

INTERPRETACJA GLACJOLOGICZNA ZDJĘĆ LOTNICZYCH OTOCZENIA HORNSUNDU (SPITSBERGEN) NA PRZYKŁADZIE ŁODOWCÓW KÖRBER I PETERS

WSTĘP

Celem pracy jest przedstawienie możliwości wykorzystania zdjęć lotniczych jako podstawowego materiału do badania spitsbergeńskich lodowców nie objętych systematycznymi obserwacjami naziemnymi. Autor stara się zwrócić szczególną uwagę na metodyczną stronę badań, przedstawiając jednocześnie charakterystykę glaciologiczną dwóch lodowców.

W literaturze fotointerpretacyjnej stosunkowo rzadko pojawiają się prace poświęcone stosowaniu metod teledetekcji w glaciologii. Niektóre zagadnienia omawia H. T. Verstappen (1977) w podręczniku teledetekcji geomorfologicznej. W nowoczesnej glaciologii metody teledetekcji są często stosowane. Świadczą o tym podręczniki glaciologii, ilustrowane zdjęciami lotniczymi i obrazami satelitarnymi, a także treść kolejnych tomów periodyków glaciologicznych („Journal of Glaciology”, „Annals of Glaciology”). W 1974 roku odbyło się w Cambridge Symposium on Remote Sensing in Glaciology (Weeks, 1975). Kolejne sympozjum na ten temat odbyło się tam we wrześniu 1986 roku.

Referaty na sympozjach, a także bieżące publikacje z tego zakresu ukazują nowe i najnowsze metody oraz techniki teledetekcyjne. Badania lodowców opierające się na zwykłych panchromatycznych zdjęciach

* Dr Jacek Jania, Katedra Geomorfologii Krasu Uniwersytetu Śląskiego, ul. Mielczarskiego 60, 41—200 Sosnowiec

lotniczych są obecnie rzadko omawiane. Prawdopodobnie dlatego, iż fotogrametrie i fotointerpretacje są uważane za normalne „klasyczne” metody pomocnicze w glaciologii. Niezmiernie mało jest jednak prac, które analizują zjawiska glacialne, opierając się wyłącznie na interpretacji zdjęć lotniczych.

Polska literatura z tego zakresu jest niewielka i dotyczy głównie analizy elementów geomorfologicznych lub hydrograficznych stref marginalnych lodowców (Churski, 1970, 1977; Klimek, 1970; Sendobry, Sinkiewicz, 1983). Informacje o elementach interpretacji glaciologicznej podaje skrótowo, omawiając interpretację geomorfologiczną zdjęć lotniczych, podręcznik A. Ciołkosza, J. Miszałskiego, J. R. Olędzkiego (1978). Zawiera jednak materiał mało precyzyjny, niekiedy wręcz błędny (s. 249—253). Prezentowana praca stara się więc zapełnić istniejącą lukę, nie wyczerpując jednakże tematu.

Autor pragnie podzielić się doświadczeniami i wynikami badań lodowców spitsbergeńskich ze zdjęć lotniczych, na przykładzie dwóch niezbyt dużych lodowców górsko-doliny.

Lodowce i procesy glacialne południowego Spitsbergenu są do tej pory mało poznane. Zaledwie kilka lodowców spitsbergeńskich objęto stałymi badaniami bilansu masy i szybkości ruchu. Należą do nich Austre Brøggerbreen, Midre Lovénbreen, Finsterwalderbreen (*breen*-norw. lodowiec), badane przez O. Liestøla (Baranowski, 1977). Na południowym Spitsbergenie tylko Lodowiec Werenskiolda objęto długą serią obserwacji glaciologicznych, począwszy od 1957 roku (przede wszystkim w sezonach letnich), jednak z kilkuletnimi przerwami. Badania te prowadziły wyprawy polskie. W różnych latach mierzone zmiany zasięgu Lodowca Hansa, jego ruch oraz ablację powierzchniową. Literatura źródłowa dotycząca lodowców rejonu Hornsundu jest uboga, a już wyjątkowo pojawiają się prace o lodowcach Sørkapp Landu. W tym rejonie badania glaciologiczne prowadziła wyprawa niemiecka w 1938 roku (Pillewizer, 1939), która metodami fotogrametrii naziemnej opracowała mapę oraz ruch powierzchniowy lodowca Gås. Badano także ruch Lodowca Hansa i zasięgi innych lodowców uchodzących do fiordu. Wykonano wtedy pomiary ruchu lodowca Körber metodą powtarzalnych zdjęć terrofotogrametrycznych (paralaksa czasowa), obejmując okres od 11 do 23 sierpnia 1938 roku. Są to jedyne, jak do tej pory, zdjęcia tego lodowca. Akumulację śniegu, na podstawie profilu warstw firnowych i lodowych w szczelinie Körberbreen, na wysokości 400 m n.p.m. badał w 1973 roku K. Birkenmajer (1980). Wyprawy Uniwersytetu Śląskiego, które w latach 1978 i 1979 prowadziły w tym rejonie badania z zakresu glaciologii dokonywały tylko pomiarów ablacji i przepływu w rzece lodowcowej z nie-

wielkiego lodowca Nordfall, w sąsiedztwie lodowca Körber (Jania, 1979a). W różnych latach były rejestrowane zasięgi lodowców uchodzących do fiordu Hornsund (przegląd tych danych zawiera praca J. J a n i, 1982).

Z przedstawionego skrótowego przeglądu badań wyraźnie wynika, że informacje o lodowcach otoczenia Hornsundu są niezwykle skąpe. Dotyczy to szczególnie dwóch sąsiednich lodowców Körberbreen i Petersbreen, dlatego stanowią dobry przykład badań glaciologicznych prawie wyłącznie na podstawie zdjęć lotniczych.

Ostatnio autor podjął prace nad charakterystyką lodowców otoczenia Hornsundu oraz procesami glacialnymi w południowej części Spitsbergenu. Zmierzają one do przygotowania syntetycznej mapy hydro-glaciologicznej tego rejonu (we współpracy z M. Puliną).

Jednym z ważnych źródeł informacji o lodowcach tego obszaru są zdjęcia lotnicze Norweskiego Instytutu Polarnego w Oslo, których odbitki papierowe uzyskał Instytut Geofizyki PAN. Właśnie te zdjęcia lotnicze stanowią bardzo ważny materiał badawczy, gdyż prawie jednolicie pokrywają wszystkie lodowce tego rejonu Spitsbergenu. Wykonano je w podziale około 1 : 50 000 w 1960 i 1961 roku. Podkładem kartograficznym tych prac jest pierworys mapy topograficznej Norweskiego Instytutu Polarnego, opublikowany w podziale 1 : 50 000 w 1966 roku. Mapa rejestruje stan lodowców w lecie 1936 roku. Rys. 1 przedstawia lokalizację terenu badań oraz pokrycie zdjęciami lotniczymi uzyskanymi przez Instytut Geofizyki PAN z Norwegii. Interpretacja jakościowa, a także ilościowa zdjęć ujawnia wiele cech odfotografowanych lodowców, umożliwia również określenie ich dynamiki. Szczególnie interesujące, a jednocześnie łatwiejsze do badania są lodowce górskie. Mają wyraźnie określone granice basenu zlewni. Granic tych nie można jednoznacznie wyznaczyć w przypadku lodowców typu spitsbergeńskiego, gdzie z jednego rozległego pola akumulacyjnego rozpełzają się w różnych kierunkach jezory lodowców wypływowych (wyprowadzających — *outlet glaciers*). Niniejsze opracowanie opiera się więc na wynikach interpretacji zdjęć lotniczych w odniesieniu do lodowców typu górsko-dolinnego — Körberbreen i Petersbreen.

Prezentowane badania były finansowane przez Uniwersytet Śląski oraz częściowo przez PAN (w ramach problemu MR I 29, koordynowanego przez Instytut Geofizyki PAN).

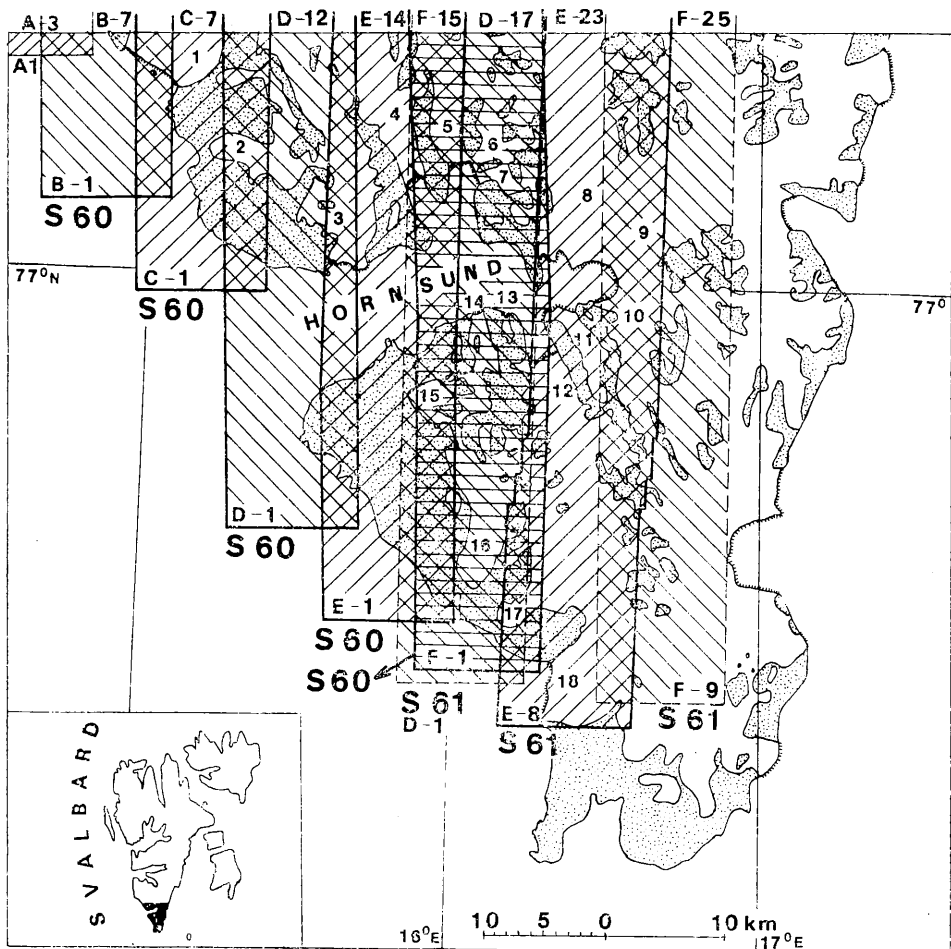
CHARAKTERYSTYKA MATERIAŁÓW ORAZ METODY OPRACOWANIA

Panchromatyczne zdjęcia lotnicze, które wykorzystywano w opracowaniu są półmatowymi odbitkami papierowymi na podłożu poliestrowym

formatu 23×23 cm. Cała seria zdjęć uzyskana z Norweskiego Instytutu Polarnego składa się ze 111 sztuk. Pokrywają rejon Hornsundu ósmioma południkowymi szeregami (rys. 1). Całą serię wykonano w trzech terminach. Pierwszy nalot odbył się 9 lipca 1960 roku w godzinach popołudniowych (między 12 a 15 LMT). Sądząc po pogarszającej się jakości zdjęć i pojawiających się na odbitkach fragmentach chmur, nalot musiano przerwać z powodu kłopotów technicznych lub złej pogody. Daleszą część obszaru fotografowano 24 i 25 sierpnia 1961 roku w południe (około 12 LMT). Wszystkie zdjęcia wykonano z pułapu około 8 000 metrów, kamerą RC 8 produkcji Wild (Szwajcaria) z obiektywem Universal Aviogon o ogniskowej 153,45 mm. W celu powiązania obu części zespołu zdjęć powtórzono nalot na obszar pokryty poprzednio szeregiem D (rys. 1). W przypadku kilku lodowców dysponujemy zatem zdjęciami z dwóch kolejnych lat i z różnych terminów w sezonie letnim. Jest to bardzo pomocne w interpretacji. Ogólnie biorąc, w badaniach lodowców na zdjęciach lotniczych bardziej są przydatne zdjęcia wykonane pod koniec roku hydrologicznego, czyli w końcu sezonu ablacji. Spod śniegu spadłego na lodowiec poprzedniej zimy odsłania się wtedy cała strefa ablacyjna. Na podstawie takiego obrazu można wyznaczyć wysokość linii równowagi bilansowej (w danym roku), na której akumulacja netto równa się ablacji netto (*equilibrium line*). Na takich zdjęciach łatwiej też śledzić strukturę powierzchni lodowca, gdyż nie maskuje jej śnieg. Z tych powodów cenniejsza jest druga część omawianego zespołu zdjęć, gdyż jej termin jest stosunkowo bliski końca sezonu ablacji. Ablacja zamiera w różnych terminach w różnych latach (zależy to od warunków meteorologicznych konkretnego lata), ale najczęściej — na przełomie sierpnia i września.

Jakość odbitek jest zróżnicowana. Zdjęcia z 1960 roku są mało kontrastowe i noszą ślady błędów obróbki (taśmy negatywowej lub odbitek) w postaci jaśniejszych i ciemniejszych smug w poprzek zdjęć. Innym błędem jest jakby wkopiowanie, na niektórych zdjęciach, nieostrych, jasnych koncentrycznych okręgów wraz z promieniami. Po dogłębnej analizie i dyskusjach uznano, że jest to efekt zawilgocenia gumowej płyty urządzenia próżniowego dociskającego taśmę negatywu do ramki tłokowej kamery. Zawilgoceniem błony można także tłumaczyć ciemniejsze smugi — wynik przewijania wilgotnego materiału fotograficznego.

Zdjęcia z 1961 roku są bardziej kontrastowe i znacznie lepsze technicznie, jednak ciemniejsze i jaśniejsze smugi („druty telegraficzne”) pojawiają się także na wielu odbitkach. Na zdjęciach z 1961 roku występują dłuższe cienie, które sprawiają, że treść na stokach zacienionych jest często zupełnie nieczytelna. Na zdjęciach z roku poprzedniego cie-



Rys. 1. Południowy Spitsbergen. Lokalizacja i pokrycie zdjęciami lotniczymi badanego obszaru. Zakropkowano teren niezlodowacony. Liczbami wskazano położenie lodowców:

1 — Torell, 2 — Werenskiöld, 3 — Hans, 4 — Paierl, 5 — Mühlbacher, 6 — Kvalfanger, 7 — Wibe, 8 — Stor, 9 — Horn, 10 — Mendelejev, 11 — Chomjakov, 12 — Samarin, 13 — Peters, 14 — Körber, 15 — Gås, 16 — Bunge, 17 — Vitkovski, 18 — Olsok

Przedstawiono zasięg poszczególnych szeregów zdjęć lotniczych otrzymanych z Norsk Polarinstittutt: S 60 — seria zdjęć z 1960 roku, S 61 — seria zdjęć z 1961 roku. Literami od A do F oraz liczbami oznaczono kolejne szeregi w zespole zdjęć i numery zdjęć w szeregu (według oznaczeń norweskich)

Fig. 1. South Spitsbergen. Location and aerial photographic cover of the test region. Dotted area not glaciated. Numbers denote the position of glaciers:

1 — Torell, 2 — Werenskiöld, 3 — Hans, 4 — Paierl, 5 — Mühlbacher, 6 — Kvalfanger, 7 — Wibe, 8 — Stor, 9 — Horn, 10 — Mendelejev, 11 — Chomjakov, 12 — Samarin, 13 — Peters, 14 — Körber, 15 — Gås, 16 — Bunge, 17 — Vitkovski, 18 — Olsok

The scope of particular series of aerial photographs obtained from the Norsk Polarinstittutt are presented: S 60 — series of photographs from 1960, S 61 — series from 1961. Successive series in the photograph set and numbers of photographs in the series are denoted by the letters A to F and consecutive numbers (Norwegian notation)

nie są krótsze, jednak duża ilość śniegu, pokrywającego lodowce i stoki górskie, pogarsza ich czytelność. Lodowce Körber i Peters znalazły się na zdjęciach z 1960 i 1961 roku (fot. 1 i 2).



Fot. 1. Panchromatyczne zdjęcie lotnicze lodowców Körber i Peters z dnia 9 lipca 1960 roku. Podziałka przybliżona (reprodukcja za zgodą Norsk Polarinstittutt, Oslo)

Photo 1. Panchromatic aerial photographs of the Körber and Peters Glaciers made on July 9th 1960. Approximate scale. (Reproduced by permission of the Norsk Polarinstittutt, Oslo)

Interpretacja glaciologiczna tych materiałów była możliwa dzięki znajomości terenu przez autora (wyprawy w latach 1972, 1978, 1982 i 1983) oraz dzięki prowadzonym badaniom na pobliskich lodowcach (Hans, Werenskiold, Torell, Nordfall).



Fot. 2. Stereotriplet zdjęć lotniczych wykonanych 25 sierpnia 1961 roku. Podziałka przybliżona (reprodukcja za zgodą Norsk Polarinstitut, Oslo)

Photo 2. Stereotriplet of aerial photographs made on August 25th 1961. Approximate scale. (Reproduced by permission of the Norsk Polar Institutt, Oslo)

Cel interpretacji był bardzo ogólny („wszystko o lodowcach”), a jednocześnie starano się odczytać i zinterpretować możliwie wszystkie szczegóły powierzchni lodowców oraz ich otoczenia. Starano się zatem uzyskać ze zdjęć możliwie najwięcej informacji o odfotografowanych lodowcach i środowisku, w którym się rozwinęły. W większości przypadków było to wnioskowanie z obrazu form o zjawiskach i procesach, w przypadku powtórzonego szeregu D możliwe było użycie metody bezpośredniego wnioskowania o dynamice z tzw. paralaksą czasową.

