienie moreny końcowej (czołowej). „Kosmos”, S. B, Kraków 1938.
- [68] Pawłowski S., Lodowiec Blaaisen w Norwegii. „Czas. Geograf.”, t. 15, Lwów 1937, z. 2.
- [69] Pillewizer W., Die kartographischen und gletscherkundlichen Ergebnisse der deutschen Spitzbergen Expedition 1938. Ergänzungsheft No. 238, zu „Peterm. Mitt.” Gotha 1939.
- [70] Rotnicki K., Przegląd zagadnień dotyczących ozów, „Czas. Geograf.”, t. 31, 1960, z. 2.
- [71] Rieche H., Bericht über die „Deutschen Spitzbergen Expeditionen 1937 und 1938 von dr H. Riche”. „Peterm. Geograph. Mitt.”, H. 4, Gotha 1939.
- [72] Różycki S. Z., Wyprawa na Spitsbergen w 1934 roku. „Przegl. Geograf.”, t. 15, 1936.
- [73] Różycki S. Z., Strefowość rzeźby i zjawiska peryglacjalne na Ziemi Torella (Spitsbergen). „Biul. Perygl.”, nr 5, Łódź 1957.
- [74] Różycki S. Z., Próba odtworzenia procesu formowania się rzeźby polodowcowej. Eksperyment geomorfologiczny, „Acta Geologica Polonica”, vol. 8, 1958.
- [75] Różycki S. Z., Budowa geologiczna północno-zachodniej części Ziemi Torella (Spitsbergen). Geology of the north — western part of Torell — Land Vestspitsbergen. „Studia Geologica Polonica”, vol. 2, 1959.
- [76] Sandford K. S., Glacial conditions and Quaternary history of North — East Land. „The Geogr. Journ.”, 74, London 1929.
- [77] Sawicki L., Polska wyprawa glaciologiczna w 1938 roku na Spitsbergenie. Kartki z dziennika wyprawy. „Acta Geophysica Polonica”, vol. 7, 1959 nr 3/4.
- [78] Schramm W. R., Walory alpinistyczne otoczenia Hornsundu. „Taternik”, 1959 z. 1.
- [79] Schytt V., Lateral drainage channels along the northern side of the Moltke Glacier Northwest Greenland. „Geogr. Ann.”, Vol. 38, Stockholm 1956.
- [80] Schytt V., The glaciers of the Kebnekajse — Massif. „Geogr. Ann.”, 41, 4, Stockholm 1959.
- [81] Siedlecki S., Crossing West Spitsbergen from south to north. Saertrykk av Norsk Geografisk Tidsskrif, Bind 7, Oslo 1938, H. 2.
- [82] Sterneck V., Ehrenstein., Die Arktische Expedition des Grafen Hans Wiltschek nach Spitsbergen und Nowaja Semlje. Juni—Sept. 1872. „Peterm. Mitt.”, Vol. 20, Gotha 1874.
- [83] Svalbard. The place-names of Svalbard. „Skifter om Svalbard og. Ish.”, No. 80, Oslo 1942.
- [84] Szczepankiewicz S., Rzeźba niektórych dolin w Ziemi Wedel Jarlsberg. „Czas. Geograf.”, t. 31, 1960, z. 4.
- [85] Szupryczyński J., The marginal zone of the Gås glacier (Sörkappland — Southern Spitsbergen). „Bull. Acad. Polon. Sci.”, Sér. des Sci. Geol. et Géogr. Vol. 8, 1960, No. 4.
- [86] Todtmann R. M., Am östlichen Rand des Brúarjökull, Nordrand des Vatnajökull (Island). August/September 1956. „Neues Jb. Geol. Paläontol”, Stuttgart 1957, H. 7/8.
- [87] Todtmann E. M., Gletscherforschungen auf Island (Vatnajökull). Universität Hamburg. Abhandlungen aus dem Gebiet der Auslandskunde, Reihe C, Bd. 19, Hamburg 1960.
- [88] Tyrrel G. W. Geographical observations in Spitsbergen 1919 and 1920. Scott. Geogr. Magaz.”, Vol. 37, 1921.
- [89] Ward W. H., The physics of deglaciation of central Baffin Island. „Jour. of Glaciol.”, Vol. 2, 1952.

- [90] Werenskiold W., Höie strandlinjer paa Spitsbergen. „Norsk Geol. Tidsskrift”, B. 7, Kristiania 1922.
- [91] Wilhelm F., Wirthmann A., Untersuchungen zur Geomorphologie von Südost—Spitsbergen. „Peterm. Geogr. Mitt.”, H. 2/3 Gotha 1960.
- [92] Woldstedt P., Das Eiszeitalter. Bd. I, Stuttgart 1954.
- [93] Zagrajski S., Zawadzki A., Prace geodezyjne Polskiej Wyprawy na Spitsbergen w 1934 roku. „Wiad. Służby Geograf.”, R. 9, Warszawa 1935, z. 1—2.

#### MAPY

- [94] Topografisk kart over Svalbard 1 : 100 000, Blad C 13, Sörkapp, Norges Svalbard og Ishavs Undersøkelser 1948.
- [95] Topografisk kart over Svalbard 1 : 100 000, Blad B 12, Torellbreen, Norsk Polarinstitutt 1953.
- [96] Topografisk kart over Svalbard 1 : 100 000, Blad C 12, Markhambreen, Norsk Polarinstitutt 1956.
- [97] Pillewizer W., Der Gänsegletscher im Hornsund, Südspitzbergen 1 : 25 000, Gotha 1939.
- [98] Lodowicz Werenskioldbreen, Strefa Czołowa 1 : 5 000, red. T. Naumienko, zdjęcia w terenie C. Lipert, oprac. autogrametryczne C. Lipert, M. Bałdyga, Druk. Wojsk. Zakł. Kartograf., Warszawa 1961.



## РЕЛЬЕФ МАРГИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ И ТИПЫ ДЕГЛЯЦИАЦИИ ЛЕДНИКОВ ЮЖНОГО ШПИЦБЕРГЕНА

### Резюме

#### I. ВВЕДЕНИЕ

Шпицберген является классической ледниковой областью с многочисленными ледниками, у края которых существуют и образуются разнообразные формы. Целью исследований автора на севере было получение возможно большего количества наблюдений над величиной, геологическим строением и внутренней структурой форм рельефа маргинальной зоны ледников. Автор проводил свои исследования летом 1959 и 1960 года как участник Польской Экспедиции. В 1959 г. автор вел исследования в южной части Шпицбергена (Сёркаппланд), изучая подробно рельеф маргинальной зоны ледника Гос, расположенного среди самых высоких горных массивов южного Шпицбергена. Летом 1960 г. автором были проведены исследования на север от фиорда Горнзунд на территории Земли Ведель Ярльсберг. Подробные исследования были проведены у подножья ледников Вереншельд, Нанн, Торелль и ряда менее крупных ледников.

#### II. МЕТОД РАБОТЫ

Основным методом полевых работ была геоморфологическая съемка на топографических картах разных масштабов. Съемка краевой зоны ледника Гос велась на топографической карте в масштабе 1 : 25 000, снятой В. Пиллевицером во время немецкой экспедиции в 1938 г.

Основой для съемки краевой зоны ледника Вереншельд служила карта, снятая фотограмметрическим методом в 1957—1959 годах Ц. Липертом в масштабе 1 : 5000. Она является наиболее подробной топографической картой Шпицбергена и пожалуй всей территории несящей наименование Арктики. Основанием для съемки остальных участков, на которых проводились исследования, была норвежская топографическая карта в масштабе 1 : 100 000, изданная Норвежским Полярным Институтом. Для выбранных участков некоторые секторы карты были увеличены фотографическим методом до масштаба 1 : 25 000 и 1 : 50 000.

#### III. ИЗУЧЕННОСТЬ ПРОЦЕССОВ И РЕЛЬЕФА МАРГИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ АРХИПЕЛАГА СВАЛЬБАРД

Научное исследование Шпицбергена началось в первой половине 15 века. Архипелаг Свальбард а с ним и Шпицберген принадлежит к наиболее исследованным полярным странам. Для 80% территории архипелага Свальбард существуют топографические карты, что в большой степени облегчает всякую дея-

тельность на этой территории. Несмотря на то, что Свальбард является одним из наиболее изученных районов Арктики, сравнительно немного работ посвящено исключительно процессам и формам рельефа зоны, расположенной перед краем ледника.

Первое довольно подробное описание ледниковых форм территории Шпицбергена было дано в 1898 г. Гарвудом и Грегори. Наблюдения над ледниковыми формами велись собственно во время каждой экспедиции, но в большинстве случаев они проводились как второстепенные исследования.

Значительный вклад в изучение форм маргинальной зоны ледников внесли исследования К. Гриппа и его сотрудников. К. Грипп на территории Шпицбергена вел исследования в 1925 и 1927 г. Он изучал главным образом конечную и донную морену. Главная заслуга К. Гриппа состоит в том, что он доказал существование на всей территории центрального Шпицбергена напорных конечных морен и превосходно изучил их внутреннюю структуру.

В некоторой мере продолжением работ К. Гриппа являются исследования М. Климашевского в северном Шпицбергене. М. Климашевский вместе с Б. Галицким, С. Бернадзиковичем и Л. Савицким проводил исследования на территории Шпицбергена в 1938 г. Исследования его в южном направлении окончились у ледника Айдэм, к которому К. Грипп дошел направляясь с юга на север. М. Климашевский на изученной им территории тоже констатировал повсеместное существование напорных морен. Интересны также наблюдения над аккумулятивными конечными моренами, над генезисом абляционной морены, но наиболее ценны замечания, касающиеся типов дегляциации.

