

**WPLYW WARUNKÓW METEOROLOGICZNYCH
NA KSZTAŁTOWANIE SIĘ ODPLYWU POWIERZCHNIOWEGO
NA LODOWCU WALDEMARA (NW SPITSBERGEN) LATEM 1997 ROKU**

Dariusz Brykała

Institut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
Zakład Geomorfologii i Hydrologii Nizu, Toruń

Andrzej Araźny

Uniwersytet Mikołaja Kopernika
Instytut Geografii, Zakład Klimatologii, Toruń

Wstęp

W sezonie letnim 1997 roku prowadzono badania mające na celu oszacowanie wielkości ablacji Lodowca Waldemara (Ziemia Oskara II, NW Spitsbergen). W ramach tych badań wykonywane były również pomiary meteorologiczne i hydrologiczne. Stanowiły one część programu glaciologiczno-hydrologicznego. Realizowany jest on nieprzerwanie od 1995 roku (w sezonach zimowo-wiosennych i letnich) przez Instytut Geografii Uniwersytetu M. Kopernika (Grześ 1997; Lankauf 1997; Sobota 1998).

Zagadnienia związane z hydrologią lodowców w powiązaniu z warunkami pogodowymi i ablacją były omawiane w wielu publikacjach dotyczących obszarów zlodowaconych (Fukami, Escobar 1987; Wolfe, English 1995). W większości z nich obiektem badań były rzeki proglacjalne. Badaniami takimi na Spitsbergenie objęto między innymi zlewnie lodowców: Werenskiolda (np. Baranowski, Głowicki 1975; Głowicki 1982; Pulina i in. 1984; Kropka, Leszkiewicz 1988; Perey-

ma, Piasecki 1988; Pereyma 1991), Scotta (np. Paszczyk i in. 1991; Bartoszewski, Siwek 1992; Bartoszewski 1998), Waldemara (np. Szczepanik 1993; Szczepanik, Marciniak 1989; Marciniak i in. 1994; Sobota 1997, 1998), Elizy (np. Marszelewski i in. 1987; Marciniak, Marszelewski 1990), Nordfall (Leszkiewicz 1983). Stwierdzono współzależność elementów pogodowych i klimatycznych z przebiegiem warunków hydrologicznych oraz glacialnych. Rzeki proglacialne mają podobny reżim, jak w przypadku potoków płynących po powierzchni lodowca. Między nimi istnieją jednak zasadnicze różnice, w jakich odbywa się odpływ. Wśród różnic należy wymienić: charakter podłoża, spadek, stopień mineralizacji wody, ilość materiału wlezonego, prędkość płynięcia wody i stałość koryta. Zwrócono uwagę, że struktura i termika lodowca odgrywają decydującą rolę w kształtowaniu odpływu powierzchniowego (Stenborg 1968; Hambrey 1977).

Celem niniejszego opracowania jest prześledzenie dynamiki odpływu wody w wybranym potoku supraglacialnym na Lodowcu Waldemara, w porównaniu z przebiegiem warunków meteorologicznych i ablacji. Podjęto również próbę przedstawienia czasowego i przestrzennego zróżnicowania zmian struktury odpływu powierzchniowego na lodowcu.

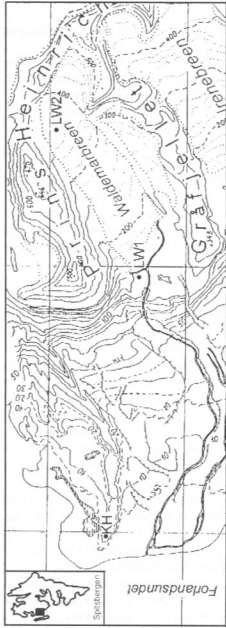
Obszar badań

Lodowiec Waldemara jest małym lodowcem dolinnym o powierzchni 2,66 km² (Lankauf 1997). Znajduje się on w zachodniej części Ziemi Oskara II (NW Spitsbergen). W Atlasie Lodowców Svalbardu i Jan Mayen (Hagen i in. 1993) został oznaczony numerem 15403.