Interpretacja przebiegała dwutorowo. W związku ze znacznymi zmianami, jakie zaszły w obrębie lodowców od 1936 roku (mapa topograficzna) istniała potrzeba opracowania nowszej, aktualniejszej mapy podkładowej lodowców rejonu Hornsundu. Nie było to możliwe w ramach prac polskich ekspedycji, gdyż dysponowały one tylko możliwością użycia fotogrametrii naziemnej. Z powodu bogatej rzeźby terenu i dużego obszaru badań (co 1700 km²) jej użycie nie wchodziło w grę (niewspółmierny wysiłek i nakład pracy w stosunku do efektów). Metoda terroftogrametryczna jest z powodzeniem stosowana w odniesieniu do mniejszych obiektów, np. lodowiec Werenskiöld. Chcąc chociaż częściowo przybliżyć aktualność podkładu do czasów obecnych, jednolicie dla całego otoczenia Hornsundu, zdecydowano się wykorzystać odbitki papierowe zdjęć lotniczych do opracowania mapy sytuacyjno-wysokościowej lo-

dowców. Uwzględniono na niej treść glaciologiczną według specjalnej legendy (zostanie ona omówiona nieco dalej). Wykonano zatem opracowanie fotogrametryczne tych zdjęć lotniczych z odczytaniem treści glaciologicznej. Wynik opracowania ma walory kartometryczności.

Przed przystąpieniem do wykonania osnowy fotogrametrycznej i opracowania autogrametrycznego wykonano interpretację jakościową zdjęć z wybranych obszarów (szczególnie dobrze znanych z badań naziemnych). Celem interpretacji było wypracowanie klucza fotointerpretacyjnego oraz określenie granic możliwości interpretacji glaciologicznej. Po zakończeniu prac nad pierwszym arkuszem mapy podkładowej (południowe otoczenie fiordu Hornsund w 1960 roku) przystąpiono do pogłębionej analizy i interpretacji zdjęć celem wyjaśnienia wątpliwości, wyjaśnienia przyczyn stwierdzonych zjawisk oraz procesów, a także związków między lodowcami a innymi elementami środowiska geograficznego.

Z powodu rozległego obszaru badań oraz braku odpowiedniej aparatury na Uniwersytecie Śląskim opracowanie fotogrametryczne zlecono Okręgowemu Przedsiębiorstwu Geodezyjno-Kartograficznemu w Katowicach oraz Okręgowemu Przedsiębiorstwu Geodezyjno-Kartograficznemu w Krakowie. Opracowanie to przebiegało według legendy ustalonej przez autora, pod jego bezpośrednim nadzorem. Mgr inż. Leszek Kolondra nadzorował poprawność fotogrametryczną i geodezyjną pracy. Interpretację jakościową wykonano, korzystając z interpretoskopu, stereopantomietru, przewornika optycznego i pantografu optycznego. Prace wykonano w latach 1981—1983.

Interpretacja jakościowa przebiegała w sposób klasyczny i polegała na przeglądzie ogólnym stereogramów z całego obszaru. Następnie przystępowano do interpretacji szczegółowej z wykonaniem kalek interpretacyjnych. W interpretacji posługiwano się przesłankami wynikającymi z form obserwowanych stereoskopowo, zróżnicowania fototonalnego obrazu i struktury (tekstury) obrazu. Pewnym utrudnieniem była spora nieaktualność sytuacji na zdjęciach w odniesieniu do obserwacji i fotografii naziemnej oraz pomiarów wykonanych w czasie ostatnich ekspedycji. Nieaktualność ta pozwalała jednak na śledzenie postępujących zmian w obrębie lodowców, szczególnie w ich strefach marginalnych, a tym samym materiał informacyjny stawał się bogatszy.

Opracowanie fotogrametryczne narażało wielu kłopotów. Do najtrudniejszych problemów należały:

- znaczne i nieregularne zniekształcenia odbitek papierowych (skurcze papieru),
- trudności w jednoznacznym zidentyfikowaniu na zdjęciach punktów sieci triangulacyjnej norweskiej, dla których były znane współrzed-

- ne geodezyjne (wardy wysokości 1,5—2 m i średnicy około 1 m w terenie nie były czytelne na zdjęciach w tej podziałce),
- niedostateczna ilość fotopunktów o znanych współrzędnych geodezyjnych w poszczególnych szeregach i stereogramach,
- trudności w powiązaniu sieci aerotriangulacji z jednego brzegu fiordu na drugi,
- konieczność wyznaczenia współrzędnych fotopunktów dodatkowych z mapy 1 : 150 000, na której były widoczne zniekształcenia wywołane skurczami papieru.

Wykonano sieć aerotriangulacji dla siedmiu bloków (szeregów), opierając je na jednoznacznie zidentyfikowanych punktach sieci norweskiej oraz dodatkowych punktach (szczytach), których współrzędne odczytano z mapy, usuwając błędy skurczu papieru mapy przez transformację afiniczną. W powiązaniu osnową fotogrametryczną obu brzegów fiordu wykorzystano charakterystyczne i łatwe do zidentyfikowania na kolejnych zdjęciach góry lodowe pływające na fiordzie. Uzyskana osnowa geodezyjno-fotogrametryczna charakteryzuje się błędami: $m_{xy_{max}} = 18,4$ m, $m_{z_{max}} = 4,5$ m. Są to wartości spore, ale najlepsze, jakie udało się uzyskać. Ich wielkość wynika ze wspomnianych, nierównomiernych skurczy odbitek papierowych zdjęć lotniczych. Warto nadmienić, że w dwóch stereogramach położenie znaczków tłowych w stosunku do wzorca (etalonu) kamery, uzyskanego z firmy Wild, różni się o 2 milimetry! Z powodu niemożności uzyskania lepszych materiałów z Norwegii (zamówienie Instytutu Geofizyki PAN do Norweskiego Instytutu Polarnego dotyczyło diapozytywów, a nie odbitek papierowych) zdecydowano się na opracowanie autogrametryczne w podziałce 1 : 20 000, przewidując, że końcowym efektem ma być mapa tematyczna w podziałce 1 : 75 000. Na mapie w tej podziałce maksymalny błąd sytuacji będzie równy dopuszczalnej tolerancji dokładności graficznej 0,3 mm.

W celu równomiernego rozłożenia błędów sytuacji szczególnie zdeformowane fotogramy przetwarzano strefowo lub dostosowywano graficznie do sprawdzonej, „sztywnej” sytuacji w sąsiedztwie. W odniesieniu do błędów wysokości sprawdzianem był poziom morza. Pierworys mapy zawiera odczytane ze zdjęć rzędne poziomu morza, które ujawniają nierównomierności w rozkładzie zniekształceń po osi Z. W przypadku zbyt dużych odchyień „wymuszano” na modelu analizowanym autogrametrycznie poziom morza na rzędną 0, korygując w ten sposób odczyty paralaks.

Opracowanie autogrametryczne ma charakter mapy sytuacyjno-wysokościowej, w podziałce 1 : 20 000, obejmującej wyłącznie lodowce i ich strefę marginalną. Cięcia poziomicowe wykonano tylko co 25 m (mniejszy interwał wysokości pomiędzy izohipsami nie był wskazany z uwagi

na duży błąd *mz*). Poziomice poprowadzono wyłącznie na powierzchni lodowców. Na terenie masywów i pasm górskich były znaczone tylko wyraźne szczyty, z podaniem ich wysokości, oraz przebieg głównych grani — jako elementy dowiązania do mapy norweskiej z 1936 roku. Na powierzchni lodowca znaczone ponadto punktowo wysokości charakterystycznych form, np: krawędź i dno dużych szczelin, studni lodowcowych, moren środkowych, klifowych czoł lodowców uchodzących do morza. Również punktowo znaczone wysokości charakterystycznych miejsc na morenach bocznych i czołowych (kulminacje, obniżenia między ciągami moren, podnóże wałów morenowych itp.).

Wydzielenia treści sytuacyjnej są podzielone na cztery grupy.

I. Cechy ogólne lodowców.

1. Zasięg czoł lodowców, w tym lodowców uchodzących do morza w dwóch kolejnych latach z obu serii zdjęć (1960 i 1961).

2. Granice lodowców, lodowczyków stokowych (fartuchowych) i płątów śnieżnych.

3. Zasięg pokrywy śnieżnej na lodowcach oraz strefy lodu nałożonego (*superimposed ice*).

II. Struktura powierzchni lodowców.

1. Otwarte szczeliny (tensyjne).

2. Linie nieciągłości — uskoki (kompresyjne) i szczeliny zamknięte.

3. Linie foliacji (linie płynięcia).

4. Smugi materiału morenowego.

5. Wychodzenie płaszczyzn ślizgu i pagórki moreny ablacyjnej.

III. Wody lodowcowe.

1. Potoki na powierzchni lodowca (supraglacialne).

2. Jeziora i jeziorka okresowe na powierzchni lodowca lub w jego bezpośrednim sąsiedztwie.

3. Studnie lodowcowe: czynne, zbierające wody i nieczynne (suche).

4. Wypływy rzek sub- i inglacialnych („bramy lodowcowe”).

5. Przebieg rzek lodowcowych na przedpolu.

6. Jeziora w strefie marginalnej.

IV. Moreny.

1. Moreny czołowe z jądrem lodowym, z zarysem przebiegu osi grzbietów oraz obniżeń między grzbietami.

2. Moreny środkowe z zarysem przebiegu grzbietów.

3. Moreny boczne z zarysem przebiegu osi grzbietów oraz obniżeń między nimi.

4. Strefy lodu aktywnego pokryte moreną ablacyjną lub gruzem stokowym.

5. Lodowce gruzowe.

6. Morena denna bruzdkowana z zarysem przebiegu grzbietów bruzdek.

Do końca 1983 roku wykonano cztery arkusze mapy. Obejmują one tereny przylegające bezpośrednio do fiordu Hornsund. W trakcie opracowania znajdują się arkusze sąsiadujące z tymi pierwszymi od północy, wschodu i południa. Fragment pierworysu tej mapy z lodowcami Körber i Peters (ze zdjęć z 1960 roku) został wykorzystany w niniejszym opracowaniu.

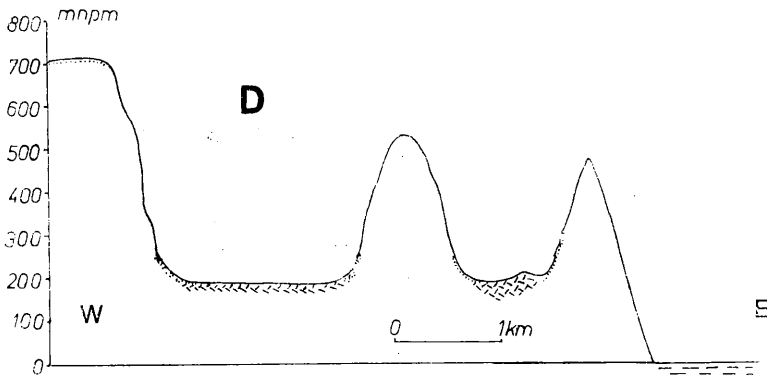
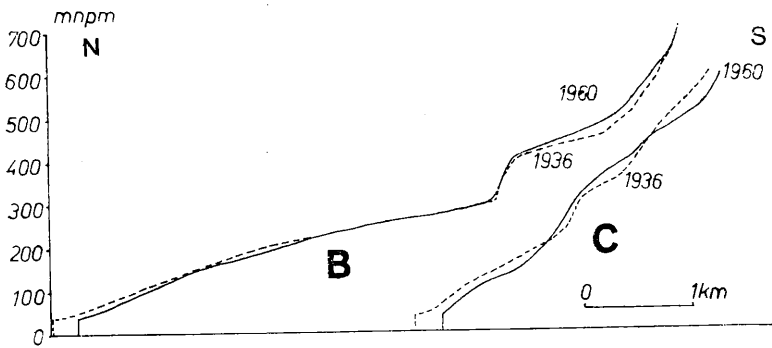
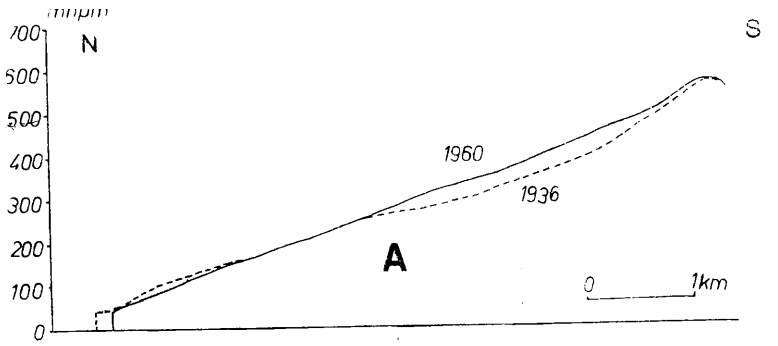
Interpretacja jakościowa uzupełniła przedstawioną wcześniej treść mapy podkładowej o elementy trudniej czytelne i niewidoczne bezpośrednio na zdjęciach lotniczych. Wyniki interpretacji były przenoszone z kalek interpretacyjnych na podkład uzyskany z opracowania autogrametrycznego za pomocą przetwornika optycznego LUZ. Przenoszenie było wygodne i precyzyjne, gdyż podkład opracowano z tych samych zdjęć, zatem łatwo znajdowano punkty do wpasowania. Przykładowy fragment mapy glaciologicznej, uwzględniający materiały z literatury oraz wyniki szczegółowej interpretacji jakościowej zdjęć, jest prezentowany w końcowej części pracy.

CHARAKTERYSTYKA LODOWCÓW KÖRBER I PETERS

Z ogólnej liczby czternastu większych lodowców otoczenia Hornsundu tylko lodowiec Gås kończy się na lądzie. Pozostałe uchodzą klifem czołowym do morza (por. rys. 1). Cieląc się, czoła tych lodowców „morskich”¹ opierają się na dnie fiordu, nie pływając (*calving tidewater glaciers*). Większość z nich należy do lodowców wypływowych (wyprawadzających). Są to: Hans, Mühlbacher, Paiarl, Stor, Horn, Mendelejev, Samarin. Lodowców typu alpejskiego (górsko-dolinne) jest mniej (Wilbe, Kvalfangar, Chomjakov, Peters, Körber, Gås). Szczegółowo analizowane lodowce Körber i Peters są raczej małe. Zajmują powierzchnię odpowiednio. około 10,5 km² i 2,3 km², co w porównaniu z lodowcem Hans (67 km²) lub Samarin (około 100 km²) stanowi niewiele.

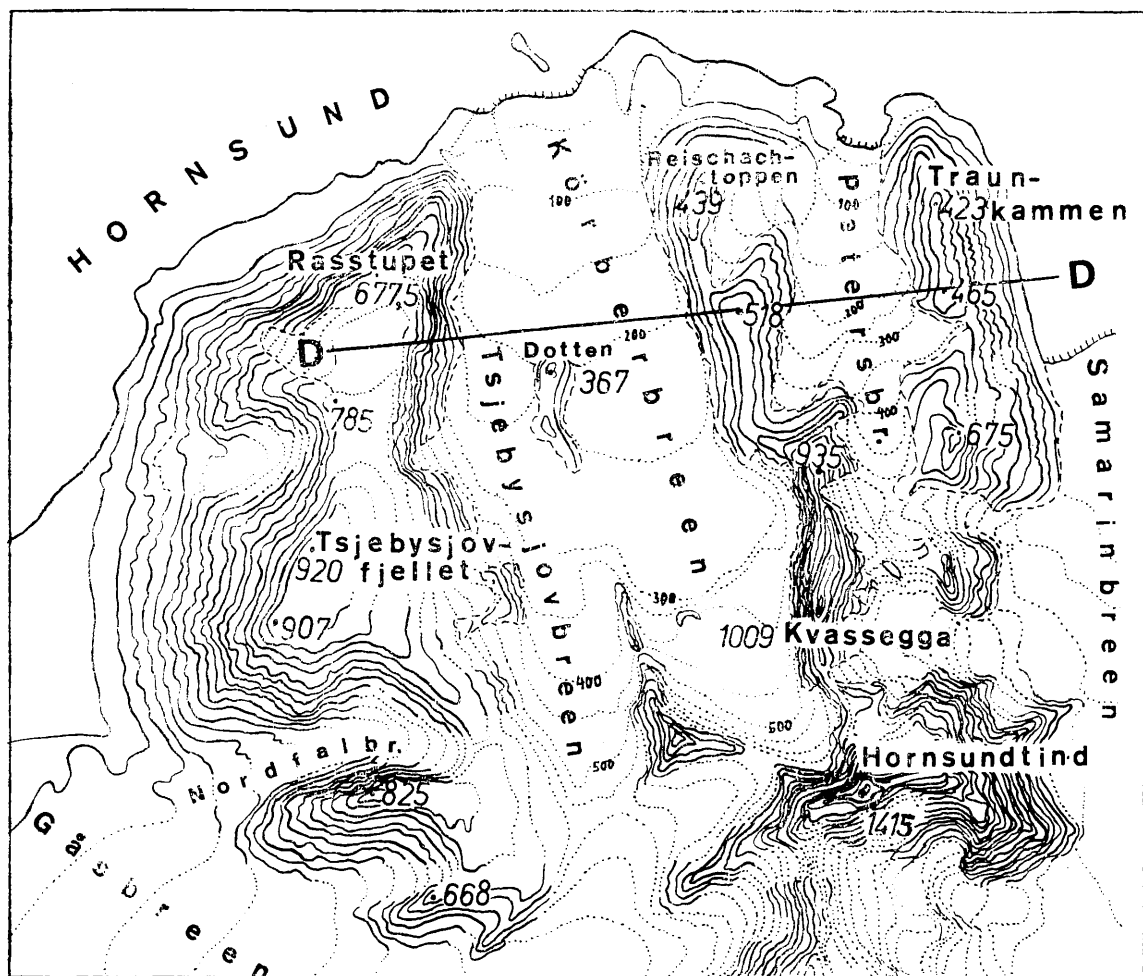
Ekspozycja tych lodowców jest północna i w tym samym kierunku następuje ruch jeziorów. Zajmują one strome doliny o przebiegu południkowym (rys. 2, fot. 1). Profile poprzeczne ujawniają znaczne głębokości obu dolin oraz stromość otaczających je pasm górskich (rys. 3). Przebieg dolin jest uwarunkowany budową geologiczną podłoża i na-

¹ Propozycja terminologiczna autora.