При современном состоянии изученности Шпицбергена недостает более широкого исследования краевых ледников форм территории южного Шпицбергена. Здесь проведен ряд геологических и геоморфологических работ по другим проблемам (стратиграфия и тектоника древних геологических формаций, перигляциальных форм, морских террас).

#### IV. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

На территории южного Шпицбергена процесс дегляциации в голоцене протекал иначе чем в центральном и северном Шпицбергене, где на максимальное распространение голоценового оледенения указывают классические морены напора. Они встречаются на этой территории повсеместно и являются наиболее развитыми формами в краевой зоне ледников.

Автор констатировал, что на территории южного Шпицбергена в краевых зонах исследованных ледников повсеместно существуют „ледниково-моренные валы”. Только в одном случае перед краем небольшого ледника Тонэ находится вал напорной морены.

Ледниково-моренные валы образуются на этой территории в результате нагромождения моренного материала на льду у края ледника в период его продолжительной стагнации. Потому внутри этих валов находится реликтовый лед. На поверхности ледниково-моренных валов в общем преобладает крупный острогранный материал. Мощность моренного покрова колеблется от 0,20 до 17,0 м при высоте валов от 15 до 90 м. Источником моренного материала является поверхностная морена ледника, кроме того материал этот в большом количестве приносился к краю ледника вдоль центральных морен. Потому самые высокие точки на ледниково-моренных валах находятся на линии центральных морен (Гос, Вереншельд). Установлено, что количество материала „выбрасываемого” вдоль плоскостей скольжения из внутренней части ледника сравнительно невелико.

Как показали исследования, ледниково-моренные валы не указывают максимального распространения голоценового оледенения. У их края встречаются трещинные формы озов и камов, а также участки абляционной морены. На основании распространения этих форм можно установить границы голоценового оледенения. Следовательно, не всегда можно установить границу распространения оледенения принимая как критерий распространение конечных морен, что ясно доказывает маргинальная зона ледника Гос. Ледниково-моренные валы образуются обыкновенно на границе отмирающего края ледника и активного льда (ледники Гос, Нанн, Конгломерат), хотя не исключена возможность, что они могут образоваться на льду у края ледника, обозначающего максимальное распространение голоценового оледенения (Вереншельд). Типичная схема дегляциации на территории южного Шпицбергена следующая:

1. Зона абляционной морены и трещинных форм, которая позже превращается обыкновенно в зону экстрамаргинальных зандров.

2. Зона ледниково-моренных валов и холмов.

3. Зона абляционной морены и трещинных форм, образующаяся в настоящее время у края ледников. В этой зоне неоднократно образуются маргинальные зандры, т. е. зандры отлагающиеся непосредственно перед краем ледника. Маргинальная зона состоит из вышеупомянутых трех гляциальных и гляцифлювиальных зон. Ее ширина нигде не превышает 2 км. Это узкая зона, но с многочисленными и разнообразными формами. Наряду с ледниково-моренными валами повсеместно встречается абляционная морена. Можно различить два разных генетических типа абляционной морены, связанных с двумя разными типами дегляциации. Абляционная морена занимает сравнительно большие территории. Очень редко можно встретить типичную донную морену. На исследуемой территории она найдена *in statu nascendi* только перед краем ледника Вереншельда.

Автор констатирует, что на территории южного Шпицбергена повсеместно встречаются озы и камы (ледники Гос, Бунге, Вереншельд, Нанн, Торелль). Автор предполагает, что, в связи с отступанием ледников, формы эти здесь встречаются чаще и в большем количестве, чем в Исландии. Генезис озов разнообразен. Встречаются озы супрагляциальные и ингляциальные. На исследуемой территории автор не встречал субгляциальных озов. Формы озов невелики, их длина достигает 200 м, высота 18 м (вместе с цоколем из льда, на котором залегают флювиогляциальные отложения мощностью до 4,2 м). Флювиогляциальные отложения во всех озах слоисты.

Наряду с озами встречаются камы разной величины, высота которых достигает до 12 м (Торелль) и камовые террасы (Гос). Иногда озы и камы встречаются в большом количестве, образуя характерный рельеф „форм мертвого льда” (ледник Торелль).

Автор стремился дать в своей работе возможно полные и подробные описания форм краевой зоны ледников южного Шпицбергена для того, чтобы в будущем можно было установить размер изменений, происходящих в рельефе.

#### V. ТИПЫ ДЕГЛЯЦИАЦИИ

Изучение рельефа исследуемой зоны южного Шпицбергена позволяет выделить два основных типа дегляциации.

Первый тип — фронтальный. Можно различить в нем два подтипа, а именно:

1. Подтип, появляющийся при сравнительно медленной рецессии, с продолжительными периодами стояния вдоль определенных линий (процесс абляции края ледника выравнивается процессом алиментации на фирновом поле).

Во время продолжительного стояния ледника образуются аккумулятивные конечно морены или ледниково-моренные валы.

2. Подтип, образующий при быстром фронтальном отступлении ледника. Сильно насыщенный водой моренный материал, сползающий с поверхности ледника, осаждается у его края на отложившейся раньше донной морене или непосредственно на коренном ложе. Таким образом отлагается абляционная морена. Она образует плоскую или слабо волнистую равнину. Мощность абляционной морены обыкновенно невелика.

Если при быстром фронтальном отступлении ледника его краевая часть не покрыта поверхностной мореной, у его подножья постепенно обнажается донная морена. Процесс одновременного образования абляционной и донной морены на одной территории прослежен на примере краевой зоны ледника Вереншельда.

Второй тип дегляциации т. наз. ареальной (М. Климашевски, 1960). Можно выделить в нем три подтипа:

1. Подтип, когда краевая часть ледника отмирает, разделяясь на крупные плиты выравненного, лишенного трещин, мертвого льда. Плиты мертвого льда покрытые моренным материалом, тают сравнительно медленно. После вытаивания мертвого льда остается плоская или слабо волнистая поверхность абляционной морены. Этот процесс отражается в морфологии образованием такого же рельефа как при быстрой фронтальной дегляциации. Однако структура отложившейся таким образом абляционной морены отличается от структуры абляционной морены, образовавшейся при фронтальной дегляциации.

2. Подтип ареальной дегляциации с пересеченным рельефом коренного ложа. Под влиянием неровностей основания на отмирающей краевой части ледника образуются многочисленные трещины, в которых происходит эрозионная и аккумулятивная работа талых вод. В зоне отмершей краевой части ледника типичным проявлением деятельности талых вод является также субгляциальная ингляциальная эрозия и аккумуляция. Неравномерность размещения поверхностной морены на мертвом льде образуются впадины разной величины, в которых вода отлагает мелкозернистые осадки, вымытые из поверхностной морены. Обыкновенно мертвый край ледника соединяется непосредственно с „живым” ледником. Талые воды, текущие по поверхности „живой”, активной части ледника, на отмирающей краевой части исчезают в системе образовавшихся трещин. В субгляциальных и ингляциальных туннелях, в открытых ледниковых каньонах и во впадинах на леднике талые воды отлагают материал поверхностной морены. Постепенно процесс абляции приводит к понижению мертвого края ледника. Из под льда постепенно показываются образовавшиеся в ингляциальных туннелях озы и наконец субгляциальные озы и камы. Вытаивающий из льда материал образует между камы и озами поверхность абляционной морены. Окончательный результат этого подтипа дегляциации — образование т. наз. „рельефа форм мертвого льда”.

3. Подтип ареальной дегляциации, генезис которой точно не установлен, встречается очень редко. У края ледника образуется целая система валов, расположенных параллельно, под углом, а даже перпендикулярно к нему. Высота их не превышает в большинстве случаев 5 м. Такой рельеф существует на восточном побережье южного Шпицбергена у подножья ледника Кайлхау. Валы сложены как правило мелкозернистым моренным материалом, очень часто с исключительно острыми гранями. На Шпицбергене такой рельеф открыл в 1927 г. К. Грипп у подножья ледников Натторста, Сефштрёма, Холштрёма и Пауля (Lehmmauern und Türme). М. Климашевски в 1938 г. открыл такой рельеф у подножья ледника Осборн в северо-западной части Шпицбер-

гена. Эти исследователи предполагают, что такие формы образуются в результате вдавливания моренного материала в донные трещины ледника. Причиной вдавливания материала в трещины является тяжесть ледника. Формы такого типа найдены Е. М. Тодтманн в Исландии. Она, также как и выше упомянутые авторы, считает, что формы эти образуются в результате вдавливания материала донной морены в трещины ледника в период его стагнации (Aufpressungsrücken, Grundspaltenwälle). Формы этого типа разрушаемые дождём и ветром, сохраняются очень недолго. В результате образуется рельеф слабо волнистой либо холмистой морены.

Процесс дегляциации очень сложен. У края ледника процесс дегляциации может проходить разное, в зависимости от геологического строения коренного ложа, его рельефа, рельефа окружающих горных массивов. При преобладании одного типа дегляциации другие могут играть в образовании рельефа второстепенную роль.

#### СПИСОК ИЛЛЮСТРАЦИЙ

Рис. 1. Схематическая карта архипелага Свальбард с обозначением территорий, на которых проведены исследования форм краевой зоны ледников.

Рис. 2. Диаграмма Р. В. Фейлинг-Ганссена и Ольсон показывающая возраст террас и быстрое положительное движения суши в центральной части Шпицбергена. Объяснения в тексте.