Lodowiec Waldemara ma przebieg ENE–WSW (ryc. 1). Od północy i wschodu ograniczony jest pasmem górskim Prins Heinrich (770 m n.p.m.), a od południa zmutonizowanym grzbietem Gråfjellet. Długość lodowca wynosi 3420 m, a szerokość waha się od 1300 m w partii czołowej do 700 m w strefie akumulacyjnej. Czoło schodzi do 126 m n.p.m., a cyrk sięga do wysokości ok. 470 m n.p.m. Lodowiec Waldemara składa się z dwóch części, oddzielonych od siebie wałem moreny środkowej. Znajduje się on w stadium daleko posuniętej recesji. Od początku XX wieku jego czoło cofnęło się o ok. 660 m, a obniżenie dzisiejszej powierzchni w stosunku do tej z końca XIX w. wynosi ok. 100 m (Lankauf 1997).

Ryc. 1. Lokalizacja badań meteorologicznych, glaciologicznych i hydrologicznych podczas XIII Toruńskiej Wyprawy Polarnej oraz położenie stacji meteorologicznych (KH, LW1, LW2) według mapy topograficznej K. R. Lankaufa (1999)

Fig. 1. Localisation of the meteorological, glaciological and hydrological research during the XIII Toruń Polar Expedition and the distribution of meteorological stations (KH, LW1, LW2) according to the topographic map of K. R. Lankauf (1999)



Warunki meteorologiczne

W regionie Kaffiöyry w okresie pomiarowym od 21 lipca do 1 września, a szczególnie w sierpniu, dominowała pogoda cyklonalna (Araźny 1998). Jej cechą charakterystyczną było niewielkie usłonecznienie (16,6% usłonecznienia możliwego), zwiększone zachmurzenie (8,5 w skali 0–10), zwiększona frekwencja silnych wiatrów (średnia prędkość 5,4 m/s) oraz bardzo obfite i intensywne opady atmosferyczne (suma 122,5 mm).

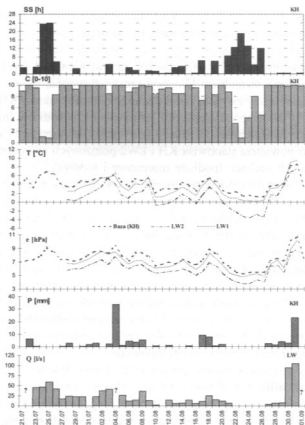
Przebieg warunków meteorologicznych w Bazie Toruńskich Wypraw Polarnych (stacja meteorologiczna KH położona na morenie czołowo-bocznej Lodowca Aavatsmarka na wysokości 11,5 m n.p.m.), na morenie czołowej Lodowca Waldemara (punkt pomiarowy LW1 na 128 m n.p.m.) i w partii firmowej lodowca (stanowisko LW2 na wysokości 374 m n.p.m.) przedstawiono na ryc. 2. Średnia temperatura za wspólny okres (28 lipca – 31 sierpnia) wyniosła 4,0°C w KH oraz 3,3°C w LW1 i 1,2°C w LW2. Jak z tych danych wynika, wartości średnie sukcesywnie obniżają się wraz ze wzrostem wysokości i zmianą środowiska. Przebieg średnich dobowych temperatur powietrza, na ww. trzech stanowiskach wykazuje ogólny trend spadkowy, charakterystyczny dla drugiej połowy lata polarnego. Ogólny spadkowy trend temperatury został silnie zakłócony 30 i 31 sierpnia wystąpieniem fenu. W tych dniach zanotowano na stanowisku LW1 najwyższe w całym okresie pomiarowym temperatury powietrza (14,2°C). Ocieplenie to poprzedzone było okresem silnego ochłodzenia (21–28 sierpnia), w którym wystąpiła absolutna temperatura minimalna (–2,4°C w LW1 dnia 23 sierpnia i –6,9°C w LW2 w dniu 26 sierpnia).