Rys. 3. Profile morfologiczne lodowców Körber i Peters w 1936 i 1960 roku. Przewyższenie czterokrotne. Linie profilów A, B, C uwidoczniono na rys. 7, a profilu D — na rys. 2

Fig. 3. Morphological profiles of the Körber and Peters Glaciers in 1936 and 1960. Overheight 4-times. Profile lines A, B, C shown on Fig. 7, profile D on Fig. 2



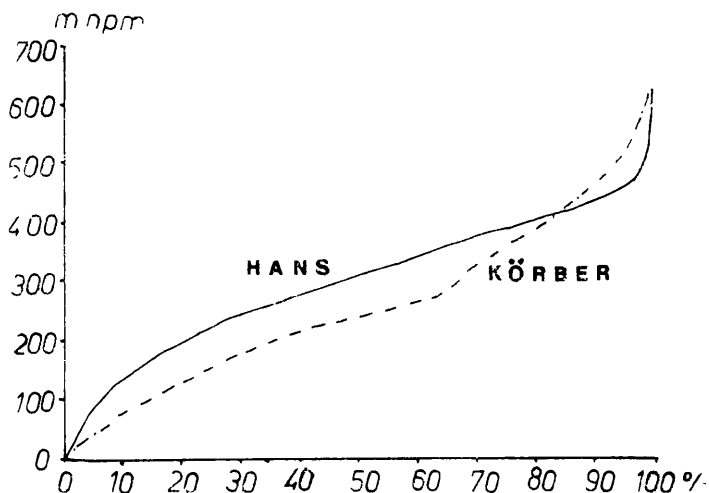
Rys. 2. Mapa topograficzna rejonu lodowców Körber i Peters (wyrys z mapy Norsk Polarinstittutt 1 : 50 000, stan w 1936 roku). Zaznaczono linię profilu morfologicznego D, przedstawionego na rys. 3

Fig. 2. Topographic map of the region of the Körber and Peters Glaciers (drawn from a Norsk Polarinstittutt 1 : 50 000 map, state in 1936). Morphological profile line D is marked, as shown in Fig. 3

wiązuje do przebiegu ważnych uskoków przecinających ordowickie formacje Sørkapp Landu (porównaj rys. w pracy J. Jani, T. Szczyłka w tym samym tomie).

Rozciągłość pionowa obu lodowców jest znaczna. Ich czoła schodzą do poziomu morza, a pola firnowe sięgają powyżej 700 m n.p.m. (w przypadku Körbera) i ponad 600 m n.p.m. (w przypadku Petersa). Krzywa

hipsograficzna obrazuje układ stref wysokościowych (rys. 4). Duża część powierzchni lodowca jest usytuowana w strefie 200—300 m n.p.m. (około 30%). W celu porównania zamieszczono wykres krzywej hipsograficznej lodowca Hans (wypływowy). Jest to linia bardziej płaska i bez wyraźnych załamań.



Rys. 4. Porównanie krzywych hipsometrycznych lodowca Körber (dolinny) i lodowca Hans (wypływowy, wg A. Kosiba, 1960), według stanu w 1936 roku

Fig. 4. Comparison of hypsometric curves for the Körber Glacier (valley) and Hans Glacier (outlet, from A. Kosiba, 1960), state as in 1936

Stromość lodowców wynika z faktu, że granice ich basenów przebiegają graniami najwyższych pasm górskich południowego Spitsbergenu (Hornsundtind 1431 m n.p.m., Kvassegga 1009 m n.p.m.).

Lodowiec Körber składa się z dwóch głównych strug lodu, zasilanych z oddzielnych pól firnowych. Część wschodnią tworzy właściwy Körberbreen, którego pole firnowe podnosi się wysoko po stromych stokach Hornsundtindu i Kvasseggi. Masyw Vesletinden (925 m n.p.m.) oddziela go od równoległego Tsjebysjovbreen; nazwa ta odnosi się głównie do pola firnowego zachodniego. Bierze ono początek na płaskiej i wysokiej (około 550 m n.p.m.) zlodowaczonej przełęczy Baranowski-pas-set², skąd masy firnu przemieszczają się w dwóch kierunkach: ku Tsjebysjovbreen na północ i ku Bastionbreen (dopływ lodowca Gås) na południe. Lodowiec Tsjebysjov dopływa do właściwego lodowca Körber po minięciu nunataka Dotten (357 m n.p.m.).

Lodowiec Peters ma stosunkowo wąskie pole firnowe, wciśnięte pomiędzy stoki pasm Kvasseggi i Traunkammen. Dwa bocznie rozwinięte

² Propozycja nazwy.

skrzydła strefy akumulacyjnej ulokowały się w wyraźnym zakłębieniu stoku pasma Traunkammen (wschodnie) i w dolince pomiędzy masywem Reichachtoppen i Kvassegga (zachodnie). Najbardziej na południe położona, bardzo stroma, niewielka część strefy akumulacyjnej jest eksponowana ku wschodowi. Ma charakter lodowca fartuchowego (*apron glacier*) na stoku północnego szczytu (935 m n.p.m.) pasma Kvassegga.

Warto zauważyć że istnieje zgodność między ekspozycją pól akumulacyjnych i ablacyjnych obu lodowców, a ich baseny są stosunkowo mało rozczłonkowane.

Nie pokryte lodem i śniegiem części obu badanych lodowców charakteryzują się rzeźbą glacialną (erozyjną i akumulacyjną). Niewielkie tylko fragmenty są zajmowane przez formy związane z klimatem peryglacialnym (przede wszystkim stoki z pokrywami gruzowymi) (Jania, Szczypiek, 1987).

Jak wspomniano we wstępie, dotychczasowe badania glaciologiczne w tym rejonie są niezwykle skromne, tak jak i obserwacje klimatyczne. Najbliżej położoną stacją klimatologiczną była stacja wypraw Uniwersytetu Śląskiego w sąsiadującej z lodowcem Körber od zachodu dolinie Gas (około 3 m n.p.m., nad brzegiem fiordu), pracująca w dwóch kolejnych sezonach letnich: 1978 i 1979 roku. Obserwacje wykazały, że średnia temperatura lipca wynosiła 3,9°C (1978) i 5,6°C (1979), sierpnia — 4,3°C (1978) i 4,1°C (1979), a pierwszej dekady września — 1,2°C (1978) i 0,7°C (1979). Opady zanotowano odpowiednio: lipiec — 19 mm i 17,5 mm, sierpień — 47 mm i 27,2 mm, wrzesień — 12 mm i 0 mm (Kamiński, 1979, 1980). Dane dotyczące rocznego przebiegu elementów meteorologicznych są trudniejsze do uzyskania. Najbliższa stacja pracująca w cyklu rocznym leży po drugiej stronie fiordu Hornsund przy Polskiej Stacji Polarnej. J. Pereyma (1983) określił roczną sumę opadu sezonu 1979—1980 na 300,7 mm, z czego 241,1 mm przypada na opady zimowe, a 60,6 mm — na sezon letni. S. Baranowski (1977) podaje, że suma opadów zimowych (od października do maja) w sezonie 1957—1958 wynosiła 272 mm. Autor ten uznał podaną wartość za zaniżoną z powodu silnych wiatrów, zafałszowujących obserwacje w ombrometrach i uważa, że wartości charakterystyczne zachodniej części Spitsbergenu wynoszą 450—600 mm opadu rocznie. Odpowiada to w przybliżeniu wynikom pomiarów grubości rocznych warstw firnu i lodu w szczelinach lodowca Körber na wysokości 400 m n.p.m., które dla wielolecia osiągają 500 mm.

INTERPRETACJA TREŚCI GLACJOLOGICZNEJ NA ZDJĘCIACH LOTNICZYCH

Zdjęcia z 9 lipca 1960 roku zostały wykonane w pierwszej części sezonu ablacji, kiedy topnieniu ulega zimowa warstwa śniegu pokrywająca lodowce, a także tereny nie zlodowacone. Z większości obszarów skalnych śnieg już zszedł. Pozostały tylko jego płyty. Na lodowcach Körber i Peters utrzymuje się natomiast prawie jednolita pokrywa śnieżna. Jej cechą jest biały fototon i brak wyraźnej struktury obrazu (struktura amorficzna). Zaznacza się jednak efekt topnienia, w postaci lekko szarego fototonu w dolnych (północnych) częściach obu lodowców (fot. 2). Spod pokrywy śnieżnej zaczyna przebiegać powierzchnia krystalicznego lodu lodowcowego (błękitnego w naturze). Przechodzi ona stopniowo w obszar śniegu przesiąkniętego wodą (tzw. papka śnieżna — *slush*). Większy stopień nawilgocenia przejawia się intensywniejszym odcieniem szarości. W górnych częściach lodowców powierzchnia śniegu nie jest jeszcze przesycona wodą, gdyż jest jej mniej i przesiąka stopniowo w głąb pokrywy śnieżnej i firnu (perkolacja). Poza strefą sąsiadującą bezpośrednio z czołami lodowców papka śnieżno-wodna pajawia się wyspowo na wypukłościach powierzchni lodowców lub w miejscach zwiększonych spadków (progi podłoża). Są one intensywniej wytapiane z powodu większego nachylenia powierzchni lodu, a tym samym lepszej wystawy do promieni słonecznych.

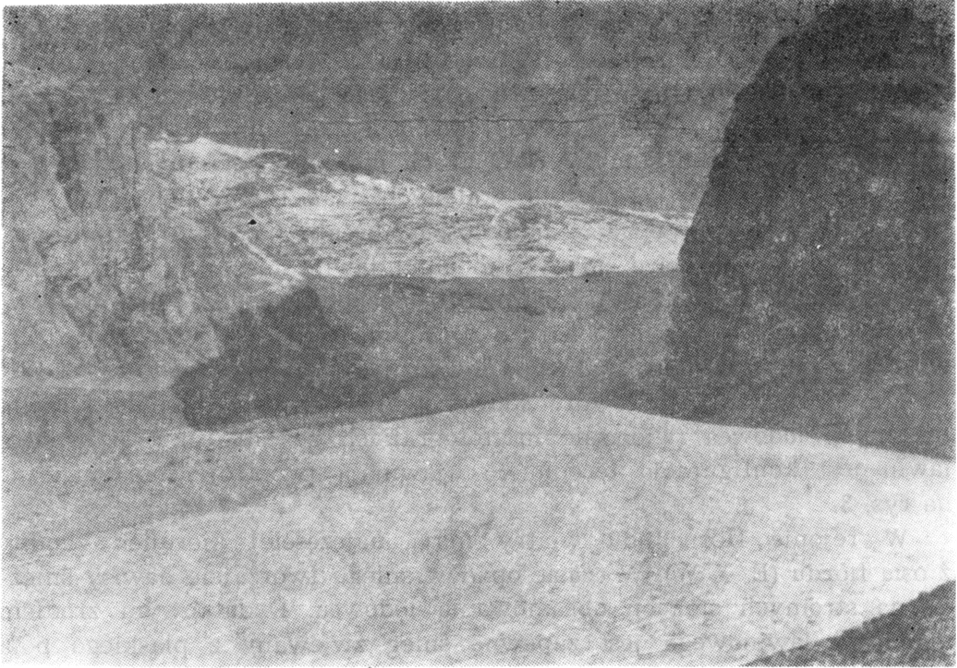
Należy zauważyć, że w okresie lata słońce nie chowa się za horyzontem (dzień polarny w Hornsundzie trwa od 20 czerwca do 24 sierpnia). Z tego powodu ślady intensywniejszego wytapiania śniegu i lodu pojawiają się także powyżej średniego przebiegu linii równowagi. Warto nadmienić, że zdaniem S. Baranowskiego (1977) znaczną rolę w ablacji lodowców odgrywają dodatkowo temperatury powietrza. Termika rejonu Hornsundu jest kształtowana głównie warunkami cyrkulacji atmosfery — adwekcje ciepłych mas — lub efektu fenowego w przypadku wiatrów wschodnich. Warunki radiacyjne odgrywają rolę drugorzędą. Obserwowane efekty wytapiania „wyspowego” najlepiej eksponowanych powierzchni zdają się jednak wskazywać na istotniejszą rolę promieniowania bezpośredniego w całości procesów ablacji, niż do tej pory sądzono.

Na lodowcu Körber stosunkowo niewielka strefa jezora jest objęta wytapianiem. Wyraźne ślady topnienia obserwuje się do wysokości zaledwie około 150 m n.p.m. Powyżej zalega jasny śnieg, który jest znacznie mniej nawilgocony z powodu słabszej ablacji. Na lodowcu Peters strefa intensywnego topnienia dotarła w dniu wykonania nalotu zaledwie do około 75 m n.p.m. Na pobliskim lodowcu Gås, który jest ekspozycyjnie

nowany ku zachodowi, granica śniegu na omawianych zdjęciach lotniczych przebiega skośnie w strefie wysokości 275—375 m n.p.m. Notuje się także rozległe obtopienia wypukłości powierzchni lodowca znacznie wyżej, do około 550 m n.p.m. To bardzo wyraźne zróżnicowanie przebiegu linii śniegu w dniu 9 lipca 1960 roku świadczy o grubszej zimowej pokrywie śnieżnej na lodowcach Körber i Peters oraz o słabszej ablacji w stosunku do lodowca Gas. Główną przyczyną jest ich różna ekspozycja.

Ablacja wywołana bezpośrednim promieniowaniem słonecznym rozpoczyna się jeszcze zimą (po wschodzie słońca w lutym), nie ma jednak większego znaczenia. Nasila się wiosną, gdy słońce przestaje się chować za północną stronę horyzontu. Zatem powierzchnie wystawione ku południowi i południowemu-zachodowi otrzymują więcej energii promienistej niż powierzchnie eksponowane na północ.

Innym ważnym czynnikiem w przebiegu ablacji jest zacienienie powierzchni lodowca. W przypadku niezbyt dużych, dolinnych lodowców polarnych zacienienie staje się elementem bardzo ważnym, gdyż może obejmować znaczne powierzchnie strefy akumulacyjnej i ablacyjnej. Szczególnie dobrym przykładem roli zacienienia w procesach glacialnych jest przypadek Nordfallbreen (w pobliżu Tsjebysjovbreen). Ten wąski lodowiec jest ulokowany w dolinie pomiędzy stronami i wysokimi masywami Tsjebysjovfjellet (925 m n.p.m.) i Nordfallet (825 m n.p.m.). Podlega intensywnej ablacji tylko w godzinach popołudniowych (ekspozycja ku zachodowi). Zdjęcie lotnicze z 9 lipca 1960 roku pokazuje, że o godzinie 14⁴⁰ cień Nordfallet zajmuje około 1/3 powierzchni lodowca. Natomiast zdjęcie z dnia 25 sierpnia 1961 roku z godziny 11⁵⁰ obrazuje zacienienie prawie 3/4 jego powierzchni (fot. 2). Obserwacje autora na tym lodowcu prowadzone w lecie 1978 roku wyraźnie potwierdziły rolę zacienienia. Przejawia się ona nawet w ukształtowaniu powierzchni lodowca. Południowa, najczęściej zacieniona, część jezora jest znacznie wyższa od północnej (fot. 3). Badania zmienności przepływów w rzece biorącej początek z Nordfallbreen wyraźnie udowodniły rolę zacienienia (Leszkiewicz, 1982). Niskie stany wód są związane z okresem zacienienia lodowca, najwyższe zaś stany wód — ze wzmożoną ablacją w godzinach popołudniowych. Występuje przesunięcie czasowe wynikające z niezbędnego okresu spływu wód roztopowych (Leszkiewicz, 1982). Bezpośrednie obserwacje ablacji w profilach poprzecznych lodowca ujawniły bardzo wyraźne różnice w szybkości wytapiania lodu w tej samej strefie wysokościowej w zależności od długości trwania zacienienia (Jania, 1979b).



Fot. 3. Rola zacienienia w ablacji lodowca Nordfall. Widoczna wyższa strona południowa (prawa) lodowca

Fot. J. Jania — sierpień 1978 rok

Photo 3. The role of shadowing in the ablation of the Nordfall Glacier. The higher south side of the glacier is visible (right)

Photo. J. Jania — August 1978

Analiza porównawcza zdjęć lotniczych z obu badanych nalotów (1960 i 1961) ujawnia, że na lodowcach Köber i Peters zacienienie zajmuje spore obszary, a jego rozmiary zmieniają się w zależności od części sezonu ablacji. Oczywiście w okresie przesilenia letniego, gdy słońce zatacza największy łuk nad horyzontem, cienie są najmniejsze. Na zdjęciach z sierpnia cień Hornsundtindu i Kvasseggi pokrywa natomiast większą część obszaru akumulacyjnego Körberbreen. Efekt zacienienia jest szczególnie dobrze widoczny na lodowcu Peters. W jego środkowej części występuje wysoki próg skalny, na którym jezor tworzy rodzaj lodospadu (lód serakowy). Próg ten rzuca cień w godzinach południowych na niżej leżącą część jezora (fot. 2). W tej strefie zachowuje się szeroki pas pokrywy śnieżnej, która przetrwała okres ablacji i stanowi wielkość, którą należy uwzględnić w bilansie masy po stronie akumulacji, mimo że znajduje się w strefie ablacyjnej — poniżej linii firnowej. Przedstawione przykłady podkreślają znaczenie zacienienia dla procesów ablacji w rejonie Hornsundu.

Poza omówionymi szarymi fototonami, związanymi z topieniem śniegu, na lodowcu Körber jest dostrzegalna szara smuga, układająca się równoległe do stoku pasma Kvassegga w jego bezpośrednim sąsiedztwie (fot. 1). Podobny równoległy pas można z pewnym trudem dostrzec u podnóża Hornsundtindu (w części zacienionej przez ten masyw) oraz jeszcze trudniej — w sąsiedztwie skalistych ścian Tsjobysjovfjellet. Analiza stereoskopowa, poparta znajomością terenu, pozwoliła jednoznacznie zinterpretować szare smugi jako efekt lawin śnieżnych z domieszką zwietrzelinowego materiału gruzowego pochodzącego ze stoków. Występują one pod stromymi i bardzo stromymi stokami. Wyraźnie widoczna obecność materiału skalnego dowodzi, że lawiny są tutaj częste. U stóp Hornsundtindu lawiny spowodowały zasypanie zespołu szczelin brzeżnych lodowca (widoczne na fotografiach z 1961 roku). Powodem lawin jest konfiguracja terenu, co ujawniają przekroje morfologiczne na rys. 3.

W rejonie Hornsundu wiatry mają najczęściej kierunek zgodny z osią fiordu (E — W). W czasie opadów śniegu tworzą się nawisy śnieżne na stromych stokach obramowania lodowca. Dodatkowym źródłem materiału lawinowego jest zapewne śnieg zwiewany z płaskiego pola lodowego pokrywającego szczyt masywu Tsjobysjovfjellet. Zatem zasilanie lawinowe może mieć ważne znaczenie w przychodzie masy (akumulacji) dla obu lodowców. Po dokładnej analizie zdjęć można stwierdzić, że ślady lawin są intensywniejsze u wylotu licznych żlebów na wspomnianych stokach. Żleby te należy uznać za najczęstsze trasy lawin.