Рис. 3. Поперечные разрезы ледниково-моренных валов ледника Гос.

Рис. 4. Обнажение ледниково-моренного вала ледника Гос: 1 — слоистые отложения моренного вала (схема); 2 — мертвый лед; а, б, с, d — пункты структурных измерений.

Измерения: простирание слоев: а)  $N105^\circ$ , б)  $N75^\circ$ , с)  $N40^\circ$ , d)  $N60^\circ$  падение слоев:  $22^\circ N$ ,  $18^\circ N$ ,  $30^\circ N$ ,  $10^\circ N$ .

Рис. 5. Диаграмма простирания и углов падения слоев в ледниково-моренном вале ледника Гос (вторая дуга валов): 1 — морфологическая ось формы, 2 — простирание валов, 3 — направление падения слоев.

Рис. 6. Диаграмма простирания и угла падения слоев в ледниково-моренных валах ледника Гос (третья дуга валов): 1 — морфологическая ось формы, 2 — простирание слоев, 3 — направление падения слоев.

Рис. 7. Схема показывающая возникновение ледниково-моренных валов. А — язык ледника, В — край ледника, С — мертвый край ледника, D — моренный материал ледниково-моренный вал.

Рис. 8. Прорыв талых вод через краевую зону ледника Гос: 1 — ледниково-моренные валы, 2 — река, 3 — мертвый лед, 4 — камовая терраса — вверху разрез части N, внизу — разрез части S.

Рис. 9. Обнажение камовой террасы: 1 — мелкий гравий и гравий — фракция от 2 до 20 мм, 2 — темно-серый алеврит фракция 0,01—0,1 мм, 3 — мелкий гравий, 4 — гравий — фракция 25,0—50,0, 5 — лед;  $x_1$ ,  $x_2$ ,  $x_3$  — пункты структурных измерений.

Рис. 10. Диаграмма окатанности флювиогляциального материала камовой террасы.

Рис. 11. Диаграмма направлений простирания и падения слоев в камовой террасе: 1 — морфологическая ось формы, 2 — простирание слоев, 3 — направление и угол падения слоев.

- Рис. 12. Поперечные разрезы комплекса ледниково-моренных валов ледника Вереншельда. С левой стороны конечная морена, с правой — край ледника. Между конечным ледниково-моренным валом и краем ледника — зона аблационной морены.
- Рис. 13. Продольные и поперечные разрезы эрозионных долинок в комплексе ледниково-моренных валов.
- Рис. 14. Схематический рисунок солифлюкционного языка на дистальных склонах ледниково-моренных валов ледника Вереншельда.
- Рис. 15. Поперечный разрез бокового ледниково-моренного вала ледника Вереншельда: А — боковая ложбина, В — боковой ледниково-моренный вал, С — супрогляциальная река, D — ледник.
- Рис. 16. Боковой ледниково-моренный вал ледника Вереншельда на горных склонах Ангельфельлет: В — боковой ледниково-моренный вал, D — ледник.
- Рис. 17. Поперечный разрез бокового ледниково-моренного вала в северной части ледника Вереншельда: А — боковая ложбина, В — боковой ледниково-моренный вал, С — ледник.
- Рис. 18. Поперечные разрезы центрального ледниково-моренного вала ледника Вереншельда.
- Рис. 19. Рельеф центрального ледниково-моренного вала ледника Вереншельда. На склонах эрозионные борозды: 1 — лед ледника, 2 — материал ледниково-моренных валов.
- Рис. 20. Поперечный разрез эрозионных борозд на склонах центрального ледниково-моренного вала ледника Вереншельда: 1 — лед ледника, 2 — материал ледниково-моренного вала.
- Рис. 21. Схема возникновения аблационного ледниково-моренного вала (II тип) у края ледника Вереншельда.
- Рис. 22. Поперечный разрез долины реки Квисли между склонами краевых ледниково-моренных валов ледника Вереншельда и склонами горного массива Енс Эрикфельлет.
- Рис. 23. Диаграмма простирания направления и угла падения слоев оза, расположенного у дистального склона краевого ледниково-моренного вала ледника Вереншельда: 1 — морфологическая ось формы, 2 — простирание слоев, 3 — направление и угол падения слоев.
- Рис. 24. Внутреннее строение оза, расположенного в краевой зоне ледника Вереншельда: 1 — валунно-гравиевое образование, 2 — супесь, 3 — органогенный слой (торф), 4 — гравий 1–5 см, 5 — грубозернистый песок с зернами мелкого гравия, 6 — мелкий гравий; х — пункты измерений простирания и направления падения слоев; в слое 6 — падение до  $48^\circ$  кN, в слое 2 — простирание слоя  $30^\circ$ , падение  $10^\circ$  кW.
- Рис. 25. Диаграмма окатанности зерен флювиогляциальных образований оза, расположенного на поверхности ледника Вереншельда.
- Рис. 26. Диаграмма простирания, направления и угла падения слоев в озе, расположенном на поверхности ледника Вереншельда.
- Рис. 27. Диаграмма простирания, направления и угла падения слоев в озерасположенном на поверхности ледника Вереншельда: 1 — морфологическая ось формы, 2 — простирание слоев, 3 — направление и угол падения слоев.

- Рис. 28. Диаграммы окатанности зерен флювиогляциальных образований в озе, расположенном перед краем ледника Вареншельда. С левой стороны диаграмма окатанности осадка, взятого на глубине 1 метра.
- Рис. 29. Схематическая карта трещинных форм у края ледника Нанн: 1 — сегменты озов, 2 — камы (исключая XI сегмент — расширенную часть оза), 3 — абляционный ледниково-моренный вал, 4 — край ледника.
- Рис. 30. Геологическое строение оза в краевой зоне ледника Нанн (форма XIII): 1 — мелкозернистый песок, 2 — мелкий гравий, 3 — грубый гравий, 4 — отложения разной фракции.
- Рис. 31. Геологическое строение оза у края ледника Нанн: 1 — мелкий гравий, 2 — крупнозернистый песок, 3 — мелкозернистый песок, 4 — гравий, 5 — чередующиеся пласты мелкого гравия и крупнозернистого песка.
- Рис. 32. Кам у края ледника Нанн.
- Рис. 33. Геологическое строение оза, расположенного в экстремаргинальной зоне ледника Нанн: 1 — гравий, 2 — супесь, 3 — гравий, 4 — мелкий гравий с зернами гравия, 5 — делювий.

#### ЛЕГЕНДА К КАРТАМ

- I. Рельеф краевой зоны ледника Гос: 1 — зона ледниково-моренных валов, 2 — дуги, 3 — межморенный задр, 4 — камы, 5 — реки, 6 — озера, 7 — льдины, 8 — триангуляционные пункты, 9 — уступы террас.
- II. Карта рельефа краевой зоны ледников Вереншельда, Тонэ, Нанн, Торелль: 1 — ледник, 2 — более древние ледниково-моренные валы краевые и боковые, 3 — морены краевые, боковые и центральные и ледниково-моренные валы голоценового оледенения, 4 — прорывы в краевых и боковых ледниково-моренных валах, 5 — абляционные и донные ледниково-моренные валы, 6 — зандры, 7 — участки скопления озовых и камовых форм, 8 — отдельные формы озов, 9 — граница распространения ледников в 1960 году, 10 — граница распространения ледников в 1936 году, 11 — ледниковый клиф в 1936 году, 12 — уступы морских террас, 13 — террасовые останцы, 14 — поверхность террасы (цифра обозначает высоту над уровнем моря), 15 — участки исследованных полигональных почв, 16 — озера, 17 — краевые озера, 18 — реки и потоки, 19 — горные территории, 20 — главные грани горных массивов, 21 — триангуляционные пункты, 22 — высотные отметки, 23 — охотничья изба (подбаза), 24 — база с палатками, 25 — гляциологическая станция.
- III. Карта рельефа маргинальной зоны ледника Вереншельда: 1 — территория краевых и боковых ледниково-моренных валов, 2-а) основная морена, б) абляционная морена, 3 зандры, 4 — направление падения слоев в зандре, 5 — озы, 6 — формы псевдоморен, 7 — боковые ложбины, 8 — самая низкая морская терраса, 9 — более высокие морские террасы, 10 — уступы морских террас, 11 — морские террасы, 12 — террасовые останцы, 13 — горные массивы, 14 — оползневые нишина ледниково-моренных валах, 15 — солифлюкционные языки, 16 — устья ингляциальных рек, 17 — озера.
- IV. Карта рельефа краевой зоны ледников Тонэ, Нанн, Торелль: 1 — „более древние” ледниково-моренные валы, 2 — конечные центральные и боковые морены, и ледниково-моренные валы голоценового оледенения, 3 — зона абляционной морены, 4 — озовокамовые участки, 5 — отдельные формы озов, 6 — зандра, 7 — морские террасы, 8 — маргинальные озера, 9 — реки, 10 — триангуляционные пункты.