Stacja Baza (KH), która jest pod stałym i silnym działaniem czynnika oceanicznego jest pod względem termicznym najbardziej stabilna. Najmniejsze odchylenia standardowe wykazują średnie dobowe właśnie ze stacji KH (1,76°C), większe w stacji LW1 (2,20°C) i największe w LW2 (2,66°C). Na stanowisku LW1 zaznacza się wpływ lokalnej cyrkulacji powietrza. Temperatura powietrza w krótkich odstępach czasowych wykazuje dużą zmienność, którą powoduje obecność chłodnych prądów z wnętrza plateau lodowego i cieplejszych – wiejących od morenowego przedpola w górę lodowca. Najmniejszą termiczną stabilno-

ścią charakteryzuje się stanowisko LW2. Średnie dobowe temperatury w LW2 są najbardziej zróżnicowane, na co mają wpływ procesy adiabaticzne, głównie inwersje temperatury. Analizując zależność średnich dobowych temperatur powietrza między stanowiskami KH, LW1 i LW2, wyrażony współczynnikiem korelacji prostej Pearsona, należy zauważyć, że najsilniejszy związek zachodzi między stanowiskami KH i LW1 ($r = 0,977$) jako reprezentującymi jednakowy typ podłoża (morena). Najmniejszy współczynnik korelacji ($r = 0,951$) odzwierciedla związek temperatur powietrza stanowisk KH i LW2 położonych w środowiskach o odmiennych cechach (podłoże morenowe i lodowe).

Ciśnienie pary wodnej stosownie do występujących tu temperatur nie jest duże. Średnia wartość tego parametru w okresie letnim wyniosła 5,9 hPa w LW2, 6,8 hPa w LW1, a 7,4 hPa w KH. Zmiany ciśnienia pary wodnej z dnia na dzień są znaczne i związane głównie ze zmianami temperatury powietrza. Najwyższe średnie dobowe wielkości ciśnienia pary wodnej w analizowanych stanowiskach pomiarowych wystąpiły 31 sierpnia w powietrzu sfenizowanym. Zanotowano wtedy wysoki przyrost zawartości pary wodnej spowodowany zwiększonym parowaniem. Wysoka w tym dniu, jak na warunki klimatyczne Kaffiöry, temperatura powietrza (na lodowcu ponad 14°C) przyczyniła się do intensywnej ablacji i sublimacji z powierzchni lodowców.

Sumy opadów atmosferycznych na Lodowcu Waldemara są wyższe niż na Kaffiöryrze. Z tego względu, jak się wydaje, bardzo ograniczona jest możliwość wykorzystania danych opadowych ze stacji brzegowych jako elementu bilansu masy lodowców lub bilansu zlewni lodowcowych. Suma opadów za cały okres od 21 lipca do 31 sierpnia wyniosła 195,5 mm w LW2, a 129,8 mm w LW1. Dla porównania suma opadów w Bazie KH wyniosła 86,8 mm na plaży nadmorskiej (1,7 m n.p.m.), a na morenie Lodowca Aavatsmarka (11,5 m n.p.m.) 122,5 mm. Najwyższy zmierzony opad wystąpił 4 sierpnia i wyniósł w LW1 38,5 mm, w LW2 61,1 mm, a w Bazie KH 33,7 mm. Na lodowcu były 32 dni z opadem. Różnice w sumach opadów na poszczególnych stanowiskach spowodowane są odmiennymi warunkami fizyczno-geograficznymi. Opady wykazują zależność głównie od wysokości n.p.m. oraz orografii terenu. Wyniki pomiarów opadów na Spitsbergenie są obarczone sporymi błędami, które są spowodowane m.in. dużymi prędkościami wiatru.