Na zdjęciach z lipca 1960 roku nie jest możliwe dokładne określenie powierzchni lodowca objętej wpływem lawin. Na prawie jednolicie białej powierzchni śnieżnej bardzo trudno obserwować mikrorelief na obrazie stereoskopowym. Jednocześnie wiadomo, że posługiwanie się wskaźnikiem ciemniejszego fototonu wywołanego nagromadzeniem gruzu skalnego będzie niepoprawne, gdyż gruz ten występuje najobficiej w pobliżu stoków, zasięg zaś lawin śnieżnych (w zależności od ich typu) jest dalszy. Lepsze określenie strefy oddziaływania lawin jest możliwe za pomocą zdjęć z sierpnia 1961 roku (fot. 2). Wykonano je w końcowym okresie ablacji, zatem najjaśniejsze fototony śniegu występują w rejonie jego największej miąższości. Lawiny bardzo wyraźnie zwiększają warstwę śniegu. Podnóżę stoku Tsjobysjovfjellet jest pokryte śniegiem, który znajduje się poniżej linii równowagi. Obszary te można zatem uznać za rejony akumulacji lawinowej. Nie da się tutaj odróżnić efektu tworzenia zasp. Na powierzchni lodowca Körber w 1960 roku zasypy są trudne do zidentyfikowania. Występują prawdopodobnie w strefie pola firnowego Tsjobysjovbreen od strony Vesletinden. Łatwiejsze jest od-

szukanie zasp na lodowcu Peters i na obszarze akumulacyjnym lodowca Gås.

Ogólnie ujmując, skutki powstawania zasp i lawin zazębiają się, tworząc dosyć rozległe obszary większej akumulacji śniegu. Pobieżne obliczenia wskazują, że zajmują one około 20% powierzchni obu lodowców.

Rozpatrywanie efektów ablacji i akumulacji na powierzchni lodowców prowadzi do wyznaczenia stref glacialnych oraz określenia linii równowagi. Najważniejsze strefy glacialne na powierzchni lodowców są wydzielane przez różnych autorów. Najszerzej przyjęła się propozycja F. Müllera (1962). Wydzielił on pięć stref:

1) strefa śniegu suchego (*dry — snow zone*) — brak wyraźnego topnienia nawet latem,

2) strefa przesiąkania (*perkolatation zone*), w której część wody pochodzącej z topnienia przesiąka przez śnieg i zamarza poniżej w postaci warstewek i soczewek lodowych,

3) strefa śniegu mokrego (*wet — snow zone*), w której śnieg jest przesycony wodą, przesiąkającą głębiej w firn lub lód, albo spływającą w postaci niewielkich lawin śnieżno-wodnych (*slush avalanches*) przemieszczającą się po pochyłości powierzchni lodowca w strefy niższe,

4) strefa lodu nałożonego (*superimposed ice zone*), gdzie zamarzanie wody przesiąkającej do powierzchni lodu z ubiegłego sezonu daje zwarłą powierzchnię nowego lodu, który, osiągając odpowiednią grubość, może przetrzymać wytapianie. Strefy te odnoszą się do obszaru akumulacji. Linia równowagi oddziela strefę lodu nałożonego od obszaru ablacji (strefa piąta).

Obserwacje terenowe na Nordfallenbreen i Werenskioldbreen (Jania, 1979a; Jania, Kolondra, 1982) ujawniły, że jest możliwe określenie granic stref glacialnych na podstawie naziemnych zdjęć panchromatycznych, a także ortochromatycznych zdjęć terofotogrametrycznych. Możliwe jest także odczytanie położenia głównych stref glacialnych ze zdjęć lotniczych. Na zdjęciach tych można zatem w przybliżeniu określić wysokość linii równowagi (*equilibrium line altitude — ELA*) w określonym roku bilansowym. Znajomość zmian położenia tej linii jest niezwykle istotna dla wnioskowania o reszcie bilansowej (*net balance*), która określa saldo ablacji i akumulacji w poszczególnych latach (Ostrem, 1975). Wysokie położenie ELA mówi o bilansie ujemnym, niskie — o bilansie dodatnim. Jak już wspomniano, położenie ELA może być odczytywane na końcu sezonu ablacji — stąd duża przydatność zdjęć z 1961 roku.

Niestety, z powodu braku informacji o położeniu ELA w innych latach na tych lodowcach nie jesteśmy w stanie wnioskować o reszcie bi-

lansowej w 1961 roku. Wnioskowanie o bilansie masy przeprowadzono na podstawie porównania map ich powierzchni z 1936 i 1960 roku (co zostanie przedstawione nieco dalej), analiza zaś ELA na zdjęciach z 1961 roku pozwoliła na ogólne wyznaczenie poziomu strefy równowagi.

Obszar ablacji jest stosunkowo dobrze czytelny, gdyż sygnalizuje je fototon jasnoszary z wyraźnie widocznymi szczelinami, ewentualnie smugami foliacji.

Strefa lodu nałożonego pojawia się jako stosunkowo wąski, ciemny pas. naśladujący przebieg granicy jasnych powierzchni śnieżnych. Fototon ciemniejszy od przekształconego lodu lodowcowego wynika z zanieczyszczenia pyłem mineralnym oraz niekiedy nasączenia nie zamkniętą wodą.

Powyżej tej strefy lodu nałożonego rozciąga się obszar akumulacji śnieżnej, w obrębie którego strefa śniegu suchego jest wyraźnie czytelna. Szkic występowania stref glacialnych na obu badanych lodowcach, jako wynik interpretacji zdjęć lotniczych, zawiera syntetyczna mapa glaciologiczna (rys. 9).

Reasumując trzeba stwierdzić, że dla obu badanych lodowców duże znaczenie mają wysokie i strome stoki otaczających masywów górskich oraz ich ekspozycja. Odnosi się to zarówno do akumulacji (lawiny, zaspy), jak i do ablacji (ekspozycja, zacienienie). Warunki te sprawiają, że w bilansie masy obu lodowców proporcje między akumulacją i ablacją, w porównaniu i innymi lodowcami, będą korzystniejsze dla tej pierwszej. Na wniosek taki pozwala zestawienie położenia ELA na lodowcu Körber (ca 270 m n.p.m.) i lodowcu Peters (ca 330 m n.p.m.) z innymi lodowcami, np. lodowiec Gås — ca 400 m n.p.m., lodowiec Chomjakov — ca 350 m n.p.m., lodowiec Werenskiöld — ca 380 m n.p.m. Jak to widać na zdjęciach lotniczych, położenie ELA jest możliwe do określenia w przybliżeniu, gdyż na tym samym lodowcu zmienia swój przebieg w zależności od warunków urzeźbienia lodu, ekspozycji itp. Podane wartości są więc orientacyjne.

STRUKTURA POWIERZCHNI LODOWCÓW

Przestrzenne ułożenie form i zjawisk na powierzchni lodowców jest w glaciologii określane terminem „struktura”. Struktura powierzchniowa i wewnętrzna wiąże się głównie z procesami metamorfozy śniegu w lód, a zwłaszcza z ruchem lodu. Analizując zatem strukturę (teksturę) obrazu lodowca na zdjęciach lotniczych, można wnioskować o ruchu lodowca i o czynnikach, które go kształtują.

W. S. B. Paterson (1981) wyróżnia następujące przejawy struktury wewnętrznej lodowców: foliacja, fałdy, ogiwy, szczeliny, uskoki. Mikrostruktura lodu lodowcowego (*ice fabrics*) jest związana z orientacją i wielkością kryształów lodu oraz obecnością, kształtem i ułożeniem pęcherzyków gazu w lodzie. Mikrostruktura decyduje o pochłanianiu i odbijaniu różnej ilości promieniowania w odpowiednich zakresach widma słonecznego.

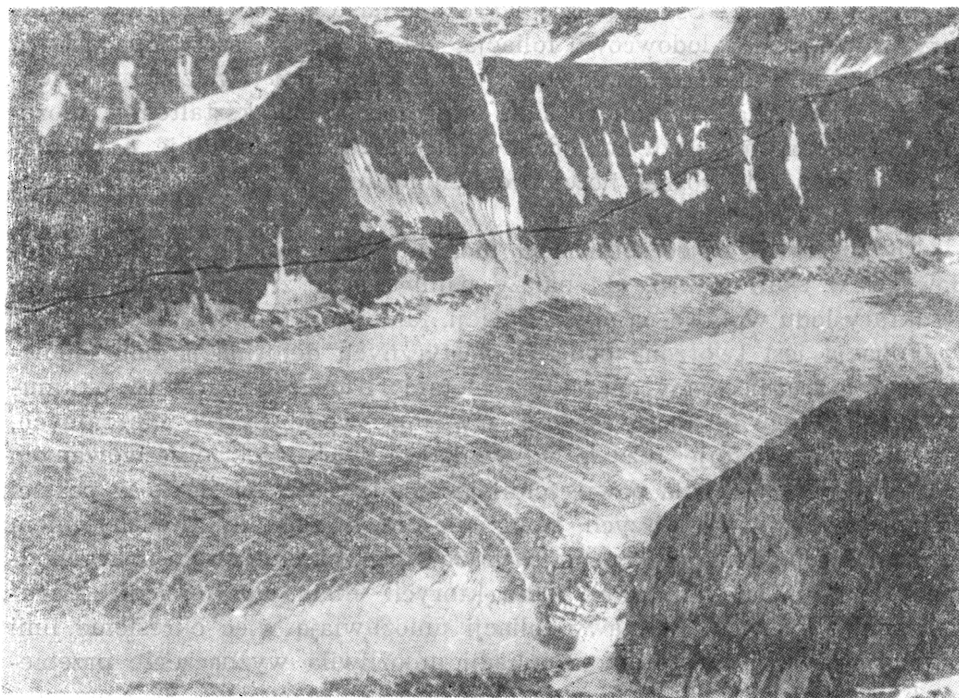
Na podstawie zdjęć lotniczych można wnioskować o strukturze lodowców w skali makro, ale należy pamiętać, że zróżnicowanie mikrostruktury lodu wpływa na obraz foliacji, fałdów, ogiwów.

Foliacja jest tworzona podczas plastycznych deformacji lodu lodowcowego, a zróżnicowany charakter zmetamorfizowanych warstw akumulowanego śniegu (grubość, gęstość, zawartość wody, pyłów mineralnych, gruzu itp.) powoduje różnice w wyglądzie warstewek obserwowanych w strefie ablacyjnej na powierzchni jezora. Uwidacznia się to w postaci ciemniejszych i jaśniejszych smug ułożonych zgodnie z nachyleniem jezora i kierunkiem jego ruchu. Wyraźnie ciemniejsze smugi to wychodnie zabrudzonych warstewek lodu, których układ odzwierciedla kierunek ruchu lodowca. Przejawy foliacji umożliwiają więc określenie linii płynięcia jezora. Interpretacja foliacji umożliwiła wyznaczenie przebiegu linii płynięcia lodu na powierzchni obu lodowców (rys. 9). Korzystało tutaj ze wspomnianego wskaźnika fototonalnego oraz obserwacji stereoskopowej rzeźby powierzchni lodowców.

Najbardziej rzucającym się w oczy elementem struktury powierzchniowej lodowców są szczeliny i linie dyslokacji nieciągłych — uskoki (*faults*). W końcowym okresie sezonu ablacji w strefie ablacyjnej wszystkie szczeliny są odsłonięte (otwarte), uwidaczniają się także większe szczeliny w strefie akumulacji. Są to najszersze szczeliny, obtopione z korków śnieżnych pozostałych z poprzedniej zimy.

Układ szczelin na powierzchni lodowców został sklasyfikowany pod względem kształtu przez R. P. Sharpa (1960). Wyróżnia on szczeliny poprzeczne, szczeliny podłużne, szczeliny skośne (*chevron crevasses*) i szczeliny radialne. Osobno jest wyróżniana szczelina brzeżna (*Bergschlund*). Na omawianych lodowcach wyraźnie zaznaczają się szczeliny poprzeczne w strefie czołowej i na progach podłoża. Szczeliny skośne występują we wschodniej części lodowca Körber, a szczeliny podłużne pojawiają się na zachodniej gałęzi Körberbreen, w sąsiedztwie nunataka Dotten (fot. 4 i 5).

System szczelin brzeżnych o zarysach łuku ujawnia ruch mas firnowych w cyrkach lodowcowych w dół doliny. Są one wyraźnie czytelne na zdjęciach lotniczych. Szczeliny różnych typów są efektem działania naprężeń ścinających w lodowcu, które powodują deformacje pla-



Fot. 4. Układ szczelin na jezorze Körberbreen, wskazujący przyspieszony ruch. Widok z Tsjebysjovfjellet ku wschodowi. Na pierwszym planie nunatak Dotten. Widoczne są półki lodowe na stoku pasma Reischachttoppen. Silnie uszczeliniony przeciwny brzeg lodowca ujawnia szybki ruch blokowy (por. rys. 8)

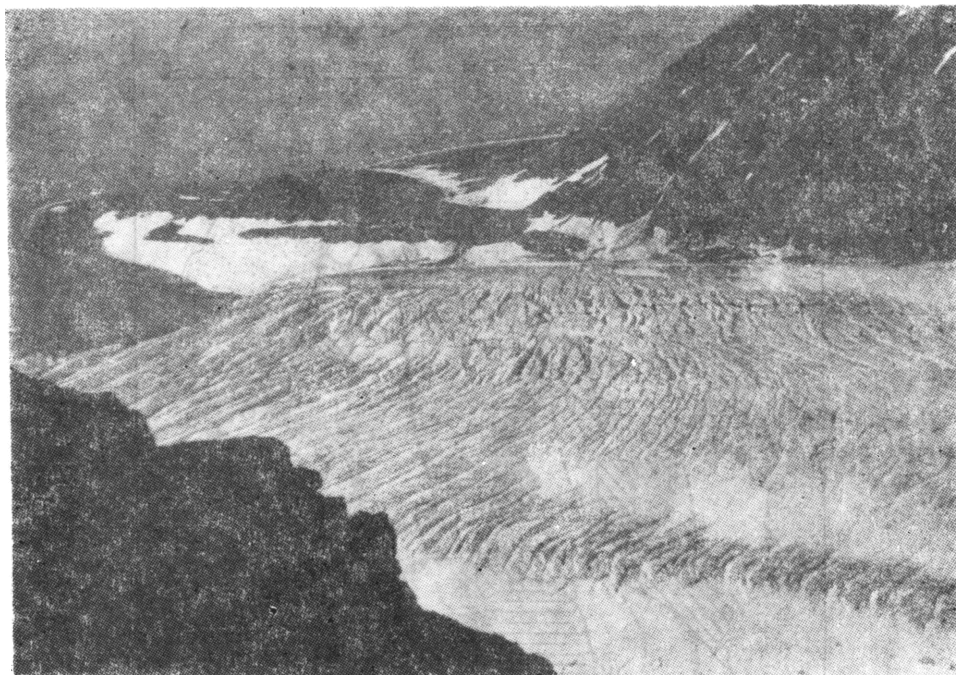
Fot. T. Szczypek — połowa lipca 1979 rok

Photo 4. System of crevasses on the tongue of the Körber glacier, showing accelerated motion. View from Tsjebysjovfjellet looking east. In the foreground Dotten nunatak. Ice shelves are also visible on the slope of the Reischachttoppen range. Strongly crevassed opposite side of the glacier indicates rapid block movement (cf. Fig. 8)

Photo. T. Szczypek — middle of July 1979

styczne głębszych warstw lodu, a powierzchnia — zachowując się jak ciało sztywne — reaguje odkształceniami nieciągłymi (szczelinami). Szczeliny powstają w wyniku działania sił tensyjnych lub w wyniku kombinacji tensji i kompresji. Najintensywniejsze uszczelinienie lodowców powstaje w wyniku przyspieszonego ruchu lodowca ze ślizgiem po podłożu.

Uskoki w lodzie są rezultatem działania sił kompresyjnych i stanowią efekt przesunięć pakietów lodu po płaszczyznach ślizgu (powierzchniach przesunięć). Pojawiają się one najczęściej przy czołach lodowców kończących się na lądzie. W przypadku pokonywania przez lodo-



Fot. 5. Czoło lodowca Körber. Widok z Tsjebysjovfjellet ku NE

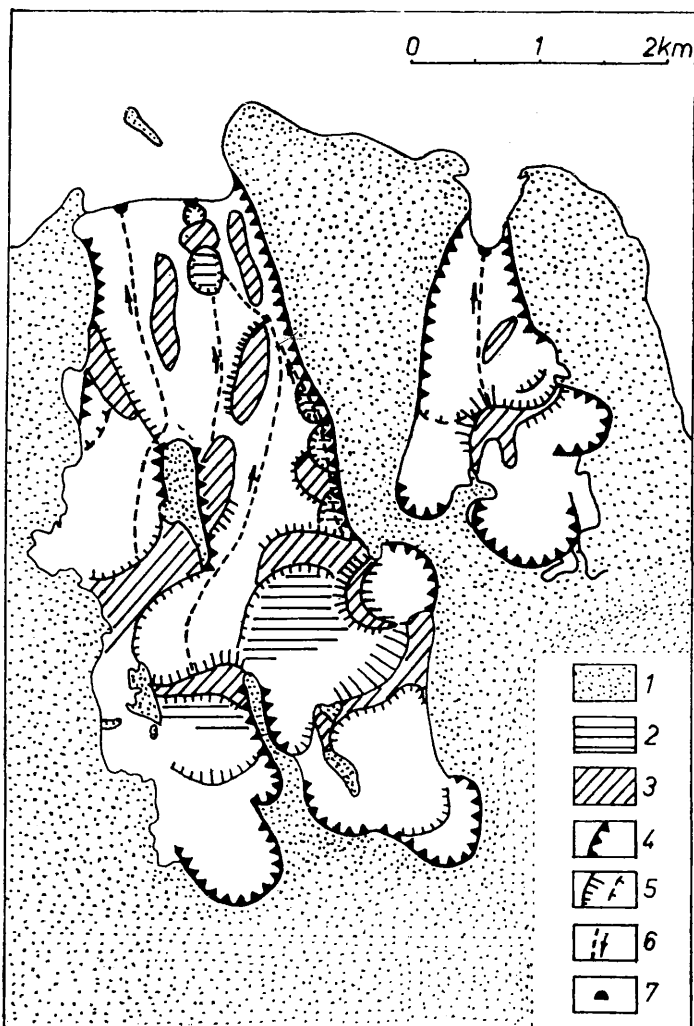
Fot. T. Szczypek — połowa lipca 1979 rok

Photo 5. Front of the Körber Glacier. View from Tsjebysjovfjellet looking NE.