СПИСОК ФОТОГРАФИЙ

- Фот. 1. Ледник Ольсок, ведниково-моренные холмы у северного края ледника 31 июля 1959 г.
- Фот. 2. Ледник Ольсок, полоса моренных образований на поверхности ледника отлагающихся вдоль поперечной трещины (поверхности скольжения). Июль 1959 г.
- Фот. 3. Ледник Ольсок, потоки талых вод на поверхности ледника в его краевой части. Июль 1959 г.
- Фот. 4. Ледник Ольсок, поток талых вод на поверхности ледника 31 июля 1959 г.
- Фот. 5. Краевая зона ледника Гос. С правой стороны конечная морена, с левой заандр, сходящий к фиорду Горнзонд 3 июля 1959 г.
- Фот. 6. Край ледника Гос с маргинальными озерами. Перед краем ледника моренные холмы покрытые снегом. 3 июля 1959 г.
- Фот. 7. Край ледника Гос покрытый мощным слоем поверхностной морены. 29 июля 1959 г.
- Фот. 8. Ледниково-моренные холмы ледника Гос на фоне горного массива Вурмбрандэгга (494 м.н.у.м.). Июль 1959 г.
- Фот. 9. Глыбы черного доломита с жилками кальцита на поверхности ледниково-моренных валов ледника Гос. Июль 1959 г.
- Фот. 10. Камовая терраса в прорыве талых вод через пояс ледниково-моренных валов ледника Гос. Июль 1959 г.
- Фот. 11. Небольшие задровые поля у края ледника Гос. Июль 1959 г.
- Фот. 12. Задр размываемой потоком талых вод у края ледника Гос. Июль 1959 г.
- Фот. 13. Полоса обломочного осадка на склонах Вурмбрандэгга у подножья ледниково-моренных валов ледника Гос. Июль 1959 г.
- Фот. 14. Ледниково-моренный холмик у края ледника Гос. Июль 1959 г.
- Фот. 15. „Поддруженное” озеро Гоез. С левой стороны край ледника Гос. Между горными массивами Робиушфьеллет (631 м. н.у.м.) и Бревасе (585 м. н.у.м. с правой стороны) небольшой ледник Порт с ясно выраженной конечной и боковой мореной. Июль 1959 г.
- Фот. 16. Глыба мертвого ледникового льда над озером Гоез с хорошо видными плоскостями скольжения. Июль 1959 г.
- Фот. 17. Ледниково-моренные валы ледника Гамберга. Внутри мертвый лед. Август 1959 г.
- Фот. 18. Ледниково-моренные валы ледника Гамберга. Август 1959 г.
- Фот. 19. Комплекс ледниково-моренных валов ледника Вереншельда на фоне горного массива Енс Эрикфьеллет (576 м.н.у.м.) и Тонэфьеллет (933 м. н.у.м.). Июль 1960 г.
- Фот. 20. Моренные отложения на поверхности ледниково-моренных валов ледника Вереншельда. Июль 1959 г.
- Фот. 21. Ледниково-моренные валы ледника Вереншельда. Форма остроконечной пирамиды обусловлена захороненным мертвым льдом. Июль 1960 г.
- Фот. 22. Солифлюкционный язык на дистальных склонах ледниково-моренных валов ледника Вереншельда. Июль 1960 г.
- Фот. 23. Мертвый лед в боковых ледниково-моренных валах ледника Вереншельда. Июль 1960 г.
- Фот. 24. Ледниковый кар в массиве Ангельфьеллет (591 м. н.у.м.) над ледником Вереншельда. Август 1960 г.
- Фот. 25. Абляционная морена перед краем ледника Вереншельда. Июль 1960 г.



- Фот. 26. Выходы коренных пород (террасы 20 м.), покрытые абляционной мореной ледника Вереншельда. Июль 1960 г.
- Фот. 27. Речная сеть на зандре Эльвефлиа. Июль 1960 г.
- Фот. 28. Зандр Эльвефлиа ограниченный со стороны моря низким штормовым валом. Июль 1960 г.
- Фот. 29. Поверхность зандра Эльвефлиа с террасовыми останцами на фоне горного массива Енс Эрикфьеллет (576 м. н.у.м.) Август 1960 г.
- Фот. 30. Краевой зандр у края ледника Вереншельда на юг от центральной морены. На втором плане ледниково-моренные валы. Август 1960 г.
- Фот. 31. Река Квисля на участке ее прорыва между ледниково-моренными валами ледника Вереншельда и горными склонами Енс Эрикфьеллет. Август 1960 г.
- Фот. 32. Осадки застойного озера у края ледника Вереншельда. Июль 1960 г.
- Фот. 33. Оз у южного края ледниково-моренных валов ледника Вереншельда. На втором плане залив Ноттинг. Июль 1960 г.
- Фот. 34. Оз у южного края ледниково-моренных валов ледника Вереншельда. Снимок сделан от залива Ноттинг в сторону суши. Июль 1960 г.
- Фот. 35. Оз на поверхности ледника Вереншельда в его краевой части. Июль 1960 г.
- Фот. 36. Начало оза, расположенного на поверхности ледника Вереншельда. Июль 1960 г.
- Фот. 37. Внутреннее строение оза расположенного на поверхности ледника Вереншельда. Июль 1960 г.
- Фот. 38. Место, где ингляциальная река вытекает из под края ледника Вереншельда. Июль 1960 г.
- Фот. 39. Внутренняя часть туннеля ингляциальной реки у края ледника Вереншельда. Июль 1960 г.
- Фот. 40. Трещины ледника Скильрыгг. Август 1960 г.
- Фот. 41. Фирное поле ледника Тонэ. Справа горная вершина Тонэфьеллет (933 м.н.у.м.). Август 1960 г.
- Фот. 42. Ледник Тонэ — висящий язык ледника. Август 1960 г.
- Фот. 43. Край ледника Тонэ. Август 1960 г.
- Фот. 44. Конечная напорная морена ледника Тонэ на фоне боковой морены ледника Нанн. На заднем плане горный массив Сольгаймфьеллет (931 м.н.у.м.). Август 1960 г.
- Фот. 45. Конечная напорная морена ледника Тонэ. Август 1960 г.
- Фот. 46. Конечная и боковая морена ледника Тонэ на фоне горного массива Рундинген (921 м.н.у.м.). Видно северное ответвление ледника. Август 1960 г.
- Фот. 47. Ледяной стол у края ледника Тонэ. Август 1960 г.
- Фот. 48. Ледниково-моренные холмики у края ледника Тонэ. Август 1960 г.
- Фот. 49. Ледник Нанн и его ледниково-моренные валы. Слева Сольгаймфьеллет (931 м.н.у.м.), в глубине горный массив Бродэгга (712 м.н.у.м.). Август 1960 г.
- Фот. 50. Боковая морена ледников Торелля и Нанна. Август 1960 г.
- Фот. 51. Прорыв талых вод через комплекс ледниково-моренных валов ледника Нанн. Август 1960 г.
- Фот. 52. Край ледника Нанн. На поверхности ледника ледниково-моренные холмики. У края ледника небольшой конус краевого зандра. Август 1960 г.
- Рис. 53. Плоский край ледника Нанн. Между краем ледника и ледниково-моренными валами краевое озеро, посреди которого находятся плоские поля мертвого льда. На поверхности ледника ясно обозначены формы озоз. Август 1960 г.

- Фот. 54. Кам у края ледника Нанн. Август 1960 г.
- Фот. 55. Оз на поверхности ледника Нанн. Август 1960 г.
- Фот. 56. Внутреннее строение оза, лежащего на поверхности ледника Нанн. Август 1960 г.
- Фот. 57. Внутреннее строение кама расположенного в зоне перед комплексом ледниково-моренных валов ледника Нанн. Август 1960 г.
- Фот. 58. Зона форм „мертвого льда” перед ледниково-моренными валами ледника Нанн Август 1960 г.
- Фот. 59. Зона форм „мертвого льда” между ледниково-моренными валами ледника Нанн и боковой частью ледника Торелль. Август 1960 г.
- Фот. 60. Фоковая морена ледника Терелль с многочисленными мелкими эрозийными бороздами. Август 1960 г.
- Фот. 61. Сглаженная ледником поверхность пород перед ледником Торелль над заливом Скоддэ. Август 1960 г.
- Фот. 62. Край ледника Торелль над заливом Скоддэ. Август 1960 г.
- Фот. 63. Небольшой ледник Конгломерат между горными массивами Братхю (958 м.н.у.м.) и Врангпойзен (872 м.н.у.м.). Снимок сделан с боковой морены ледника Торель. Август 1960 г.
- Фот. 64. Ледяной стол у края ледника Конгломерат. Август 1960 г.
- Фот. 65. Морское побережье Кварсителетта ниже Гулликсенфельлет (552 м. н.у.м.). Сентябрь 1960 г.
- Фот. 66. Структурные почвы на террасах ниже вне Эрикфельлет. Август 1960 г.
- Фот. 67. Полоса каменистого материала на террасе ниже Енс Эрикфельлет Август 1960 г.
- Фот. 68. Ледник Братегга. Перед краем ледника краевое озеро. С левой стороны восточная часть боковой морены. Сентябрь 1960 г.
- Фот. 69. Ледник Бротэгга. Западная часть ледниково-моренного вала. Сентябрь 1960 г.
- Фот. 70. Автор в базе над Вимсосен. С правой стороны горный массив Енс Эрикфельлет (576 м. н.у.м.), с левой Рундинген (921 м. н.у.м.), ниже которого тянется боковая морена ледника Тонэ. На лево от Рундинген ледник Нанн. Август 1960. (Фот. В. Смуликовски).
- Фот. 1—69 — снимки автора.

# RELIEF OF MARGINAL ZONE OF GLACIERS, AND TYPES OF DEGLACIATION OF SOUTHERN SPITSBERGEN GLACIERS

## Summary

### I. INTRODUCTION

Spitsbergen is a classical glacial area with a large number of glaciers. In the peripheries of these glaciers many different forms exist or are developing.