Ryc. 2. Przebieg elementów meteorologicznych i przepływu w potoku supra-glacialnym na Lodowcu Waldemara w okresie 21 VII – 1 IX 1997 r. Objaśnienia: SS – usłonecznienie (godz.), C – zachmurzenie (0–10), T – temperatura powietrza [°C], e – ciśnienie pary wodnej [hPa], P – suma opadów atmosferycznych [mm], Q – przepływ [dm³s⁻¹]

Fig. 2. Course of meteorological elements and discharge in the supraglacial stream on the Waldemar Glacier in the period from 21st July to 1st September 1997.

Explanations: SS – sunshine duration [h], C – cloudiness (0–10), T – air temperature [°C], e – water vapour pressure [hPa], P – sums of atmospheric precipitation [mm], Q – discharge [dm³s⁻¹]

Ablacja

W sezonie letnim 1997 r. pomiary ablacji prowadzone były co 4–5 dni w 30 punktach na lodowcu (Sobota 1998). Dodatkowo prowadzono codzienne pomiary warstwy ablacyjnej w punkcie stałych pomiarów hydrometrycznych (147 m n.p.m.) na potoku supraglacialnym (Brykała 1998).

Natężenie ablacji było ściśle uzależnione od warunków termicznych. Podczas bezchmurnej pogody tworzyła się warstwa ablacyjna, której miąższość dochodziła maksymalnie do 20 cm. Podczas opadów deszczu warstwa ta ulegała degradacji i wtedy ablacja zachodziła tylko na powierzchni lodu (Grześ, Sobota 1997; Sobota 1998).

Pomimo niewielkiej powierzchni i stosunkowo małej różnicy wysokości pomiędzy czołem i polem firmowym lodowca (365 m), stwierdzono znaczne przestrzenne i czasowe zróżnicowanie wielkości ablacji. W okresie od 21 lipca do 1 września najwyższe jej wartości stwierdzono poniżej 250 m n.p.m., a najniższe na wysokości 430 m n.p.m. (19 cm e.w.). Na wysokości 150 m n.p.m., przy punkcie pomiarów hydrometrycznych, ablacja wyniosła 119 cm e.w. Gradient ablacji w poszczególnych terminach wahał się od 0,3 cm do 3,6 cm e.w. na każde 100 m wysokości. W całym okresie badań ablacja Lodowca Waldemara wyniosła 66,9 cm e.w. Strefa ablacyjna na początku okresu pomiarowego obejmowała niemal 30% powierzchni lodowca, a jej zasięg 3 sierpnia osiągnął 69%. Pod koniec opisywanego okresu objęła ona prawie całą (98%) powierzchnię lodowca (Sobota 1998).

Warunki hydrologiczne

Największą rolę w kształtowaniu systemu drenażu powierzchniowego Lodowca Waldemara odgrywają trzy duże potoki. Zostały one oznaczone na ryc. 3 jako A, B i C w ich środkowym biegu.

Pierwszy z nich (A) bierze swój początek na polu firmowym, skąd systemem szczelin woda jest odprowadzana ku masywowi górskiemu Prins Heinrich. Górską część działu wodnego jego zlewni biegnie granią masywu Prins Heinrich (pokrywa się na tym odcinku z działem zlewni Lodowca Waldemara). Dalej ciek płynie w kierunku zachod-

nim, na krótkich odcinkach inglacjalnie. Na wysokości ok. 230 m n.p.m. ciek ten łączy się z dużym potokiem supraglacjalnym odwadniającym lokalne zagłębienie. Na wysokości „guza lodowego” potok zmienia kierunek na SW i płynie inglacjalnie w kierunku czoła. Około 10 m przed czołem wypływa na powierzchnię lodowca i silnie meandrując wypływa na jego przedpole. Zlewnia tego cieku odwadnia niemal połowę powierzchni zlewni lodowca.