Photo. T. Szczypek — middle of July 1979

wiec przeszkody w dnie doliny następuje ruch kompresyjny (w rozumieniu Nye, 1952). Może on prowadzić do powstawania uskoków, które ujawniają rysunek swojego przebiegu na powierzchni. Najczęściej jednak w takich wypadkach występuje nałożenie rysunku zamkniętych szczelin tensyjnych, wytworzonych wcześniej (powyżej przeszkody), z nowymi uskokami na płaszczyznach ślizgu. Podobnie część starych, zaciśniętych szczelin jest wykorzystywana jako płaszczyzna ślizgu przy ruchu kompresyjnym.

Przeprowadzono interpretację fotogrametryczną przebiegu i charakteru szczelin na obu badanych lodowcach. Pozwoliło to wyznaczyć strefy ruchu kompresyjnego i tensyjnego dla obu jeziorów. Dodając do tego analizę stereoskopową rzeźby powierzchni lodowców, przeprowadzono interpretację głównych form rzeźby dolin zajmowanych przez lodowiec Körber i Peters (rys. 5). Niestety, na tych lodowcach nie prowadzono jeszcze profilowań radioecho-sondazowych, zatem szkic urzeźbienia podłoża lodowców jest pozbawiony elementów morfometrycznych. Szkic uwidacznia nie wyrównany profil podłużny dolin obu lodowców, z wy-



Rys. 5. Szkic przypuszczalnych form dna doliny i kierunków drenażu podlodowcowego:

1 — obszary poza badanymi lodowcami, 2 — strefy dna doliny obniżone w stosunku do form sąsiednich (np. niecki), 3 — wyraźniejsze wyniesienia podłoża — progi, 4 — podcięcia erozji glacialnej; cyrki lodowcowe, 5 — załomy progów w dnie doliny (linią przerywaną zaznaczono załomy mniej wyraźne), 6 — główne kierunki spływu wód subglacialnych, 7 — wypływy do morza rzek subglacialnych („bramy lodowcowe”)

Fig. 5. Sketch map of the presumed form of valley floor and directions of subglacial drainage:

1 — regions beyond the tested glaciers, 2 — zones of valley floor lowered relative to neighbouring forms (e.g. kettle), 3 — distinct raising of floor — threshold, 4 — undercuts by glacial erosion, glacial cirque, 5 — threshold flexions in valley floor (broken line denotes less distinct flexions), 6 — main outflow directions of subglacial waters, 7 — outflow to the sea of subglacial rivers („glacier gates”)

rażnymi progami i prawdopodobnymi przegiębieniami poniżej nich. W przypadku lodowca Körber można stwierdzić obecność ułożonych, kolejnych, amfiteatralnych cyrków wytworzonych przez erozję glacialną. Warto podkreślić, że formy rzeźby podlodowcowej bardzo wyraźnie korespondują ze strukturą geologiczną podłoża (por. Jania, Szczypk, 1987).

Do struktur powierzchniowych lodowców są zaliczane moreny środkowe. Na badanych lodowcach nie są one wyraźne. Zaznacza się smuga gruzu supraglacialnego na lodowcu Körber, która bierze początek z nataką Dotten i dociera do klifowego czoła. Druga smuga jest mniej czytelna, a pochodzi z erodowanego progu skalnego w podłożu.

Wyraźniejsze są moreny boczne, które występują w bezpośrednim sąsiedztwie czoł obu lodowców i na ich przedpolu. Przebieg tych wałów (a szczególnie podłużnych grzbietów w ich obrębie) pozwala rekonstruować kierunki ruchu jeziorów w przeszłości. Moreny mają charakter wałów z jądrem lodowym. Wewnętrzna struktura jądra lodowego wpływa na tempo ablacji tych wałów i uwidacznianie płaszczyzn ślizgu w martwym lodzie. Najczęściej identyfikuje się je z grzbietami w obrębie moren. Owe grzbiety mogą też być śladami regresji. W obu przypadkach ułatwia to rekonstrukcję procesów glacialnych związanych z danym zasięgiem.

Oddzielnymi zjawiskami mającymi wpływ na obraz powierzchni lodowca na zdjęciach lotniczych jest obecność wód płynących — potoków supraglacialnych. Na omawianej serii zdjęć odczytano wiele dużych potoków na różnych lodowcach otoczenia Hornsundu. Jednak nie stwierdzono ich na obu badanych lodowcach. Przyczyną jest zapewne bardzo silne spękanie, ułatwiające penetrację wód roztopowych w głąb lodowca i przedostawanie się do jego stopy. Wnioskowanie o kierunkach odwodnienia wgłębnego (dennego) jest możliwe tylko pośrednio na podstawie rzeźby podłoża oraz lokalizacji wypływów rzek lodowcowych do fiordu. Pomocne jest także poznanie kierunków spływu rozproszonego wód na powierzchni, czyli rzeźba powierzchni jezora. Uwidacznia ona główne strefy przedostawania się wód w głąb jezora.

Lokalizację wypływów wód lodowcowych w klifie lodowym czoła ułatwia ich silne zmętnienie. Zaznacza się ono na zdjęciach panchromatycznym wyraźnie jaśniejszym fototonem w stosunku do prawie czarnych czystych wód fiordu (fot. 2 i 3). Mętna woda lodowcowa jest dobrze rozpoznawalna na zdjęciach z 1960 i 1961 roku. Zwłaszcza w 1960 roku można odczytać obecność wypływu w zachodniej części czoła, który funkcjonował także latem 1978 roku (obserwacja autora). Poza nim zaznacza się obecność wypływu w części wschodniej (rys. 5).

Przy czole lodowca Peters jest czytelna smuga mętnej wody w części środkowej czoła, co sugeruje obecność pojedynczego wypływu w tej strefie jezora.

Podsumowując interpretację najważniejszych struktur powierzchni lodowców, należy stwierdzić, że jej wyniki mogą prowadzić do istotnych i dalekich wniosków o charakterze lodowca, jego podłoża i procesów zachodzących w jego obrębie.

ZMIANY OBJĘTOŚCI LODOWCÓW

Nakładanie się dodatnich lub ujemnych reszt bilansowych tworzy wypadkową zmian masy lodowców. Zaznacza się to w przeciągu wielolecia w postaci podniesienia lub obniżenia jego powierzchni i zmiany zasięgu czoła. W procesach tych istotną rolę odgrywa przemieszczanie masy ze strefy akumulacji w strefę ablacji — czyli ruch lodowca. Jeżeli dysponuje się dokładnymi mapami topograficznymi lodowca, sporządzanymi w pewnym odstępie czasu, można ocenić, czy zwiększył swą objętość w skutek przewagi akumulacji, czy dominuje ablacja i ubytek objętości.

R. Finsterwalder (1954), a następnie W. Hofmann (1957) opracowali metodę określania zmian objętości lodowca na podstawie pomiarów na nałożonych na siebie kolejnych mapach topograficznych, których wykonanie dzieli znany interwał czasu. Warunkiem jest oczywiście ta sama podziałka i to samo cięcie poziomicowe. Metoda ta polega na dokładnym pomiarze powierzchni zawartej pomiędzy poziomicami o tej samej wysokości na nałożonych mapach oraz powierzchni zawartej pomiędzy następnymi, wyższymi poziomicami o tej samej wysokości. Zasadę pomiaru najlepiej ilustruje rys. 6. Uzyskane dane podstawia się do wzoru:

$$dV = \frac{S_t + S_{t+1} + \sqrt{S_t \cdot S_{t+1}}}{3} \cdot dz,$$

gdzie:

- dV — zmiana objętości lodowca w strefie wysokościowej pomiędzy dwoma kolejnymi poziomicami,
- S_t — powierzchnia pomiędzy poziomicami niższymi (z) na nałożonych mapach,
- S_{t+1} — powierzchnia pomiędzy następnymi, wyższymi poziomicami (z_{t+1}) na nałożonych mapach,
- dz — cięcie poziomicowe (w naszym przypadku — 50 m).

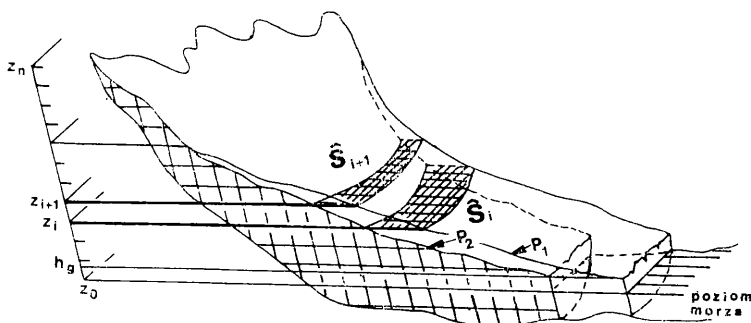
W celu obliczenia zmian objętości całego lodowca wzór przyjmuje postać:

$$\Delta V = \frac{1}{3} \sum_{i=1}^{n-1} (\hat{S}_i + \hat{S}_{i+1} + \sqrt{\hat{S}_i \hat{S}_{i+1}}) \cdot dz,$$

gdzie:

- ΔV — zmiany objętości całego lodowca pomiędzy terminami wykonania pomiarów,
- i — indeks kolejnych poziomicy,
- n — najwyższa poziomica na lodowcu.

Przedstawione wzory opisują najdokładniejszą metodę wyznaczania zmian objętości lodowców.



Rys. 6. Szkic wyjaśniający sposób pomiarów zmian objętości lodowców metodą R. Finsterwaldera (wg Brown, Meier, Post, 1982):

P_1 — powierzchnia lodowca na początku badanego okresu, P_2 — powierzchnia lodowca na końcu badanego okresu, Z_0 — poziom morza, h_g — wysokość klifu czołowego, Z_i — dolna poziomica badanego przedziału wysokości, Z_{i+1} — górna poziomica badanego przedziału wysokości, Z_n — najwyższa poziomica lodowca, S_i — powierzchnia zawarta pomiędzy tymi samymi poziomcami na nałożonych mapach, S_{i+1} — powierzchnia zawarta pomiędzy wyższymi poziomcami na nałożonych mapach

Fig. 6. Sketch of measurements of the glacier volume change by the R. Finsterwalder method (from Brown, Meier, Post, 1982):

P_1 — glacier area at beginning of test period, P_2 — glacier area at end of test period, Z_0 — sea level, h_g — height of ice cliff, Z_i — lower contour line of tested height interval, Z_{i+1} — upper contour line of tested height interval, Z_n — highest glacier contour line, S_i — area contained between the same contour line on superimposed maps, S_{i+1} — area contained between successively higher contour lines on superimposed maps

A. Davey (1962) zastosował nieco inne rozwiązanie. Na nałożonych mapach mierzył zmiany wysokości lodowca w sieci regularnie rozmieszczonych punktów pomiarowych o odpowiednim zagęszczeniu. Następnie wykreślił izolinie zmian wysokości (grubości) lodowca. Planimetrując obszary pomiędzy izoliniami i mnożąc uzyskaną powierzchnię przez różnicę wysokości, otrzymuje się poszukiwaną zmianę objętości. Dokładność tej metody zależy od gęstości sieci punktów pomiarowych. Ogólnie

jednak jej dokładność jest mniejsza od metody R. Finsterwaldera (1954). Korzyścią wynikającą ze stosowania metody A. Daveya jest możliwość analizy układu izolinii zmian lodowca na całej jego powierzchni lub fragmencie, podczas gdy ujęcie R. Finsterwaldera daje informację tylko o poszczególnych strefach wysokościowych. Metoda A. Daveya daje dobre wyniki, gdy analizowane mapy są w dużej podziałce, a interwał wysokości między poziomiami jest mały. Warunkiem jest korzystanie z gęstej sieci punktów pomiarowych, jak to zrobiono dla lodowca Werenskiöld w latach 1957—1978 (Jania, Lipert, Mechliński, 1984). W pracy tych autorów wykorzystano mapy 1:5000 z izohipsami co 2,5 m. Duża podziałka, małe cięcia poziomicowe i gęsta sieć punktów pomiarowych powodują dużą pracochłonność opracowania. W przypadku omówionych metod za optymalną podziałkę przyjmuje się 1:10 000, a cięcia poziomicowe — co 10 m (Verstappen, 1977).

Badania zmian objętości lodowców przynoszą najwięcej informacji glaciologicznych, jeżeli zdjęcie topograficzne lub fotogrametryczne jest powtarzane w różnych interwałach czasowych i wykonywane w końcu sezonu ablacji. Zazwyczaj jednak badania te wykorzystują możliwe do uzyskania wiarygodne materiały kartograficzne i fotogrametryczne, czyli o okresie badanych zmian decyduje dostępność materiałów. Tak jest w przypadku większości lodowców Hornsundu.

W rejonie południowego Spitsbergenu lodowiec Werenskiöld jest pod tym względem najczęściej badany. W sierpniu 1982 roku przystąpiono do regularnych zdjęć terrofotogrametrycznych w tym właśnie celu, badając krótko- i długookresowe zmiany zachodzące w części czołowej i w strefie marginalnej (Jania, Kolondra, 1982). Jest to kontynuacja wcześniejszych prac topograficznych metodą fotogrametrii naziemnej (Lipert, 1960; Żyszkowski, 1982; Mechliński 1979). W nowej serii realizowanej przez wyprawę Uniwersytetu Śląskiego powtórzono pomiary w sierpniu 1983 roku, a planowane są dalsze prace w odstępach pięcioletnich. Jak do tej pory czoło lodowca Werenskiöld zostało ujęte na mapach topograficznych z lat 1957, 1973, 1978 i 1982, 1983 (w opracowaniu); istnieje więc możliwość kontynuowania badań w regularnych odstępach co pięć lat. Lodowiec Werenskiöld jest pod tym względem wyjątkowy na Spitsbergenie.

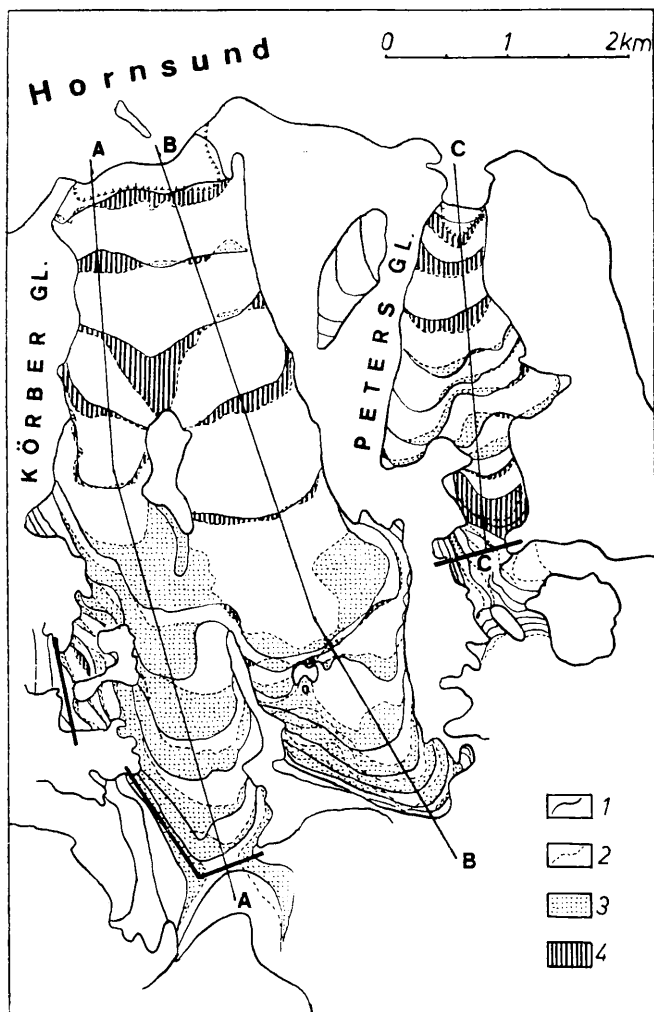
W przypadku pozostałych lodowców Hornsundu trzeba zadowolić się gorszymi materiałami. Do tych właśnie lodowców należą Körberbreen i Petersbreen. Jedyna, jak do tej pory, możliwość badania zmian ich objętości łączy się z wykorzystaniem mapy topograficznej Norweskiego Instytutu Polarnego, opracowanej w podziałce 1:50 000 na podstawie skośnych zdjęć lotniczych z 1936 roku, oraz opracowania autogrametrycznego zdjęć pionowych z 1960 i 1961 roku.

Jak już wspomniano, podziałka tych zdjęć (około 1 : 50 000) oraz ich zniekształcenia ograniczyły skalę opracowania do 1 : 20 000, a cięcie poziomicowe — do 25 m. Możliwe jest jednak zestawienie jej z mapą norweską obrazującą stan w 1936 roku. Analizę zmian przeprowadzono w podziałce 1 : 50 000, a wpasowanie wykonano na podstawie sieci współrzędnych geodezyjnych prostokątnych uwidocznionych na obu mapach. Dokładność wpasowania jest większa niż 0,5 mm. Nałożenie obu map było możliwe po zmniejszeniu fotograficznym mapy z 1960 roku do podziałki 1 : 50 000 na materiał diapozytywowy, a montaż wykonano na stole podświetleniowym. Rezultat zestawienia tych map przedstawia rys. 7.

Z powodu małej podziałki oraz rzadkiego cięcia poziomicowego zastosowano metodę R. Finsterwaldera (1954). Odpowiednie powierzchnie mierzone za pomocą kalki milimetrowej, w dwóch niezależnych seriach. Błąd względny pomiaru kształtował się w granicach 2—5%. W tab. 1 zawarto rezultaty pomiarów lodowców Körber i Peters. Zakres błędu prezentowanego pomiaru zależy od dokładności map, dokładności pomiarów odpowiednich powierzchni. Dokładność mapy z 1960 roku zależy od zniekształceń zdjęć i omówiono ją wcześniej. Należy wziąć pod uwagę fakt, że na zdjęciu z 9 lipca 1960 roku dużą część lodowców zajmuje pokrywa śnieżna, która może zmniejszyć precyzję wykreślenia poziomic na autografie. Przyczyną jest pewna trudność z „położeniem” znacznika pomiarowego na śniegu. Inny błąd może być spowodowany tym, że pokrywa śnieżna pozostała po zimie, nadbudowuje powierzchnię lodowca i może wpłynąć na zawyżenie uzyskanych wartości. Tę ostatnią wątpliwość można odrzucić, gdyż interpretacja badań K. Birkenmajera (1978) wykazała, że akumulacja śniegu w strefie 450—550 m n.p.m. jest rzędu 1 m rocznie, natomiast zmierzone średnie podniesienie powierzchni lodowca jest wyższe od 30 m (tab. 1). Biorąc natomiast pod uwagę omówioną dokładność opracowania zdjęć z 1960 roku oraz trudności w opracowaniu autogrametrycznym, przyjęto, że maksymalny błąd wysokości może osiągać ± 5 m. Nie są, niestety, znane dane odnośnie nominalnej dokładności mapy norweskiej 1 : 50 000. Należy założyć, że m_{xy} nie przekracza 0,5 mm, a błąd wysokości w najgorszym przypadku osiąga $\pm 2,5$ m.