The purpose of the author's research in this arctic region has been to collect as many observations as possible on shape and dimensions, geological structure and interior build of these marginal forms. He conducted his Spitsbergen research in the summer seasons of 1959 and 1960, within the framework of the Polish Expedition. In 1959, he investigated the southern-most part of Spitsbergen (Sörkappland). In this period he investigated in detail the relief of the marginal zone of the Gås glacier situated amidst the highest mountain massifs of southern Spitsbergen. In the summer of 1960, he examined, north of Hornsund fiord, the area of Wedel Jarlsberg Land, concentrating his detailed studies on the forelands of the Werenskiold, Nann and Torell glaciers, and several smaller ones.

### II. METHODS OF RESEARCH

The fundamental part of the author's field work was geomorphological mapping. He did his mapping on the basis of topographical material prepared at various scales. As far as the foreland of the Gås glacier is concerned, he used the 1 : 25 000 topographical map prepared by W. Pillewizer, member of the 1938 German Expedition. For his examination of the foreland of the Werenskiold glacier, his mapping was based on a 1 : 5 000 map prepared by photogrammetry during 1957—1959 by C. Lippert. This is the most detailed topographical map of Spitsbergen and, probably, of the entire area called the Arctic. For the remaining area, the Norwegian topographical map, issued by the Norwegian Polar Institute in 1 : 100 000 scale, served as cartographical basis. From this map, certain regions were photographed, twice or fourfold enlarged, supplying the author with special regional maps in 1 : 25 000 and 1 : 50 000 scale.

### III. STATUS OF EXAMINATIONS OF PROCESSES AND FORMS APPEARING IN THE MARGINAL ZONE OF THE SVALBARD ARCHIPELAGO

Exploration of Spitsbergen by scientists was started at the beginning of the 18th century. The Svalbard archipelago and, together with it, Spitsbergen are the most thoroughly examined polar regions. For 80% of the Svalbard archipelago topographical maps exist, considerably facilitating any research undertaken in this area,

However, even with Svalbard being one of the best investigated arctic regions, relatively few papers deal exclusively with processes and forms of the relief appearing in the front of its glaciers.

The first extensive description of glacial landforms from Spitsbergen was given in 1898 by E. J. Garwood and J. W. Gregory. As a rule, observations of glacial land forms were made by every expedition; even so, in the majority of cases these observations were made but subordinately.

A remarkable contribution to the cognizance of marginal land forms of glaciers was made by K. Gripp and his coworkers. Gripp's research work in Spitsbergen was done in 1925 and 1927; principally he examined end and ground moraines. K. Gripp's greatest achievement is his determining and proving the common occurrence of push-end moraines in central Spitsbergen, and his excellent documentation of their inner structure.

A resumption of Gripp's investigations is the research conducted by M. Klimaszewski in northern Spitsbergen. This author, together with B. Halicki, S. Bernadzikiewicz and L. Sawicki worked in Spitsbergen in 1938. Southwards, Klimaszewski's examinations extended as far as the Eidem glacier — the most northern region reached by K. Gripp. M. Klimaszewski also confirmed the general occurrence of push-end moraines in the investigated area, and reported interesting results of his observations of accumulation end moraines and of the origin of ablation moraines; furthermore, he supplied, as most important news, data on types of deglaciation of glaciers.

At the present status of research, no detailed papers exist on marginal land forms found in southern Spitsbergen; on the other hand, this area has been discussed in numerous geological and geomorphological papers dealing with problems of another scope, such as stratigraphy and tectonics, older geological formations, investigation of periglacial forms and studies of marine terraces.

#### IV. RESULTS OF RESEARCH

In southern Spitsbergen, deglaciation during the Holocene proceeded differently than in central and northern Spitsbergen, where the maximum range of the Holocene Glaciation is defined by classically shaped push-end moraines. These appear on a large scale in this area and are the best developed forms in the marginal zone of the glaciers.

Examinations of the marginal zones of glaciers investigated in southern Spitsbergen disclosed a frequent occurrence of ice-moraine ridges. In one instance only, in front of the small Tone glacier, a ridge of a push-end moraine was discovered.

In this area, ice-moraine ridges originate due to marainic material accumulating in front of the glacier during prolonged periods of stagnation; therefore they contain relict ice. As a rule, ice-moraine ridges are covered by a coarse angular material. The height of these ridges is from 15 to 90 m, the thickness of the moraine cover extends from 0.20 to 17 m. The morainic material is derived from the surface moraine of the glacier; along the median moraines large quantities of this material have been carried to the front of the glacier. Hence it has been found that the highest culminations of ice-moraine ridges lie in line with median moraines (Gås, Werenkiöld). Here a relatively smaller proportion of material from the interior of the glacier was found, ejected along shear planes.

Investigations show that, as a rule, ice-moraine ridges do not indicate the maximum range of the Holocene Glaciation. In the foreland of these ridges crevasse forms of eskers and kames appear, as well as areas of ablation moraines. On the basis of the distribution of these forms it is possible to establish the range of the Holocene Glaciation. Thus, not always can the range of glaciation be defined on the

basis of the criterion of end moraines — as clearly shown by the marginal zone of the Gås glacier. End-moraines ridges are usually found at the boundary between the disappearing glacier front and the active ice body (Gås, Nann, Konglomerat glaciers), although it also seems possible that they can be formed at the front of a glacier which represents the maximum range of the Holocen Glaciation (for example, the Werenskiöld glacier?).

In southern Spitsbergen a typical system of deglaciation looks as follows:

1. A zone of an ablation moraine and of crevasse forms, in later periods usually changing into a zone of extra-marginal outwash plains;
2. A zone of ice-moraine ridges and hummocks;
3. A zone of an ablation moraine and of crevasse forms, developing in modern times in front of a glacier border. Frequently, marginal outwash plains are formed in this zone, i.e. outwash plains developing directly at the edge of the glacier.

The width of the entire marginal zone comprises the three glacial and glaci-fluvial zones enumerated above, and nowhere exceeds 2 km. Therefore, this is a narrow zone with, however, a marked accumulation of different forms. In the marginal zone we note, alongside of ice-moraine ridges, a general occurrence of ablation moraines. In view of differences in deglaciation types, two divergent genetic types of ablation moraines may be distinguished in relatively wide areas. On the other hand, rarely is encountered a typical ground moraine. In the region under investigation, this type of moraine has been found in statu nascendi only once, in front of the edge of the Werenskiöld glacier.

In southern Spitsbergen eskers and kames occur commonly (in the vicinity of the Gås, Werenskiöld, Nann and Torell glaciers). It may be assumed that — in view of the invariably observed recession of glaciers in all of Spitsbergen — these forms appear in this area more frequently and in greater accumulation than in Iceland. The eskers are of diverse origin; eskers of both supraglacial and intraglacial origin have been observed, whereas in the area under discussion no eskers of subglacial origin were found. The eskers show here relatively small forms; their lengths do not exceed 200 m., their heights reach up to 18 m. (including the ice base of up to 4.2 m. width on which the fluvioglacial material is deposited). All eskers distinctly disclose stratification of their fluvioglacial material.

Besides eskers, kame forms also appear in various sizes up to 12 m. height (Torell), as well as kame terraces (Gås glacier). Sometimes, eskers and kames are found in large groups producing strange landscape types, „dead ice forms”, (Torell glacier).

The author has endeavoured to present as comprehensive and detailed descriptions as possible of the forms occurring in the marginal zone of glaciers of southern Spitsbergen. This was done intensionally, so as to make it possible in future to establish the magnitude of changes which are taking place in the relief of the marginal zone.

## V. TYPES OF DEGLACIATION

As result of his studies of the relief of the marginal zone of glaciers in southern Spitsbergen, the author distinguishes two fundamental types of deglaciation:

Type I, the so-called frontal type of deglaciation; within this type, two subtypes should be noted, namely:

Subtype 1, connected with a relatively slow recession, with longer periods of stagnation along certain lines (ablation at the glacier front is here compensated by alimentation on its firn fields). During protracted stagnation of the glacier, accumulative end moraines or ice-moraine ridges are produced.

Subtype 2, appearing in connection with a rapid frontal recession of the glacier. The morainic material, swept down from the glacier surface and thoroughly soaked

with water, is spread out along the glacier edge, resting on the previously formed ground moraine or directly on bedrock; in this manner an ablation moraine is produced. This type of moraine shows an even or slightly undulating surface; usually its thickness is small.

Unless — in instances of a rapid frontal recession of certain parts of the glacier — a surface moraine is formed at the glacier front, a ground moraine gradually rises into view in the foreland of the glacier. This process of formation, of an ablation and a ground moraine next to each other has been observed in the marginal zone of the Werenskiöld glacier.

Type II, the so-called areal type of deglaciation (M. Klimaszewski 1960) reveal three subtypes:

Subtype 1 of this deglaciation develops when the front of a glacier disappears, breaking up into large platy blocks of smooth dead ice, without crevasses. These dead ice blocks, covered by morainic material, melt at a relatively slow rate. After melting of the dead ice, a flat or slightly undulating surface of an ablation moraine is left behind. As to its morphological picture, an identical landscape is produced as in the case of rapid frontal deglaciation. However, the structure of an ablation moraine thus produced differs from the structure of an ablation moraine produced in instances of frontal deglaciation.

Subtype 2 of areal deglaciation is found in regions with a rugged relief of their substratum. Because of the uneven surface of the substratum, numerous crevasses are produced in the disappearing glacier front; in these crevasses erosion and accumulation of meltwater takes place. Also typical for the zone of a vanishing glacier front is subglacial and intraglacial erosion and accumulation. The uneven distribution of the surface moraine on the dead ice causes differences in the rate of its melting. In the dead ice, depressions of various dimensions develop, in which fine material derived from erosion of the surface moraine is accumulated by meltwater. — Usually, the dead glacier front directly adjoins the „live” glacier. Flowing down over the surface of the „live”, active part of the glacier, meltwater disappears in the system of crevasses developing in the receding glacier front. Due to this, meltwater streams deposit the material eroded from the surface moraine in subglacial and intraglacial tunnels, in open glacier crevasses and in glacier depressions. By slow degrees, this process of ablation leads to a subsidence of the dead glacier front. Gradually, esker forms produced in intraglacial tunnels and, subsequently, forms of subglacial eskers and kames are melted out from the ice. The material melted out from the ice sheet forms ablation moraines developing between the esker and kame forms. As final result of deglaciation of this second type, a so-called „landscape of dead ice forms” is produced.

Subtype 3 of areal deglaciation is a type the origin of which is hitherto unknown; it appears very seldom. In the foreland of a glacier a large system of ridges develop, extending parallel, obliquely or, even, at right angle to the glacier, usually of not more than 5 m height. A landscape of this type the author encountered along the eastern shore of southern Spitsbergen, in the foreland of the Keilhau glacier. The ridges mentioned are mostly built of fine morainic material, very often of extremely angular rock fragments. In the Spitsbergen area, a landscape of this type was discovered in 1927 by K. Gripp in the foreland of the Nathorst, Sefström, Holström and Paula glaciers (he called these forms: Lehmmauern und Türme). In 1938, M. Klimaszewski found a landscape like this in the foreland of the Osborn glacier, in the northwestern part of Spitsbergen. Both the above authors assumed these forms to have been produced by morainic material intruded into ground crevasses of the glacier due to compression by the weight of the glacier. Beyond Spitsbergen, forms of this type were identified in Iceland by E. M. Todtmann. This latter

author believes, similarly as the scientists previously mentioned, that these forms were produced by intrusion of material of a ground moraine into glacier crevasses during periods of stagnation of the glacier („Aufpressungs-rücken, Grundspaltenwälle“). Forms of this type are shortlived, due to destruction by wind and rains. Their destruction produces landscapes of an undulating or, even, hummocky moraine.

Deglaciation is a complicated phenomenon. Depending on the geological structure of the substratum, the relief of the substratum and the relief of the surrounding mountain ridges, deglaciation near the front of a glacier can proceed along diverse pattern. Where one type of deglaciation dominates, other types may appear subordinatedly.

#### EXPLANATIONS TO FIGURES

- Fig. 1. Diagrammatical map of Svalbard archipelago with areas marked in which forms of marginal zone of glaciers were investigated.
- Fig. 2. Diagram prepared by R. W. Feyling-Hanssen and J. Olsson indicating age of terraces and rate of emergence of land in central part of Spitsbergen. Explanations given in Polish text.
- Fig. 3. Transversal section of ice-moraine ridges of Gås glacier.
- Fig. 4. Exposure in frontal ice-moraine ridge of Gås glacier 1 — stratified morainic ridge (shown diagrammatically), 2 — relict ice; a, b, c, d — localities where structural measurements were made. Results of measurements: strike of strata: a) N 105°, b) N 75°, c) N 40°, d) N 60° dip of strata: 22° to N, 18° to N, 30° to N, 10° to N.
- Fig. 5. Diagram of strike and dip angles of strata in ice-moraine ridge of Gås glacier (second row of ridges): 1 — morphological axis of form, 2 — directions of strike of strata, 3 — directions of dip of strata.
- Fig. 6. Diagram of strike and dip directions of strata in ice-moraine ridges of Gås glacier (third row of ridges): 1 — morphological axis of form, 2 — directions of strike of strata, 3 — directions of dip of strata.
- Fig. 7. Scheme illustrating formation of ice-moraine ridges: A — glacier tongue. B — glacier snout, C — dead glacier snout, D — morainic material — ice-moraine ridge.
- Fig. 8. Gap incised by flood waters across marginal zone of Gås glacier: 1 — ice-moraine ridges, 2 — stream, 3 — relict ice, 4 — kame terrace, at top — section across northern part, at bottom — section across southern part.
- Fig. 9. Exposure in kame terrace: 1 — fine- and mediumgrained gravel of 2—20 mm. fraction, 2 — dark-grey silt of 0.01—0.1 mm. fraction, 3 — fine gravel, 4 — gravel of 25.0—50.0 mm. fraction, 5 — ice;  $x_1$ ,  $x_2$ ,  $x_3$  — localities where structural measurements were made.
- Fig. 10. Chart of rounding of fluvio-glacial material found in kame terrace.
- Fig. 11. Diagram of directions of strike and dip of strata found in kame terrace: 1 — morphological axis of form, 2 — strike of strata, 3 — direction and magnitude of dip of strata.
- Fig. 12. Transversal sections of complex of ice-moraine ridges of Werenskiöld glacier. At left — end moraine, at right — glacier snout. Between frontal ice-moraine ridge and glacier edge, a zone of ablation moraine.
- Fig. 13. Longitudinal and transversal profiles across erosive ravines in complex of frontal ice-moraine ridges.
- Fig. 14. Sketch of solifluxion lobe produced on distal slopes of frontal ice-moraine edges of Werenskiöld glacier.

- Fig. 15. Transversal profile of lateral ice-moraine ridge of Werenskiöld glacier: A -- lateral channel, B — lateral ice-moraine ridge; C — supraglacial stream, D — glacier.
- Fig. 16. Lateral ice-moraine ridge of Werenskiöld glacier on Angellfjellet mountain scarps: B — lateral ice-moraine ridge, D — glacier.
- Fig. 17. Transversal profiles of lateral ice-moraine ridge on northern slope of Werenskiöld glacier: A — lateral channel; B — lateral ice-moraine ridge; C — glacier.
- Fig. 18. Transversal sections of middle ice-moraine ridge of Werenskiöld glacier.
- Fig. 19. Relief of middle ice-moraine ridge of Werenskiöld glacier erosive channels on slopes.
- Fig. 20. Transversal section of erosive channels on slopes of middle ice-moraine ridge of Werenskiöld glacier: 1 — glacier ice, 2 — material of ice-moraine ridge.
- Fig. 21. Scheme of formation of ice-moraine ablation ridge (II type) at edge of Werenskiöld glacier.
- Fig. 22. Transversal section of valley of Kvisla river, between frontal slopes of ice-moraine ridges of Werenskiöld glacier and mountain slopes of Jens Erikfjellet mountain massif.
- Fig. 23. Diagrams of strike and of dip direction and magnitude of dip of strata of esker situated at distal slopes of frontal ice-moraine ridge of Werenskiöld glacier: 1 — morphological axis of form, 2 — directions of strike of strata, 3 — direction and angle of dip of strata.
- Fig. 24. Inner structure of esker situated in marginal zone of Werenskiöld glacier: 1 — till, 2 — arenaceous silt, 3 — organic strata (peat), 4 — gravel of 1—5 mm. fraction, 5 — coarsegrained sand with particles of fine gravel, 6 — fine gravel; x — localities where strike and dip direction of strata were measured: in stratum 6 — dip directions up to  $48^\circ$  to N, in stratum 2 — strike = N  $30^\circ$ , dip  $10^\circ$  to W.
- Fig. 25. Chart of grain rounding of fluvioglacial material in esker situated on surface of Werenskiöld glacier.
- Fig. 26. Diagram of directions of strike and directions and angle of dip of strata of esker situated on surface of Werenskiöld glacier.
- Fig. 27. Diagram of directions of strike and of direction nad angle of dip of strata of esker situated on surface of Werenskiöld glacier: 1 — morphological axis of form, 2 — directions of strike of strata, 3 — direction and angle of dip of strata.
- Fig. 28. Charts of grain rounding of fluvioglacial material in esker situated in front of edge of Werenskiöld glacier. On left, chart for material collected at 1.0 m. depth.
- Fig. 29. Drawing of crevasse forms in front of Nann glacier: 1 — esker segment, 2 — kames (exclusive of segment XI which is a widening of the esker), 3 — ice-moraine ablation ridge, 4 — glacier edge.
- Fig. 30. Geological structure of esker situated in foreland of Nann glacier (form XIII): 1 — finegrained sand, 2 — fine gravel, 3 — coarse gravel, 4 — unequigranular material.
- Fig. 31. Geological structure of esker situated in foreland of Nann glacier: 1 — fine gravel, 2 — coarsegrained sand, 3 — finegrained sand, 4 — gravel, 5 — alternatebedded fine gravel and coarsegrained sand.
- Fig. 32. Kame in foreland of Nann glacier,
- Fig. 33. Geological structure of esker situated in extramarginal zone of Nann glacier: 1 — gravel, 2 — arenaceous silt, 3 — gravel, 4 — fine gravel with coarse gravel particles, 5 — diluvia.