Przeprowadzono rachunek błędu, z uwzględnieniem błędów obu map, błędu wpasowania, błędu obliczeń powierzchni. Maksymalny błąd względny całości obliczeń zmian objętości wynosi $\pm 21\%$. Jest to wielkość za wyżoną.

Rezultaty obliczeń wykazują, że w latach 1936—1960 lodowiec Körber powiększył swą objętość o około $82,41 \times 10^6$ m³; precyzyjniej mówiąc — przyrost objętości tego lodowca zawiera się w przedziale



Rys. 7. Zestawienie zmian powierzchni poszczególnych przedziałów wysokości lodowców Körber i Peters w okresie 1936—1960 (efekt nałożenia map z 1936 i 1960 roku):

1 — poziomice na mapie z 1936 roku, 2 — poziomice z 1960 roku, 3 — strefy podwyższonej powierzchni lodowca, 4 — strefy obniżonej powierzchni lodowca. Zaznaczono linię profilu morfologicznego przedstawioną na rys. 3

Fig. 7. Compilation of changes in area in particular altitude intervals for the Körber and Peters Glaciers in the period 1936—1960 (effect of superimposing maps from 1936 and 1960):

1 — contour line on the 1936 map, 2 — contour line on the 1960 map, 3 — zones of increased glacier thickness, 4 — zones of decreased glacier thickness. The morphological profile line as shown on Fig. 3 is marked

Tabela 1

Table 1

Zmiany objętości lodowców Körber i Peters w latach 1936—1960
oraz średnie zmiany grubości lodowca Körber w tym okresie

Changes in volume of the Körber and Peters glaciers in the period 1936—1960
plus mean changes in thickness of the Körber glacier in this period

Przedziały wysokości [m n.p.m.] (Height interval) m above sea level	Lodowiec Körber (Körber glacier)			Lodowiec Peters (Peters glacier) zmiana objętości (+przyrost -ubytek) (volume change) (+increment -reduction) [m ³ × 10 ⁶]
	powierzchnie (area) S, S_{i+1} [m ² × 10 ³]	zmiana objętości (+przyrost -ubytek) (volume change) (+increment -reduction) [m ³ × 10 ⁶]	średnia zmiana grubości (mean change in thickness) [m]	
Część czołowa*	260,8	-18,26	-	-3,58
40—50**	260,8	-1,79	-5,6	-0,53
	108,8			
50—100	108,8	-3,68	-4,9	-3,03
	43,2			
100—150	43,2	-6,58	-7,6	-3,34
	248,0			
150—200	248,0	-9,55	-9,1	-0,09
	139,2			
200—250	139,2	-3,09	-2,2	+0,68
	9,6			
250—300	9,6	+13,37	+6,15	+0,58
	728,0			
300—350	728,0	+24,76	+41,0	+1,78
	294,4			
350—400	294,4	+17,06	+19,6	+1,39
	390,4			
400—450	390,4	+21,88	+26,3	+0,46
	486,4			
450—500	486,4	+21,21	+34,2	-2,04
	364,8			
500—550	364,8	+15,95	+38,9	-3,66
	275,2			
550—600	275,2	+8,80	+31,1	.
	92,8			
600—650	92,8	+2,33	+18,7	.
	12,8			
Ogółem		+82,41	+7,2	-12,06

* Ubytek objętości obliczono, mnożąc powierzchnię, o jaką zmniejszył się zasięg lodowca, przez jego średnią miąższość, ocenioną na 70 m (średnia wysokość klifu lodowego czoła + średnia głębokość morza przed czołem).

** Ubytek lodu pomiędzy górną krawędzią czołowego klifu lodowego (średnia wysokość $h_0 = 40$ m n.p.m.) a pierwszą poziomica — 50 m n.p.m. (zatem tutaj $dh = 10$ m).

* Volume reduction was calculated multiplying the area by which the glacier extent was reduced, by its mean thickness, estimated at 70 m (mean height of ice cliff + mean sea depth before head)

** Ice reduction between upper edge of head cliff (mean height $h_0 = 40$ m above sea level) and first contour line — 50 m above sea level (hence here $dh = 10$ m).

$+65,9 \times 10^6 \text{ m}^3 \leq \Delta V \leq +98,9 \times 10^6 \text{ m}^3$. To zwiększenie masy lodowca przypada na strefę akumulacyjną, powyżej 250 m n.p.m., z jednoczesnym cofnięciem się czoła i obniżeniem strefy ablacyjnej. Średnie zmiany wysokości powierzchni (grubości) lodowca podano w tab. 1. Obliczenia przeprowadzono, korzystając ze zmodyfikowanego wzoru G. Konecnego (1964):

$$\Delta h_m = \frac{2 \Sigma dV}{\Sigma S'_1 + \Sigma S'_2},$$

gdzie:

- Δh_m — średnia zmiana wysokości powierzchni całego lodowca,
- dV — zmiana objętości w poszczególnych strefach wysokościowych,
- S'_1 — powierzchnia stref wysokościowych (między poziomiami) na mapie pierwszej,
- S'_2 — powierzchnia stref wysokościowych na mapie drugiej.

Jeżeli uzyskany wynik podzielimy przez liczbę lat dzielących pierwsze i drugie kartowanie, uzyskamy informację o średniej rocznej zmianie wysokości powierzchni lodowca. W badanym okresie średni wzrost grubości lodowca Körber wynosił około $0,3 \text{ m rok}^{-1}$. Warto zwrócić uwagę, że przyrost objętości zaznaczył się najwyraźniej na zachodnim polu akumulacyjnym — Tsjebysjovbreen (porównaj rys. 3 i 7).

Odmienne są rezultaty dla lodowca Peters, który w ciągu 24 lat utracił około $12,06 \times 10^6 \text{ m}^3 (\pm 21\%)$ lodu, czyli średnie obniżenie powierzchni lodowca wynosiło około $0,2 \text{ m rok}^{-1}$. Jednocześnie warto zauważyć, że ubytek jego objętości uwidocznił się w strefie ablacji do około 150 m n.p.m., następnie w przedziale wysokości 150—450 m jest notowany przyrost objętości, by powyżej 450 m n.p.m. nastąpił znów ubytek. Porównując zatem stan lodowca w 1936 roku ze stanem w 1960, należy stwierdzić ogólne zmniejszenie objętości masy lodowej i jednocześnie podniesienie dolnej części strefy akumulacyjnej. W omawianym okresie zaobserwowano cofanie się czoła lodowca.

Większość innych lodowców Spitsbergenu wykazuje w tym samym czasie wyraźny bilans ujemny, a więc zmniejszanie objętości (Troicki i in., 1975), co potwierdza się także w przypadku lodowca Werenskiöld (Baranowski, 1977). Pobieżne porównanie wysokości powierzchni dużych lodowców Hornsundu opracowanych ze zdjęć 1960 roku z mapą obrazującą stan z 1936 roku potwierdza tendencję do wyraźnego obniżania ich powierzchni, a więc zmniejszania objętości.

Na tym tle przyrost objętości lodowca Körber wydaje się wyjątkowy, zwłaszcza że w części ablacyjnej nastąpiło jej zmniejszenie.

³ Autor jest przekonany, że będące w końcowej fazie opracowania autogrametrycznego mapy na podstawie zdjęć z sierpnia 1961 roku potwierdzą i uściślą zaprezentowany wynik.

Uzyskane wyniki jednoznacznie wskazują, że oba lodowce można zaliczyć do grupy lodowców zrywowych („pulsujących” — *surging glaciers*). Istota zjawiska surge sprowadza się do gromadzenia w strefie akumulacji dużej ilości masy opadowej, która w wypadku zaistnienia odpowiednich warunków (przekroczenie granicy krytycznych naprężeń ścinających w ciele lodowca lub zmniejszenie tarcia o podłoże) wyzwała falę kinematyczną lodu, odprowadzającą ów nadmiar masy w dół doliny. Wtedy powierzchnia pola firnowego ulega obniżeniu, nabrzmienie na lodowcu przesuwają się w dół jęzora, powodując jego przyspieszony ruch, aż dotrze do czoła. Rezultatem jest przesunięcie go do przodu — awans lodowca. Nastaje po tym okres relaksacji — obniżenia naprężeń w lodowcu i tempo ruchu jęzora wraca do normy, czyli masy lodu ze strefy akumulacji są stopniowo i powoli odprowadzane. Zapowiedzią surgingu jest zazwyczaj nadbudowywanie powierzchni pola firnowego, obserwowane także na innych lodowcach zrywowych południowego Spitsbergenu (Liestøl, 1969; Lipert, 1981). Analogiczne zjawisko stwierdzono na lodowcu Körber.

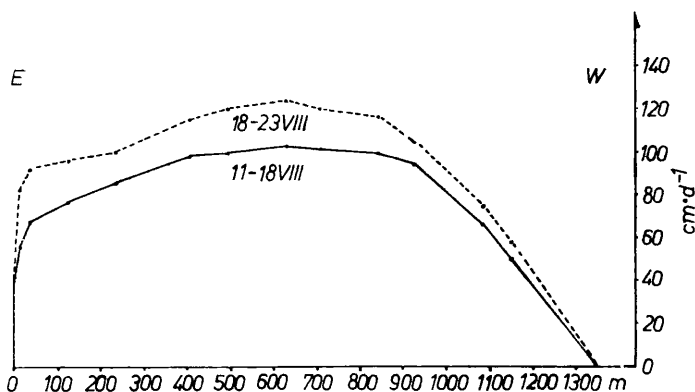
Bezpośrednim wskaźnikiem lodowców zrywowych na zdjęciach lotniczych są silnie zafalowane, a nawet porozrywane, moreny środkowe i boczne. Wskaźnik ten stosował A. Post (1969), badając lodowce Alaski, a A. Post, M. F. Meier, L. R. Mayo (1976) i M. F. Meier (1976) wykorzystali do tego także obrazy satelitarne ERTS. Powtarzane co pewien czas zdjęcia lotnicze lub obrazy satelitarne pozwalają określać szybkość przemieszczania fal kinematycznych, a tym samym — poznać szybkość surgingu.

W przypadku lodowców południowego Spitsbergenu obraz moren środkowych na zdjęciach lotniczych ujawnił, że w przeszłości lodowce przeszły przez fazę przyspieszonego ruchu typu surging. Były to: Vestre Torell, Werenskiold, Gås (stwierdził to wcześniej Baranowski, 1977), Bunge, Penck (Van Keulen Fiord). Warto zauważyć, że wymienione lodowce kończą się na lądzie w całości lub w części (Torell).

Na lodowcach Körber i Peters struktura powierzchni zdaje się nie wskazywać na „skłonność” tych lodowców do surgingu. Przyczyną jest brak wyraźnych moren środkowych i bocznych, a także zakończenie w morzu. Ten drugi element sprawia, że przy czole ruch fali surgingu nie natrafia na zwiększone tarcie, jak to jest w przypadku lodowców subpolarnych kończących się na lądzie (z obecnością wiecznej zmarzliny). Surging lodowców morskich nie powoduje zatem wyraźnych deformacji moren środkowych, jedynie czasem przerwanie ich ciągłości, a czoło wysuwa się tylko głębiej w morze.

Brak stałych obserwacji uniemożliwia stwierdzenie, czy zrywy tych lodowców mają stały okres powtarzalności jak większość innych lodowców tego typu. Trudno jasno powiedzieć, jakie czynniki wywołują surging. Można natomiast stwierdzić, że oba badane lodowce w 1960 roku znajdowały się w dwóch różnych fazach zjawiska surging. Lodowiec Körber był w fazie przygotowywania surgingu przez przyrost objętości pola firnowego, lodowiec Peters zaś — w trakcie przesuwania się fali kinematycznej w dół strefy akumulacji.

Okres 24 lat dzielących obie mapy jest dosyć długi i można mieć uzasadnione wątpliwości, czy powyższa interpretacja nie jest błędna, gdyż nie znamy stanu, w jakim znajdował się lodowiec w 1936 i 1960 roku (surging czy relaksacja). Pewne światło na to zagadnienie rzucają badania W. Pillewizera (1939). W 1938 roku w okresie 11—23 sierpnia mierzył on metodą fotogrametryczną prędkość powierzchniową tego lodowca w profilu poprzecznym odległym o około 1,5 km od czoła. Wynik pomiaru (rys. 8) pokazuje zaskakująco dużą prędkość dobową (do 123 cm d⁻¹). W profilu leżącym 300 m poniżej zanotowano 133 cm d⁻¹. Znacznie większy lodowiec Hans, obserwowany przez tego samego badacza na początku sierpnia tego roku, wykazywał ruch w tempie do 41 cm d⁻¹ (również w odległości około 1,5 km od czoła), a sąsiadujący z Körberbreen Gåsbreen poruszał się latem 1938 roku z prędkością maksymalną 14,9 cm d⁻¹. Profil prędkości lodowca Körber (rys. 8) pokazuje, że ruch jezora ma charakter skibowy (blokowy — *block movement*). Odzwierciedla się to nagłym wzrostem prędkości przy brzegu



Rys. 8. Wynik pomiaru prędkości powierzchniowej lodowca Körber w profilu poprzecznym (por. rys. 9), w okresie 11—23 sierpnia 1938 roku (wg Pillewizera, 1939)

Fig. 8. Results of measurement of the Körber Glacier surface velocity in the transverse profile (cf. Fig. 9) in the period 11 — 23 August 1938 (from Pillewizer, 1939)

lodowca (część wschodnia profilu), co wskazuje na ślizg boczny i ślizg denny jezora (Pillewizer, Voigt, 1969). Ruch tego typu jest charakterystyczny dla surgingu. Znaczyłoby to, że w 1938 roku Körberbreen znajdował się właśnie w surgingu.

Całkowite wyjaśnienie zagadnienia zawiera praca W. Pillewizera (1939), mimo że ówczesna glaciologia nie знаła zjawiska surgingu. Stwierdza on (s. 32), że zainteresowanie tym małym lodowcem uchodzącym do morza wyniknęło z faktu, że w okresie 1936—1938 wszystkie duże lodowce morskie cofnęły się znacznie, Körberbreen zaś nie zmienił swojego zasięgu. Wprawdzie nie dokonano pomiaru tego zasięgu w 1938 roku, ale dysponując zdjęciem lotniczym z 1936 roku, nie stwierdzono znaczących zmian w położeniu czoła. Na zdjęciu czoło jest gładkie i nie ma na nim szerokich szczelin. Podobny obraz obserwowała niemiecka ekspedycja pracująca w tym terenie latem i jesienią 1937 roku. Autor ten stwierdza jednak, że wiosną 1938 roku rozpoczął się przyspieszony ruch jezora, co latem uwidoczniło się porozrywaniem go aż do części firnowej licznymi i szerokimi szczelinami. W. Pillewizer stara się poszukiwać przyczyn zjawiska w zmienności opadów zasilających strefę akumulacji, nie przedstawia jednak prognozy trwania wzmożonego ruchu lodowca. Z danych tych wnioskować można, że Körberbreen w 1936 roku znajdował się w początkowej fazie surgingu, ale fala przyspieszonego ruchu nie wkroczyła jeszcze w strefę ablacji.

Ślady przesuwającego się nabrzmienia na powierzchni lodowca pozostały na stromym stoku Rejschachtoppen i można je dostrzec bezpośrednio na zdjęciach lotniczych z 1961 roku. Widoczne jest podniesienie brzegu lodowca, a nawet oderwane smugi (półki) lodowe zawieszane powyżej obecnego poziomu jezora (por. fot. 4). Znaczą one dawny zasięg powierzchni lodowca i są poprzecinane szerokimi szczelinami skośnymi — śladami po przyspieszonym ruchu. Schodzą one w dół, do współczesnego jezora i są na nim zaciśnięte oraz zagięte zgodnie z ruchem (naprzeciw Dotten).

Śladów takich nie zaobserwowano na stokach Tsjebysjovfjellet, a na Dotten leżą znacznie bliżej aktualnej powierzchni lodowca. Nie mierzono położenia śladów fali surgingu na wschodnim brzegu lodowca, ale można je ocenić na kilkadziesiąt metrów powyżej powierzchni jezora w 1961 roku. Z obserwacji tych wynika, że fala kinematyczna była asymetryczna (potwierdza to pomiar ruchu lodowca — rys. 8), znacznie wyższa w części wschodniej, a zachodnie ramię lodowca nie przejawia śladów surgingu. Asymetria wynika z przebiegu linii płynięcia i ich kierunku. Sprawia, że główna masa lodu deformowanego falą kinematyczną ociera się o stoki Rejschachtoppen. Powodem tego jest dołączenie mas lodo-

wych Tsjebysjovbreen do Körberbreen pomiędzy Vesletinden a Dotten. Jak wspomniano, Tsjebysjovbreen wyraźniej zwiększył swą objętość, więc napór lodu z tej strony był większy, sprawiając wygięcie linii płynięcia ku Reischochtoppen. Przepływ lodu pomiędzy stokami Tsjebysjovfjellet a Dotten jest hamowany rygłem skalnym w dnie doliny.

Warto zauważyć, że na zdjęciu pomiarowym W. Pillewizera (1939) powierzchnia lodowca leży w poziomie owych zawieszonych śladów, co dowodnie ilustruje przechodzenie nabrzmienia surgingu w dół jęzora. Wydaje się więc, że badacz ten uchwycił w 1938 roku wchodzenie lodowca w końcową fazę surgingu. Jej ostatecznym zakończeniem powinno być przesunięcie czoła głębiej w morze. Kolejnym następstwem winno być silne wycofanie czoła jako wynik ablacji przez cielenie na klifie lodowym, której nie mógł równoważyć odpowiedni napływ lodu wraz ze zmniejszoną prędkością lodowca w stanie relaksacji. Niestety, nie dysponujemy obserwacjami z lat czterdziestych i problem czasu trwania cyklu surgingu tego lodowca oraz okresów między zrywami pozostaje otwarty.