#### LEGEND OF MAPS

- Map I. Relief of marginal zone of Gås glacier: 1 — area of ice-moraine ridges, 2 — rows of ridges, 3 — intramorainic outwash; 4 — kames, 5 — streams, 6 — lakes; 7 — ice sheet, 8 — trigonometric point, 9 — terrace edges.
- Map II. Relief map of marginal zone of Werenskiold, Tone, Nann and Torell glaciers: 1 — glacier, 2 — „older” ice-moraine ridges, frontal and lateral, 3 — end, lateral and medial moraines and ice-moraine ridges of Holocene Glaciation, 4 — incision gaps in frontal and lateral ice-moraine ridges, 5 — ablation and ground ice-moraine ridges, 6 — outwash plains, 7 — areas of larger accumulation of kames and eskers; 8 — solitary esker forms, 9 — range of glaciers in 1960; 10 — range of glaciers in 1936, 11 — ice cliff in 1936, 12 — edges of marine terraces, 13 — terrace monadnocks, 14 — terrace suraces (numerals indicate altitudes a.s.l.), 15 — field areas of structural soils observed, 16 — lakes, 17 — marginal lakes, 18 — streams and creeks, 19 — mountainous areas, 20 — main crests of mountain massifs; 21 — trigonometric points, 22 — altitude points, 23 — trapper cabin (sub-base), 24 — tent base, 25 — glaciological station.
- Map III. Relief map of marginal zone of Werenskiold glacier: 1 — area of frontal and lateral ice-moraine ridges, 2 — a) ground moraine, b) ablation moraine, 3 — outwash plains, 4 — directions of dip of outwash strata, 5 — eskers, 6 — pseudomorainic forms, 7 — higher marine terraces, 8 — lowermost marine terraces, 9 — higher marine terraces, 10 — adges of marine terraces, 11 — outcrops of marine terraces, 12 — terrace monadnocks, 13 — mountain massifs, 14 — slide scars within ice-moraine ridges, 15 — solifluxion lobes, 16 — mouths of intraglacial streams, 17 — lakes.
- Map IV. Relief map of marginal zone of Tone, Nann and Torell glaciers: 1 — „older” ice-moraine ridges, 2 — end, lateral and medial moraines and ice-moraine ridges of Holocene Glaciation, 3 — zone of ablation moraine, 4 — areas with eskers and kames, 5 — solitary esker forms, 6 — outwash plains, 7 — marine terraces, 8 — marginal lakes, 9 — streams, 10 — trigonometric points.

#### LIST OF PHOTOS

- Photo 1. Olsok glacier, ice-moraine hummocks in northern flank of glacier. July 31, 1959.
- Photo 2. Olsok glacier; in surface of glacier, belt of morainic material accumulated alongside of narrow transversal crevasse (slide planes?). July 1959.
- Photo 3. Olsok glacier, meltwater streams on glacier surface in its snout. July 1959.
- Photo 4. Olsok glacier, meltwater stream on glacier surface. July 1959.
- Photo 5. Marginal zone of Gås glacier. On right hand, end moraine, on left — outwash extending downwards to Hornsund fiord. July 3, 1959.
- Photo 6. Snout of Gås glacier with marginal pools. In foreland, morainic hummocks covered with snow. July 3, 1959.
- Photo 7. Snout of Gås glacier, covered with thick mantle of surface moraine. July 29, 1959.
- Photo 8. Ice-moraine ridges of Gås glacier, on background of Wurmbrandegg mountain massif (494 m.a.s.l.) July 1959.
- Photo 9. Blocks of black dolomite with calcite veinlets on surface of ice-moraine ridges of Gås glacier. July 1959.
- Photo 10. Kame terrace in gap incised by meltwater stream across belt of ice-moraine ridges of Gås glacier. July 1959.

- Photo 11. Small outwash plains at snout of Gås glacier. July 1959.
- Photo 12. Outwash undercut by meltwater stream at snout of Gås glacier. July 1959.
- Photo 13. Drift train on Wurmbrandegg scarps, at base of ice-moraine ridges of Gås glacier. July 1959.
- Photo 14. Ice-moraine mound at snout of Gås glacier. July 1959.
- Photo 15. Goës „barrage” lake. At left, edge of Gås glacier; at right, between Robitzschfjellet (631 m.a.s.l.) and Brevass (585 m.a.s.l.) mountain massifs, small Port glacier with end and lateral moraine clearly visible. July 1959.
- Photo 16. Block of dead glacier ice at shore of Goës lake, with shear planes clearly visible. July 1959.
- Photo 17. Ice-moraine ridges of Hamberg glacier. Interior of form occupied by relict ice. August 1959.
- Photo 18. Ice-moraine ridges of Hamberg glacier. August 1959.
- Photo 19. Complex of ice-moraine ridges of Werenskiold glacier on background of Jens Erikfjellet (576 m.a.s.l.) and Tonefjellet (933 m.a.s.l.) mountain massifs. July 1959.
- Photo 20. Morainic material on surface of ice-moraine ridges of Werenskiold glacier. July 1959.
- Photo 21. Ice-moraine ridges of Werenskiold glacier. Pointed pyramid form of ice-moraine ridges produced by surviving relict ice. July 1960.
- Photo 22. Solifluxion tongue on distal slopes of ice-moraine ridges of Werenskiold glacier. July 1960.
- Photo 23. Relict ice in lateral ice-moraine ridges of Werenskiold glacier. July 1960.
- Photo 24. Glacier cirque („kaar”) in Angelfjellet massif (591 m.a.s.l.) above Werenskiold glacier. August 1960.
- Photo 25. Ablation moraine in front of Werenskiold glacier. July 1960.
- Photo 26. Outcrops of rocks of substratum (20 m. terrace), covered by ablation moraine of Werenskiold glacier. July 1960.
- Photo 27. Network of streams on Elveflya outwash. July 1960.
- Photo 28. Elveflya outwash, separated from sea shore by low storm rampart. July 1960.
- Photo 29. Surface of Elveflya outwash with terrace nunataks, on background of Jens Erikfjellet mountain massif (576 m.a.s.l.). August 1960.
- Photo 30. Marginal outwash in front of Werenskiold glacier, south of medial moraine. In background ice-moraine ridges. August 1960.
- Photo 31. Kvisla river in its gap section between ice-moraine ridges of Werenskiold glacier and Jens Erikfjellet mountain scarps. August 1960.
- Photo 32. Ice-dammed deposits in front of Werenskiold glacier. July 1960.
- Photo 33. Esker at southern margin of ice-moraine ridges of Werenskiold glacier. In background Notting bay. July 1960.
- Photo 34. Esker at southern margin of ice-moraine ridges of Werenskiold glacier. Photo made from Notting bay towards interior of land. July 1960.
- Photo 35. Esker situated on surface of Werenskiold glacier, in its snout. July 1960.
- Photo 36. Starting tip of esker situated on surface of Werenskiold glacier. July 1960.
- Photo 37. Inner structure of esker situated on surface of Werenskiold glacier. July 1960.
- Photo 38. Outlet of intraglacial stream in snout of Werenskiold glacier. July 1960.
- Photo 39. Inside of tunnel of intraglacial stream in snout of Werenskiold glacier. July 1960.
- Photo 40. Crevasses in Skilrygg glacier. August 1960.
- Photo 41. Firn field of Tone glacier. Towards right, Tonefjellet peak (933 m.a.s.l.). August 1960.

- Photo 42. Tone glacier, hanging glacier tongue. August 1960.
- Photo 43. Snout of Tone glacier. August 1960.
- Photo 44. Push end moraine of Tone glacier on background of lateral moraine of Nann glacier. In rear, Solheimfjellet mountain massif (931 m.a.s.l.). August 1960.
- Photo 45. Push end moraine of Tone glacier. August 1960.
- Photo 46. Front and lateral moraine of Tone glacier on background of Rundingen mountain massif (921 m.a.s.l.). Visible is northern glacier branch. August 1960.
- Photo 47. Glacier table in snout of Tone glacier. August 1960.
- Photo 48. Ice-moraine mounds in snout of Tone glacier. August 1960.
- Photo 49. Nann glacier and its ice-moraine ridges. On left, Solheimfjellet (931 m.a.s.l.), in rear Brodegg (712 m.a.s.l.) mountain massif. August 1960.
- Photo 50. Lateral moraine of Torell and of Nann glaciers. August 1960.
- Photo 51. Gap incised by meltwater across ice-moraine ridges of Nann glacier. August 1960.
- Photo 52. Snout of Nann glacier. Ice-moraine mounds on glacier surface. In front of glacier, small cone of marginal outwash. August 1960.
- Photo 53. Flat snout of Nann glacier. Between glacier snout and ice-moraine ridges, marginal lake in which flat lobes of dead ice protrude. On glacier surface esker forms are clearly visible. August 1960.
- Photo 54. Kame in front of snout of Nann glacier. August 1960.
- Photo 55. Esker on surface of Nann glacier. August 1960.
- Photo 56. Inner structure of esker situated on surface of Nann glacier. August 1960.
- Photo 57. Inner structure of kame situated in front of complex of ice-moraine ridges of Nann glacier. August 1960.
- Photo 58. Area of "dead ice forms" in zone ahead of ice-moraine ridges of Nann glacier. August 1960.
- Photo 59. Area of "dead ice forms" between ice-moraine ridges of Nann glacier and lateral flank of Torell glacier. August 1960.
- Photo 60. Lateral moraine of Torell glacier with numerous small erosive ravines. August 1960.
- Photo 61. Glacier lobes in front of Torell glacier at Skodde bay. August 1960.
- Photo 62. Snout of Torell glacier shore of Skodde bay. August 1960.
- Photo 63. Small Konglomerat glacier between Brattho (958 m.a.s.l.) and Vrangpeisen (872 m.a.s.l.) mountain massifs. Photo taken from lateral moraine of Torell glacier. August 1960.
- Photo 64. Glacier table at snout of Konglomerat glacier. August 1960.
- Photo 65. Kvarsittsletta marine shore below Gulliksenfjellet (552 m.a.s.l.). September 1960.
- Photo 66. Polygonal soils on terraces below Jens Erikfjellet. August 1960.
- Photo 67. Rock belt on terrace below Jens Erikfjellet. August 1960.
- Photo 68. Brattegga glacier. Marginal pool in front of glacier snout. At left, eastern flank of lateral moraine. September 1960.
- Photo 69. Brattegga glacier. Western flank of ice-moraine ridge. September 1960.
- Photo 70. The author in camp above Vimsosen. At right, Jens Erikfjellet mountain massif (576 m.a.s.l.); at Left, Rundingen peak (921 m.a.s.l.), below which the lateral moraine of Tone glacier extends. At left from Rundingen peak, Nann glacier. August 1960.
- Note: Photos 1 to 69 made by author, photo 70 by W. Smulikowski.

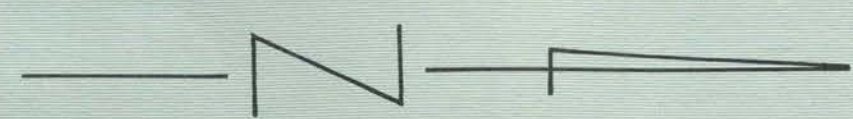
## INDEKS NAZWISK

- Ahlmann H. W: son 9, 23, 94  
 Bernadzikiewicz S. 12, 13, 54  
 Birkenmajer K. 13, 15, 17, 25, 94, 101, 117, 128  
 Blake W. 16, 17  
 Bruce W. S. 11  
 Büdel J. 14, 15, 16, 24  
 Campbell A. F. 11  
 Charlesworth J. K. 91  
 Covan G. M. 11  
 Dylík J. 30  
 Ehrenstein 44  
 Feyling-Hansen R. W. 16, 17, 18  
 Flint R. F. 46, 71, 92, 110, 136, 137  
 Galon R. 10, 132  
 Garwood E. J. 11, 26, 91  
 Geer G. de 20, 25, 28, 46, 53  
 Gregory J. W. 11, 26, 91  
 Gripp K. 11, 12, 13, 14, 45, 71, 101, 133, 135  
 Grönlie O. T. 12, 26  
 Halicki B. 12  
 Heintz A. 13  
 Heuglin M. T. von 14, 24  
 Hoppe G. 92, 133  
 Jahn A. 10, 13, 19, 128, 130  
 Jamieson T. F. 48  
 Jewtuchowicz S. 13, 44, 46, 53, 54  
 Klebelsberg R. von 41  
 Klimaszewski M. 10, 12, 26, 37, 41, 48, 58, 71, 91, 92, 115, 132, 133, 135  
 Kosiba A. 9, 56, 58, 63, 65, 86, 92  
 Krzysztofowicz Z. 10  
 Kornerup A. 92  
 Kuenen 50  
 Liestöl O. 23  
 Lipert C. 7, 23, 57, 117  
 Lundquist G. 69  
 Mannerfelt C. M. 113  
 Markow K. 113  
 Mathieson J. 11  
 Michalska Z. 13, 41  
 Møller J. T. 41  
 Olsson J. 17, 18  
 Pålsson S. 58  
 Pawłowski S. 124  
 Páykul C. W. 92  
 Pillewizer W. 7, 20, 23, 25, 27, 28, 29  
 Rieche H. 9, 28, 44, 53  
 Rózycki S. Z. 12  
 Russel Z. C. 48  
 Sawicki L. 12  
 Salisbury R. D. 48  
 Sandford K. S. 14, 115  
 Siedlecki S. 10, 13, 53  
 Smulikowski W. 10  
 Suszczewski S. 10, 62  
 Schytt V. 66, 67, 76  
 Sterneck V. 44  
 Triloff E. G. 53  
 Todtmann E. M. 11, 41, 92, 133  
 Tyrrel G. W. 14, 24  
 Vahl M. 92  
 Ward W. H. 74  
 Washburn B. 92  
 Woldstedt P. 92  
 Zagrajski S. 12  
 Zawadzki A. 12

Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.

# MAPA RZEZBY STREFY MARGINALNEJ LADOWCA WERENSKIOLDA

SPITSBERGEN Skala 1:5 000



Zatoka  
Nottingham

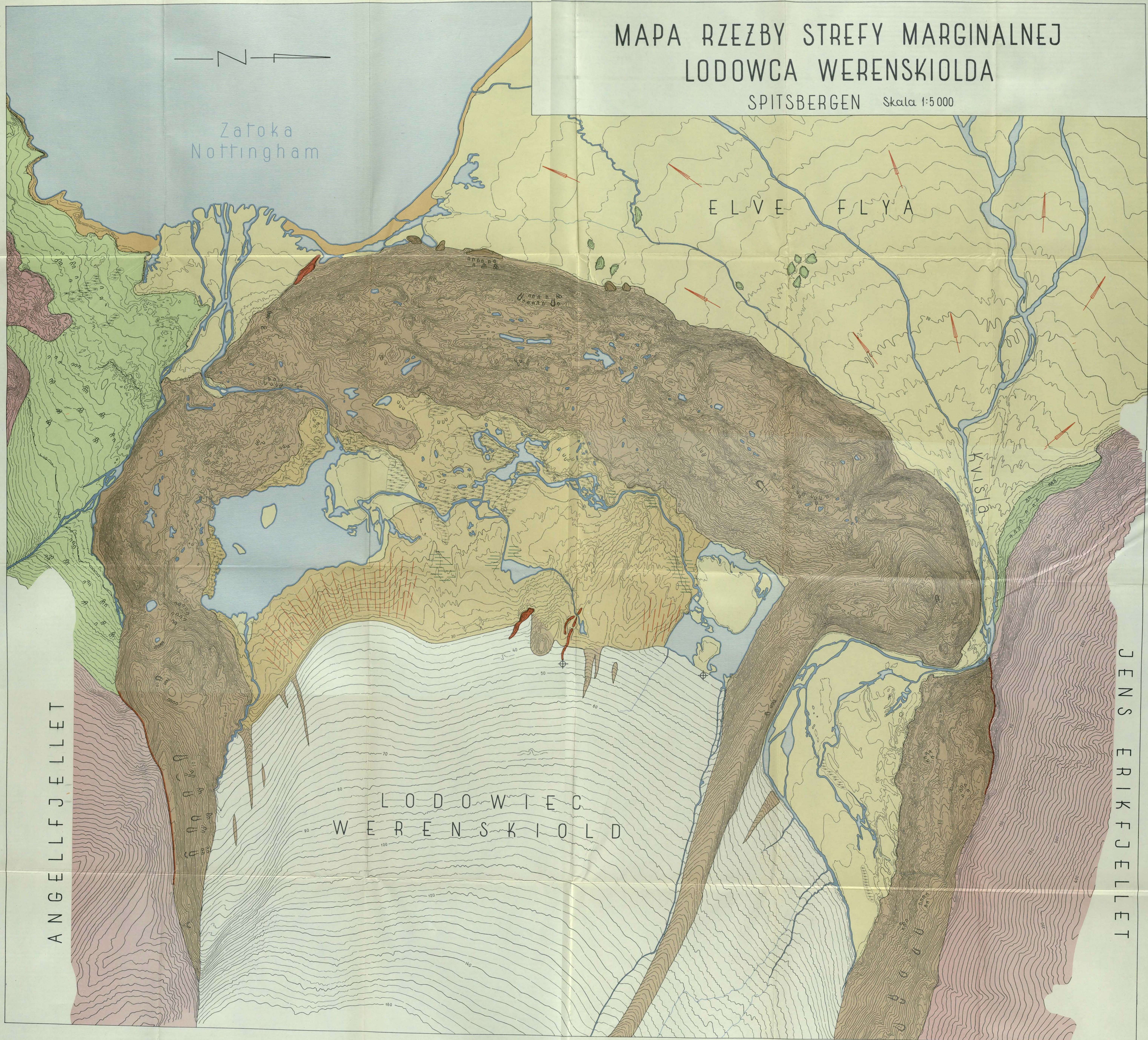
ELVE  
FLYA

KVISTO

L O D O W I E C  
W E R E N S K I O L D

ANGELLFJELLET

JENS ERIKFJELLET



Institut Geografii PAN  
J. SZPANCZYŃSKI: Rzeźba strefy marginalnej i typy degradacji lodowca południowego Spitsbergen  
Relief of marginal zone of glaciers and types of degradation of southern Spitsbergen glaciers

## OBJASNIENIA — EXPLANATIONS

- |   |                                     |  |  |  |   |
|---|-------------------------------------|--|--|--|---|
| Obszar czołowych i bocznych wałów lodowca-morainowych<br>Area of frontal and lateral ice-moraine ridges | Dół<br>Culvert                      | Najniższa terasa moraina<br>Lowest moraine terrace       | Wyższe terasy morainowe<br>Higher moraine terraces       | Wykrośnięcie terasy morainowej<br>Outcrop of moraine terrace | Różnica poziomów w obrębie wałów lodowca-morainowych<br>Slide scars within ice-moraine ridges |
| Wzniesienie dna<br>Ground moraine   | Formy pandozjonu<br>Pandozjon forms | Wyższe terasy morainowe<br>Higher moraine terraces       | Krawędzie teras morainowych<br>Edges of moraine terraces | Dolina tarasowa<br>Terrace meadow                            | Łaty soliflukcyjne<br>Solifluction lobes  |
| Sandry<br>Outwash plains  | Rynny boczne<br>Lateral channels    | Krawędzie teras morainowych<br>Edges of moraine terraces | Masyw granitowy<br>Granite massifs                       | Śliska i zsek lodowca<br>Mouth of retreating glacier         | Jeziora<br>Lakes  |
| Kierunki spadów warstw w sandrze<br>Directions of dip of outwash strata                                 |                                     |  |  |  |   |

Cena zł 35.—