Porównując położenia czoła tego lodowca na zdjęciach lotniczych z lipca 1960 roku i sierpnia 1961 roku, można zauważyć, że zasięg z początku lipca jest wyraźnie mniejszy niż zasięg sierpniowy rok później. Szerokość silnie uszczelnionej strefy czołowej jest także większy w 1960 roku. Nasuwa to przypuszczenie, że na tych zdjęciach została zarejestrowana schyłkowa faza innego surgingu, który spowodował wysunięcie czoła w morze w 1961 roku. Awans ten stoi w sprzeczności z prawidłowością, udowodnioną niedawno przez autora (Jania, 1966), według której zasięg spitsbergeńskich lodowców kończących się w morzu regularnie oscyluje w ciągu roku, osiągając maksymalne wysunięcie do morza na początku lata (czerwiec — lipiec), minimalne zaś — na końcu sezonu ablacji, jesienią (wrzesień). To przypuszczenie oraz fakt wyraźnego podniesienia strefy akumulacji wskazują, że zjawiska surgingu mogą być na tym lodowcu częste. Sprzyja temu jego niewielka długość, znaczne nachylenie dna doliny i duże opady oraz dodatkowe zasilanie lawinowe. Sprzyjające jest również szybkie odprowadzanie wód roztopowych do podłoża lodowca licznymi szczelinami (brak drenażu powierzchniowego), co ułatwia ślizg denny. Niewyrównany profil podłużny (porównaj rys. 3 i 6) ułatwia gromadzenie masy opadowej powyżej progu górnego aż do osiągnięcia odpowiednich naprężeń ścinających w dnie lodowca lub uzyskania „smaru wodnego” zmniejszającego tarcie. Wywołana fala kinematyczna surgingu zapewne szybko przemieszcza się przez dystalny stok progu (300—400 m n.p.m.), ale musi ulec wyhamowaniu na spłaszczonym odcinku poniżej 250—300 m n.p.m., by znów

przyspieszyć w dolnej, bardziej stromej części jezora. Przemieszczanie fali surgingu w tej ostatniej strefie obserwował zapewne W. Pillewizer w 1938 roku.

PODSUMOWANIE WYNIKÓW. WNIOSKI

Wyniki zaprezentowanych badań można przedstawić w dwóch grupach. Jedna — jest związana z badaniem zjawisk, a także procesów glacialnych tej części Spitsbergenu.

Grupa druga dotyczy stosowania metod fotointerpretacyjnych, ich zalet oraz ograniczeń i wypływających z nich wniosków metodycznych.

Rezultaty badań fotointerpretacyjnych starano się przedstawiać w treści artykułu w postaci szkiców i map fotointerpretacyjnych oraz

Rys. 9. Syntetyczna mapa glaciologiczna Körberbreen i Petersbreen opracowana na podstawie zdjęć lotniczych z 25 sierpnia 1961 roku:

a — struktura powierzchni lodowców — układ szczelin i uskoków, b — strefy glacialne i kierunki ruchu lodowców

1 — pasma górskie wraz z ważniejszymi szczytami (podano ich wysokości w m n.p.m. według opracowania fotogrametrycznego zdjęć lotniczych z 1961 roku), 2 — poziomicę na lodowcach według opracowania fotogrametrycznego zdjęć z 1961 roku (w części „a” rysunku cięcie co 100 m, a w części „b” co 25 m), 3 — przebieg szczelin tensyjnych (szerokość szczeliny w podziale mapy), 4 — przebieg uskoków glacialnych w strefach kompresji, 5 — sztucznie przeprowadzona granica opracowanych lodowców, 6 — klifowe, cielące się czoła lodowców, 7 — strefa ablacji z zaznaczonymi liniami płynięcia (linie na podstawie śladów foliacji), 8 — strefa lodu nałożonego, 9 — strefa przesiąkania i śniegu mokrego, 10 — strefa śniegu suchego, 11 — obszary akumulacji lawinowej, 12 — morena środkowa, 13 — strefa lodu martwego (zimnego), 14 — moreny z jądrem lodowym (zaznaczono grzbiety w ich obrębie — zwykle na wychodniach płaszczyn ślizgu)

Na mapie zaznaczono: profil pomiaru prędkości (por. rys. 8) w 1938 roku (położenie przybliżone), typ lodowców — liczbami trzycyfrowymi z gwiazdką (wg Permanent Service Fluctuations of Glaciers), wysokość czołowego klifu lodowego w metrach (z opracowania fotogrametrycznego)

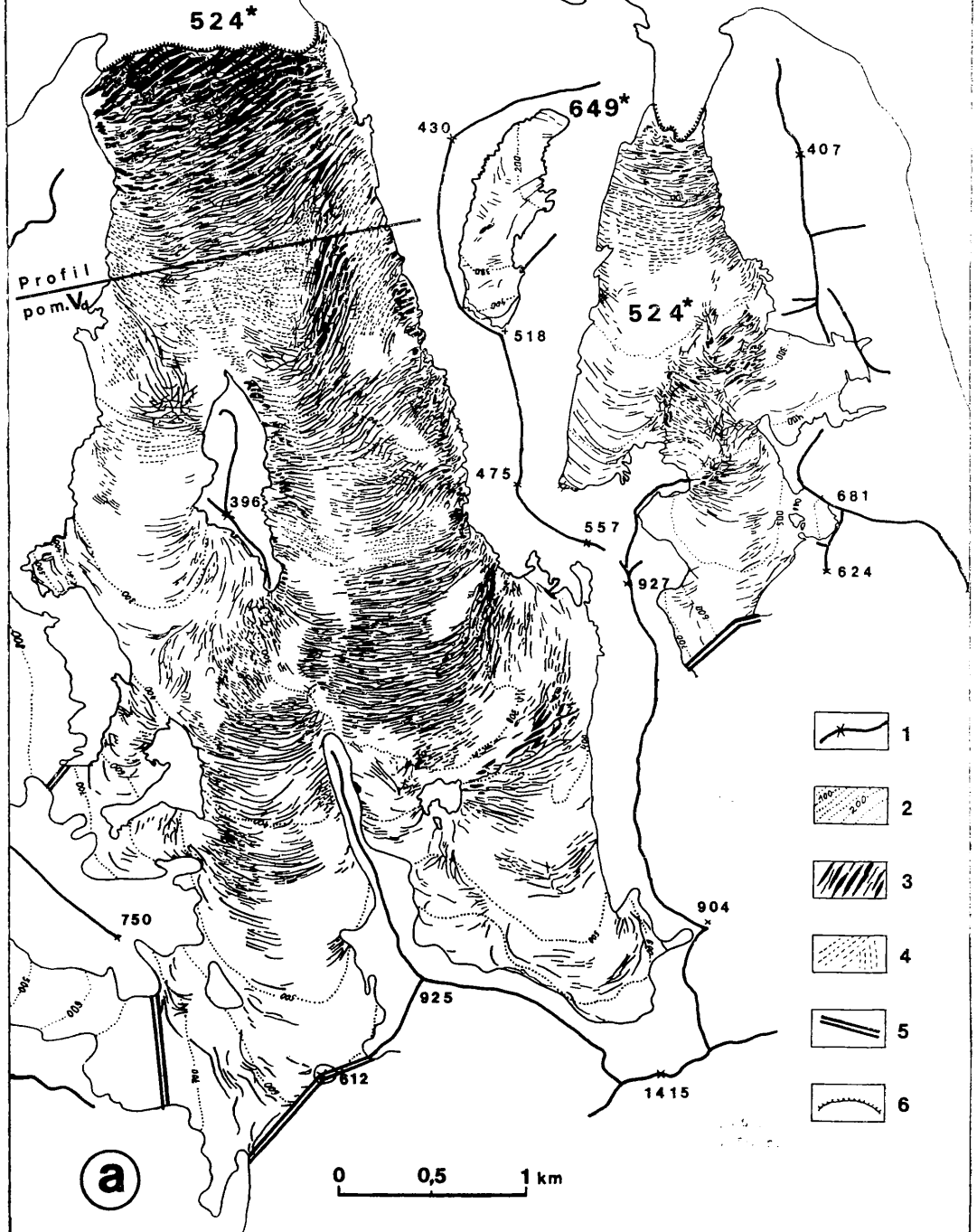
Fig. 9. Synthetic glaciological map of the Körber and Peters Glaciers developed from aerial photographs taken on August 25th 1961:

a — surface structure of glaciers — system of crevasses and faults, b — glacial zones and directions of glaciers' motion

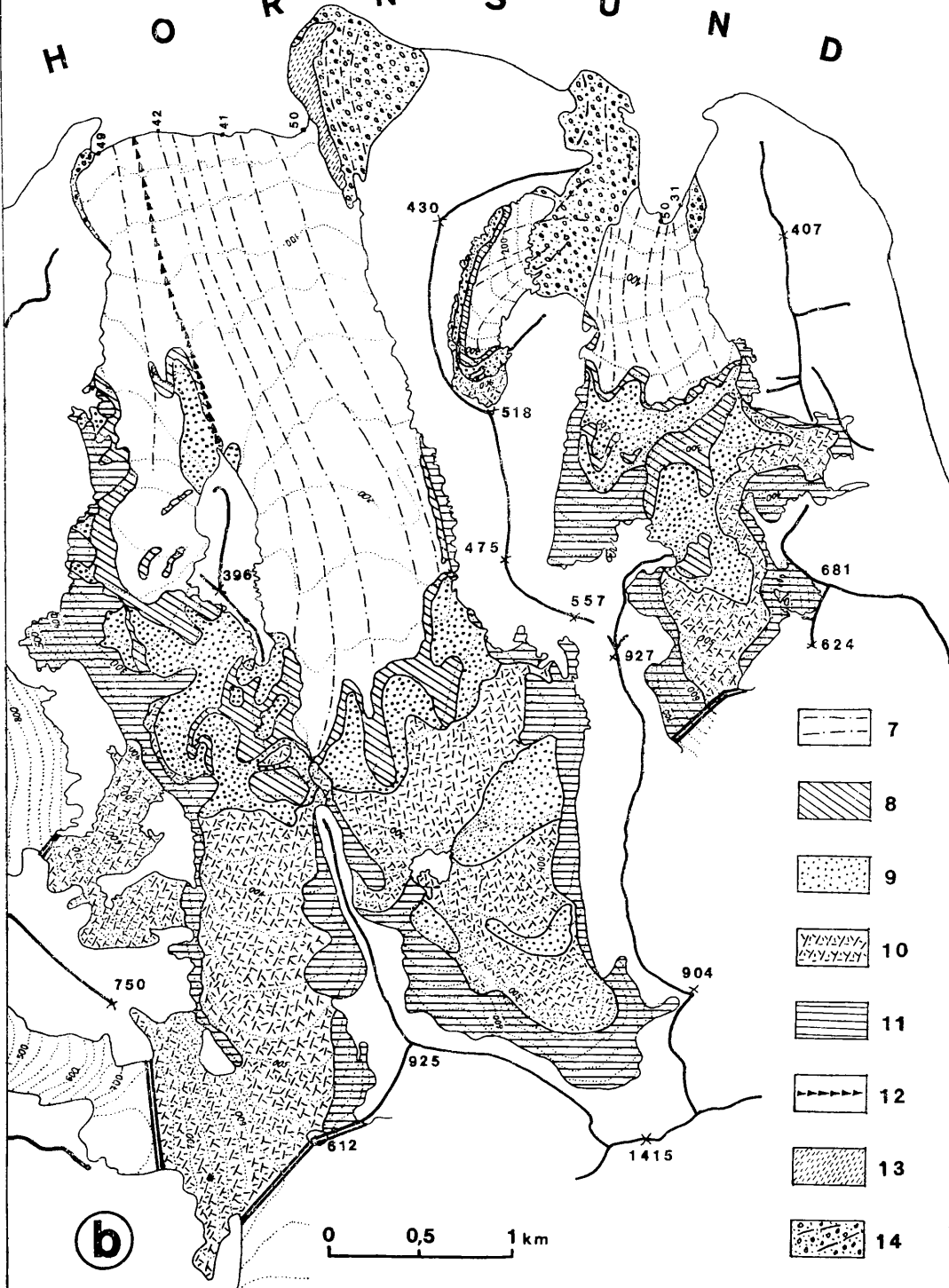
1 — mountain range with most important peaks marked (heights are given in m above sea level, data from photogrammetric processing of aerial photographs from 1961), 2 — contour lines on the glaciers, photogrammetric processing of aerial photographs from 1961 (in part „a” of the drawing marked every 100 m, in part „b”, every 25 m), 3 — lines of tension crevasses (crevasses width in the map scale), 4 — line of glacial faults in the compression zones, 5 — artificially drawn limit of investigated glaciers, 6 — cliff type, calving glaciers' terminus, 7 — ablation zone with flow lines marked (lines drawn according to traces of foliation), 8 — zone of superimposed ice, 9 — zone of percolation and wet snow, 10 — zone of dry snow, 11 — region of avalanche accumulation, 12 — central moraine, 13 — zone of dead ice (cold), 14 — moraine, with an ice-core (ridges in their vicinity marked — usually on the outcrops of shear planes).









On the map is marked: velocity measurement profile (cf. Fig. 8) from 1938 (approximate position), glacier types — three digit numbers with asterisk (acc. to Permanent Service Fluctuations of Glaciers), height of ice cliff in metres (from photogrammetric calculations)

H O R N S U N D



H O R N S U N D



-  7
-  8
-  9
-  10
-  11
-  12
-  13
-  14

opisów, stanowiących rodzaj klucza interpretacyjnego lodowców tego obszaru. Z powodu ograniczenia rozmiarów pracy oraz referowania badań na przykładzie tylko dwóch małych lodowców kończących się w morzu klucz ten nie może być kompletny. Praca nie zawiera także ilościowej analizy struktury powierzchni lodowców metodą mikrodensytometryczną, co ma istotne znaczenie przy precyzyjnym wydzieleniu stref kompresji i tensji na lodowcach.

Próba usystematyzowanego przedstawienia rezultatów badań fotointerpretacyjnych, obserwacji naziemnych i danych z literatury, a także rozważań teoretycznych jest syntetyczna mapa glaciologiczna obu badanych lodowców (rys. 9). Stanowi ona próbę kartograficznego ujęcia możliwie wszystkich cech jakościowych i ilościowych tych lodowców jako element do przygotowywanej mapy hydro-glaciologicznej rejonu Hornsundu (wspominano o niej na wstępie). Z uwagi na wersje czarno-białą druku musiano zrezygnować z kilku informacji, przedstawionych na niektórych rysunkach poprzednich.

Rezultaty glaciologiczne badań można ująć w kilku najważniejszych wnioskach. Trzeba jednak zaznaczyć, że Körberbreen i Petersbreen jako lodowce dolinne nie są najbardziej charakterystyczne dla obecnego i wümskiego zlodowacenia Spitsbergenu, jednak z uwagi na wyraźne ograniczenie zlewni łatwiej je badać. Uzyskane wyniki nie mogą być zatem uogólniane jako charakterystyczne dla rejonu Hornsundu.

1. Na formę i procesy glacialne obu lodowców bardzo wyraźnie wpływa ich położenie — orografia otoczenia oraz północna ekspozycja. Ważnym czynnikiem jest strome i nie wyrównane dno obu dolin. Orografia i urzeźbienie podłoża lodowców są wyraźnie związane ze strukturą geologiczną tej części Sørkapp Landu (zróznicowanie litologiczne i liczne uskoki i nasunięcia). Nie można w tym ujęciu wytłumaczyć obecności lub braku wieloletniej zmarzliny w podłożu lodowca Körber, co wiąże się z ważną strefą uskokową wzdłuż Tsjebysjovbreen i obecnością źródeł termalnych w obrębie zbliżonych struktur geologicznych Sørkapp Landu (Hilmarffjellet, Gnalberget wg Puliny, 1977).

2. Usytuowanie lodowców w otoczeniu wysokich pasm górskich oraz ekspozycja północna sprawiają, że ich nasłonecznienie jest mniejsze. Objawia się to opóźnieniem sezonu ablacji. Ważną rolę odgrywa zacieńnienie części strefy akumulacji przez otaczające góry, co wyraźnie zmniejsza ablację w tej strefie.

3. Duża rozciągłość w pionie strefy akumulacji, widoczna zwłaszcza w przypadku lodowca Körber, wiąże się z dużą ilością opadów i daje lepsze możliwości ich zachowania, nawet podczas szczególnie ciepłych sezonów letnich. Lodowce typu półpokrywowego o nisko położonych strefach akumulacji są pod tym względem w gorszej sytuacji.

4. W bilansie masy tych lodowców istotne znaczenie ma śnieg przewiewany spoza zlewni oraz liczne i duże lawiny spadające ze stromych stoków otaczających pola firnowe.

5. Opisane czynniki tłumaczą relatywnie niskie położenie linii równowagi, odczytanej ze zdjęć lotniczych z 1961 roku: w przypadku lodowca Körber — około 250 m n.p.m.. Jest to około 150 m niżej niż na większości lodowców Hornsundu. Podobnie niższe położenie ELA cechuje Petersbreen.

6. Fotogrametryczne opracowanie analogowe zdjęć lotniczych z 1960 roku umożliwiło zbadanie zmian objętości obu lodowców. W porównaniu z 1936 rokiem Körberbreen powiększył objętość o około $82,41 \times 10^6 \text{ m}^3$, Petersbreen zaś utracił $12,06 \times 10^6 \text{ m}^3$. Stwierdzono większą miąższość strefy akumulacyjnej lodowca Körber w 1960 roku, w granicach 6,15—41 m. Wielkości te podzielone przez okres 24 lat dają roczne podnoszenie powierzchni w granicach 0,25—1,7 m, średnio zaś około 0,9 m. Wynik ten jest zbieżny z rezultatami badań O. Liestöla (1969) nad Lodowcem Finsterwaldera w okresie 1936—1964 (od 0,5 do 2 m rok⁻¹).

7. Podniesienie pola firnowego Körberbreen oraz zwiększenie miąższości dolnej części strefy akumulacyjnej (wraz z obniżeniem części górnej) Petersbreen wskazuje, że są to lodowce typu zrywowego (surging). Potwierdzenie tego domniemania znaleziono na zdjęciach lotniczych z 1961 roku dokumentujących ślady wyższego położenia powierzchni ablacynnej zachowane na zboczu doliny Körberbreen. Jednoznaczne potwierdzenie tego zjawiska znaleziono w pracy W. Pillewizera (1939) w postaci relacji i pomiarów szybkości jezora.

8. Porównanie zdjęć lotniczych z dwóch kolejnych lat (1960 i 1961 roku) nasuwa przypuszczenie, że surging w przypadku lodowca Körber jest częstszy niż jeden w ciągu 24 lat. Problem czasu trwania surgingów i ich cykliczność wymaga dalszych badań.

9. Porównanie zachowania czoł badanych lodowców z innymi lodowcami Hornsundu uchodzącymi do morza zdaje się wskazywać, że lodowce wypływowe (półpokrywowe) w XX wieku cofają się znacznie szybciej niż lodowce górsko-dolinne. Należy to wiązać z ich głęboko ujemnym bilansem masy, podczas gdy rozbudowane pionowo lodowce dolinne mają prawdopodobnie mniejszy deficyt lub bilans jest zerowy.

Przedstawione rezultaty stanowią pierwszą szerszą charakterystykę obu lodowców, a ujawnione cechy lodowca Körber skłaniają do wniosku, iż winien stać się przedmiotem dalszych badań szczegółowych, z rozbudowanym programem terenowym.

Wyniki badań fotointerpretacyjnych skłaniają do kilku zasadniczych wniosków:

1. Klasyczne, panchromatyczne zdjęcia lotnicze obszarów zlodowaczonych są nośnikiem wielu informacji glaciologicznych. Umożliwiają badanie „geometrii” lodowców wraz z topografią ich basenów — w wyniku opracowań fotogrametrycznych.

2. Struktura obrazu wraz ze zróżnicowaniem fototonalnym pozwalają na interpretację elementów statycznych: granic lodowca i zasięgu jego czoła, stref glacialnych, położenia linii równowagi (rocznej linii śniegu), formy lodowca, jego jezora i czoła (typologia lodowców), form erozji i akumulacji glacialnej, niektórych dużych form podłoża lodowca, elementów hydrologii glacialnej wraz z formami fluwioglacialnymi.

3. Pojedyncza seria zdjęć lotniczych umożliwia także interpretację przejawów dynamiki lodowców. Możliwe jest wnioskowanie: o kierunkach ruchu lodowca wraz z wyznaczeniem linii płynięcia (na podstawie foliacji), o kierunkach stref ruchu tensyjnego i kompresyjnego (układ szczelin, uskoków w lodzie), ogólnie o tempie ruchu jezora (szybki — wolny), a w przypadku występowania ogiwów jest możliwe wyliczenie prędkości, o występowaniu zjawiska surging współcześnie lub w przeszłości.

4. Dwie różnoczasowe serie zdjęć pozwalają na fotointerpretację i fotogrametryczną analizę z „paralaksą czasową”. Może to przynieść ścisłe dane ilościowe o szybkości lodowca, o zmianach objętości i grubości, o wahaniami czoła (w tym o tempie ablacji przez cielenie), o zmianach położenia linii śniegu, o zmianach rzeźby glacialnej, o odwodnieniu itd.

5. Ze zdjęć lotniczych nie da się uzyskać informacji o niektórych, ważnych cechach lodowców; np: miąższość i objętość całkowita, gęstość śniegu, firnu i lodu, struktura wewnętrzna, drenaż wewnętrzny i denny, elementy bilansu masy (roczna akumulacja i ablacja), przebieg czasowy akumulacji, bilans energii, termika lodu oraz inne. Niektóre z wymienionych cech można określać, korzystając ze wzorów teoretycznych i wnioskowania *per analogiam* (co częściowo zaprezentowano w pracy). Ograniczenia te sprawiają, że glaciologia nie może się obyć bez obserwacji i badań terenowych.

6. Doświadczenie nabyte w trakcie glaciologicznych prac interpretacyjnych na zdjęciach Spitsbergenu wskazuje, że podziałka wykorzystywanych zdjęć lotniczych (1 : 50 000) była najkorzystniejsza w opracowaniu stanu lodowców szerszego obszaru. W przypadku potrzeby badań pojedynczego lodowca należy sugerować użycie zdjęć w podziałkach od 1 : 10 000 do 1 : 20 000, w zależności od jego wielkości. Najkorzystniejszym terminem nalotów jest koniec okresu ablacji.

7. Zdjęcia lotnicze aktualne i archiwalne winny stanowić nieodzowny materiał wykorzystywany w trakcie badań glaciologicznych. Udo-

wodnił to już przed wielu laty A. Post (1969) i jego współpracownicy z US Geological Survey, prowadząc inwentaryzację i badania lodowców Alaski. Warto podkreślić, że w każdym poważnym programie glaciologicznym powinna być uwzględniona współpraca z fotointerpretatorem i fotogrametrą.

LITERATURA

- Baranowski S., 1977: *The subpolar glaciers of Spitsbergen seen against the climate of this region*, Acta Universitatis Wratislaviensis, n° 410, 94 ss.
- Birkenmajer K., 1980: *Glacier-ice accumulation rates for the past 50 years (1924—1975) at Hornsund, South Spitsbergen*, Studia Geol. Polon., vol. LXVI, s. 61—66.
- Brown C. S., Meier M. F., Post A., 1982: *Calving Speed of Alaska Tidewater Glaciers, With Application to Golumbia Glacier*, Geological Survey Prof. Paper, n° 1258 — C, 21 ss.
- Churski Z., 1970: *Zmiany sieci hydrograficznej w przedpolu lodowca Skeidararjökull w świetle zdjęć lotniczych*, [w:] *Fotointerpretacja w geografii*, t. 8, Katowice, s. 63—70.
- Churski Z., 1977: *Wykorzystanie zdjęć lotniczych w badaniach przedpola Skeidararjökull na Islandii*, [w:] *Fotointerpretacja w geografii*, z. 10, Toruń, s. 167—180.
- Ciołkosz A., Miszański J., Olędzki J. R., 1978: *Interpretacja zdjęć lotniczych*, PWN, Warszawa, 379 ss.
- Davey A., 1962: *Changes in Blue Glacier, Mount Olympus*, Ohio State University, Institute of Polar Studies Report, Washington, n° 1, s. 1—12.
- Finsterwalder R., 1954: *Photogrammetry and glacier research with special reference to glacier retreat in the Eastern Alps*, Journal of Glaciology, vol. 2, n° 15, s. 306—315.
- Hofmann W., 1957: *The advance of the Nisqually Glacier at Mount Rainier, USA, between 1952 and 1956*, Assemblée Générale de Toronto, C. R. et Rapports, n° 4, s. 325—330.
- Jania J., 1979a: *Geomorphological investigations in Sorkapp Land*, [in:] *Field investigations performed during the Spitsbergen expedition of the Silesian University in the summer of 1978. Interim report*, Uniwersytet Śląski, Katowice, s. 21—23.
- Jania J., 1978b: *Pomiary ablacji lodowca Nordfall jako element do bilansu masy i energii*, [w:] *Dokumentacja prac w problemie MR. II. 16. B (maszynopis)*, Arch. Instytutu Geofizyki PAN, 4 ss.
- Jania J., 1982: *Ablacja przez „cielenie” i wycofywanie się lodowców Hornsundu (Spitsbergen) w XX wieku. Wyniki wstępne*, [w:] *Wyprawy polarne Uniwersytetu Śląskiego 1977—1980*, t. I, red. Pulina M. i Szczypek T., Katowice, s. 13—46.
- Jania J., 1986: *Dynamika czoł spitsbergeńskich lodowców uchodzących do morza*, [w:] *Geographia. Studia et dissertationes*, t. 9, Uniwersytet Śląski, Katowice, s. 78—106.

- Jania J., Kolondra L., 1982: *Field investigations performed during the glaciological Spitsbergen expedition in the summer of 1982. Interim report*, Uniwersytet Śląski, Katowice, 32 ss.
- Jania J., Szczypek T., 1987: *Kartowanie geomorfologiczne otoczenia fiordu Hornsund na podstawie interpretacji zdjęć lotniczych*, [w:] *Fotointerpretacja w geografii*, t. IX (19), s. 108—128.
- Jania J., Lipert C., Mechliński Z., 1984: *Ice-mass loss on the Werenskiold Glacier snout in the period of 1957—1978, by means of the repeated terrestrial photogrammetry*, Polish Polar Research. vol. 5, n° 3—4, s. 207—216.
- Kamiński A., 1979: *Meteorological investigations in South Spitsbergen in the summer of 1978*, [in:] *Field investigations performed during the Spitsbergen expedition of the Silesian University in the summer of 1978. Interim report*, Uniwersytet Śląski, Katowice, s. 11—14.
- Kamiński A., 1980: *Meteorological investigations in South Spitsbergen in the summer of 1979*, [in:] *Field investigations performed during the Spitsbergen expedition of the Silesian University in the summer of 1979. Interim report*. Uniwersytet Śląski, Katowice, s. 12—17.
- Klimek K., 1970: *Zastosowanie zdjęć lotniczych w badaniu form glacifluwialnych na przedpolu lodowca Skeidararjökull (Islandia)*, [w:] *Fotointerpretacja w geografii*, z. 8, s. 55—62.
- Liestøl O., 1969: *Glacier surges in West Spitsbergen*, Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 6, n° 4, s. 895—897.
- Lipert C., 1961: *Lodowiec Werenskioldbreen (mapa 1 : 5000). Strefa czołowa*, Wojskowa Służba Topograficzna, Warszawa.
- Lipert C., 1981: *Porównanie wielkości masy opadowej w cyрку Lodowca Pencka w okresie od 1934 roku do 1958 roku*, [w:] *VIII Sympozjum Polarne. Materiały I*, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec, s. 69—74.
- Mechliński Z., 1979: *Mapa rzeźby strefy marginalnej lodowca Werenskiold (mapa 1 : 5000)*, Instytut Geofizyki PAN — OPGK, Szczecin (dwie części).
- Meier M. F., 1976: *Monitoring the motion of surging glaciers in the Mount McKinley massif, Alaska*, [in:] *ERTS-1 a new window on our planet*, U.S. Geological Survey Prof. Papier, n° 929, s. 185—187.
- Müller F., 1962: *Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Heiberg Island, North West Territory, Canada*, Journal of Glaciology, vol. 4, s. 302—313.
- Nye J. F., 1952: *The mechanics of glacier flow*, Journal of Glaciology, vol. 2, s. 82—93.
- Østerem G., 1975: *ERTS data in glaciology — an effort to monitor glacier mass balance from satellite imagery*, Journal of Glaciology, vol. 15, n° 73, s. 403—415.
- Faterson W. S. B., 1981: *The Physics of Glaciers*, 2nd Edition, Pergamon Press, Oxford, 380 ss.
- Pereyma J., 1983: *Climatological problems of the Hornsund area Spitsbergen*, Acta Universitatis Wratislaviensis, n° 714, 134 ss.
- Pillewizer W., 1939: *Die kartographischen und gletscherkundlichen Ergebnisse der deutschen Spitsbergen-Expedition 1938*, Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft, n° 238, 46 ss.
- Pillewizer W., Voig U., 1969: *Die Bewegung der Gletscher und ihre Wirkung auf den Untergrund*, Zeitschr. für Geomorphologie, Suppl., n° 8, s. 1—10.
- Post A., 1969: *Distribution of surging glaciers in western North America*, Journal of Glaciology, vol. 8, s. 229—240.

- Post A., Meier M. F., Mayo L. R., 1976: *Measuring the motion of the Lowell and Tweedsmuir surging glaciers of British Columbia, Canada*, [in:] *ERTS-1 a new window on our planet*, U.S. Geological Survey Prof. Paper, n° 929, s. 180—184.
- Pulina M., 1977: *Uwagi o zjawiskach krasowych w południowej części Spitsbergenu*, [w:] *Kras i speleologia*, t. 1 (X), s. 104—129.
- Sendobry K., Sinkiewicz M., 1983: *Próba wykorzystania zdjęć lotniczych do sporządzenia mapy geomorfologicznej okolic lodowca Dahl*, [w:] *Fotointerpretacja w geografii*, t. VI (16), s. 34—42.
- Sharp R. P., 1960: *Glaciers*, Oregon, 252 ss.
- Troicki L. S., Zinger E. M., Koryakin V. S., Markin V. A., Mikhailiev U. I., 1975: *Olediniyeniye Spitsbergena (Svalbarda)*, Nauka, Moskva, 276 ss.
- Verstappen H. T., 1977: *Remote sensing in geomorphology*, Elsevier Sci. Publ. Comp., Amsterdam, 214 ss.
- Weeks W. F., 1975: *Opening statement*, [in:] *Symposium on Remote Sensing in Glaciology — Cambridge*, 16—20 September 1974, *Journal of Glaciology*, vol. 15, n° 73, s. 13.
- Zyzkowski J., 1982: *Photogrammetrical surveys in the Hornsund Fiord area, Spitsbergen, carried out in 1973*, *Acta Universitatis Wratislaviensis*, n° 525, s. 289—298.

ЯЦЕК ЯНИА

**ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКОЕ ДЕШИФРИРОВАНИЕ АЭРОФОТОСНИМКОВ
ОКРЕСТНОСТЕЙ ХОРНСУННА (ШПИЦБЕРГЕН)
НА ПРИМЕРЕ ЛЕДНИКОВ КЁРБЕР И ПЕТЕРС**

Резюме

В работе представлены возможности использования панхроматических аэрофотоснимков в качестве основных источников информации при исследовании ледников, не охваченных систематическими наземными наблюдениями. Результаты этих исследований представлены на примере очень слабо изученных долинных ледников Кёрбер (10,5 км²) и Петерс (2,3 км²). Материалом для дешифрирования послужили классические панхроматические аэрофотоснимки (23 × 23 см) в масштабе 1:50 000. Их отпечатки были получены из Норск Поляринститут в Осло. Снимки сделаны 9 июля 1960 г. и 25 августа 1961 г. Выполнены качественное дешифрирование (стереоскопное изображение, структура изображения, фототоны) и фотограмметрическая обработка. Получена карта в масштабе 1:20 000 с горизонталями через каждые 25 м. Обсужден способ выполнения карты, ее содержание и точность. В работе представлена характеристика обоих ледников, их положение, экспозиция, неоднородность высоты и морфология окрестностей, а также климатические условия. Вычислены изменения объема обоих ледников в результате сравнения их карт с 1936 и 1960 гг. по методу Р. Финстервальдера (1954). За этот период ледник Кёрбер увеличил свой объем примерно на 82.41×10^6 м³, а ледник Петерс уменьшился

примерно на 12.06×10^6 м³. Средняя толщина ледника Кёрбер увеличивалась примерно на 0,3 м а⁻¹, а ледника Петерс уменьшилась в среднем примерно на 0,2 м а⁻¹. На леднике Кёрбер прирост объема относился к зоне аккумуляции, увеличившейся в среднем на 21,6 м, однако максимально — на 41 м в зоне высоты 300—350 м над ур. м.

Этот результат, сопоставленный с измерением скорости ледника в 1938 г. (макс. 1,3 м с⁻¹, — Пиллевицер 1939), свидетельствует о том, что это ледник пульсирующего типа. Явление пульсации повторяется на этом леднике, правдоподобно, в кратких промежутках времени. Ледник Петерс ведет себя примерно так же.

Увеличение объема ледника Кёрбер объясняют благоприятное положение и экспозиция к северу, а также высоко расположенная зона аккумуляции. Важным является питание лавинами в результате окружения высокими крутыми горными цепями. Рассматриваемые ледники отличает от соседних крупных вытекающих ледников, обнаруживающих значительную рецессию, уменьшение объема и снижение поверхности.

В работе обсуждены также возможности и способы дешифрирования обычных черно-белых аэрофотоснимков при изучении динамики ледников и их структуры. Обращено внимание на ограничения метода. Автор считает, что в каждой польской программе гляциологических исследований должно быть запланировано сотрудничество с дешифровщиком фотоснимков и фотограмм.

JACEK JANIA

GLACIOLOGICAL INTERPRETATION OF AERIAL PHOTOGRAPHS OF THE HORNSUND REGION (SPITSBERGEN) ON THE EXAMPLE OF THE KÖRBER AND PETERS GLACIERS

Summary

Investigations have confirmed the feasibility of using panchromatic aerial photographs as a basic source of information for studying glaciers which have not been systematically observed. Results are presented on the example of two little known valley glaciers: Körber (10,5 km²) and Peters (2,3 km²). Ordinary, panchromatic aerial photographs (23 × 23 cm, scale ca. 1 : 50 000, taken on 9 July 1960 and 25 August 1961) served as the material for interpretation. Paper prints of the photographs were obtained from the Norsk Polarinstitut in Oslo. As a result of qualitative photointerpretation (stereoscopic study of imagery, shadow patterns, etc.) and photogrammetric elaboration a map (scale 1 : 20 000) with a contour interval of 25 m was plotted and glaciological data was added. Details concerning the photogrammetric mapping, its accuracy and the contents of the map have been given.

Also given are the characteristics of the two glaciers, their type, orientation, altitude differentiation, topography of the surroundings and description of the climatic conditions.

Changes in volume of two glaciers have been calculated from comparison of their maps from 1936 and 1960 using the R. Finsterwalder (1954) method. In this period the volume of the Körber Glacier has increased by ca. 82.41×10^6 m³ and

volume of the Peters Glacier has decreased by ca. 12.06×10^6 m³. Average thickness of the Körber Glacier has increased by ca. 0.3 m a^{-1} (meters per year), and that of the Peters Glacier has decreased by ca. 0.2 m a^{-1} . In the case of the Körber Glacier the increase in volume occurred in the accumulation zone where the thickness rose on the average by 216 m, and a maximum of 41 m in the altitude interval from 300—350 m above sea level.

The above result together with the survey of the glacier velocity in 1938 (up to 130 cm d^{-1} , W. Pillewizer, 1939) shows that the Körber Glacier is of a surge type. The phenomenon of surging probably recurs in short periods. The Peters Glacier probably behaves in a similar way.

The investigated glaciers differ from the adjoining big outlet glaciers which are characterized by drastic recession and decrease in thickness.

The increase in volume of the Körber Glacier can be explained by the favourable location, orientation towards N, and a high situated accumulation zone. Considerable avalanche accumulation coming from the surrounding steep mountain ranges is also important.

Possibilities and ways of interpreting ordinary, black-and-white aerial photographs for investigating the dynamics and structure of glaciers have been also discussed in the present article. The author points out the limitations of this method but postulates that every Polish glaciological programme should envisage cooperation with a photointerpreter and a photogrammetrist.