Drugi potok (B) spływa z pola firnowego w kierunku moreny środkowej. Przedziera się on przez nią przełomem, a następnie zbiera wodę z większości potoków płynących południową częścią lodowca. Dopływa do niego również kilka potoków, które przepływają inglacjalnie przez wał moreny środkowej z głównej części lodowca. Potok ten znacznie wcina się w powierzchnię lodowca, maksymalnie na głębokość 9,4 m, aby dalej płynąć inglacjalnie w kierunku zachodnim. Ok 60 m przed jeziorem zaporowym wypływa ponownie na powierzchnię i do niego uchodzi. Granica tej zlewni przebiega masywem Kristinefjella i częściowo Gråfjellet (stanowi na tym odcinku dział wodny I rzędu, ograniczający od południa zlewnię Lodowca Waldemara) i grzbietem moreny środkowej, aż do ujścia głównego potoku do jeziora.

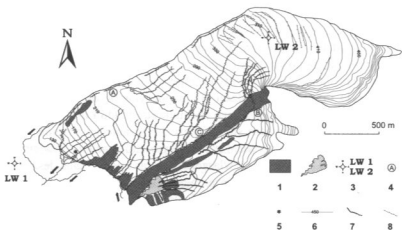
Potok (C) zasilany jest przez cieki spływające z cyrku w kierunku moreny środkowej, jednak bez jej przekraczania. Płyne on do niej równolegle (w kierunku W), miejscami inglacjalnie, aż do opuszczenia lodowca.

W okresie od 5 do 31 sierpnia wykonywano codzienne pomiary natężenia przepływu na wybranym potoku supraglacjalnym liczącym 508,6 m długości. Stały punkt pomiarowy o współrzędnych $\varphi = 78^{\circ}40'30''N$ i $\lambda = 12^{\circ}00'24''E$ znajdował się na wysokości 147 m n.p.m., około 160 m powyżej miejsca, w którym potok opuszcza czoło lodowca.

Codzienne pomiary natężenia przepływu były prowadzone pomiędzy godz. 16 LMT a 19 LMT. W tym przedziale czasowym obserwuje się maksymalne w ciągu doby natężenie przepływu w potoku. Jak się jednak okazało rytm dobowy przepływu był silnie modyfikowany przez opady atmosferyczne (deszcz). Wszystkie pomiary przepływu wykonywane były metodą kolorymetryczną.

Od rozpoczęcia pomiarów obserwowano stopniowy spadek natężenia przepływu charakterystyczny dla drugiej połowy sezonu ablacyj-

nego (ryc. 2). W dniach 25 i 26 sierpnia doszło do całkowitego zaniku przepływu, co było spowodowane utrzymującą się przez niemal całą dobę niską temperaturą powietrza oraz brakiem opadu. Po 26 sierpnia nastąpiło wzmoczenie odpływu. Jego kulminacja, która wystąpiła 31 sierpnia była spowodowana nałożeniem się na siebie obfitych opadów deszczu (23,1 mm) i wysokiej temperatury powietrza (9,5°C średnia dobowa), która istotnie wzmogła ablację. Wystąpił wtedy maksymalny zaobserwowany w tym przekroju przepływ $Q = 104,3 \text{ dm}^3\text{s}^{-1}$, co daje 480% średniego przepływu ($Q = 21,7 \text{ dm}^3\text{s}^{-1}$). Między 29 a 30 sierpnia zaobserwowano również największą dobową zmienność przepływu, która wyniosła $86,7 \text{ dm}^3\text{s}^{-1}$ (Brykała 1998).



Ryc. 3. Sieć drenażu supraglacialnego na Lodowcu Waldemara latem 1997 r. 1 – morena środkowa i powierzchniowa, 2 – jezioro, 3 – stacje meteorologiczne: LW1 i LW2, 4 – główne potoki (A, B i C), 5 – stały punkt pomiarowy, 6 – poziomicze, 7 – potoki supraglacialne, 8 – szczeliny

Fig. 3. Network of supraglacial drainage on the Waldemar Glacier in the summer 1997

1 – lateral and median moraine, 2 – lake, 3 – meteorological stations: LW1 and LW2, 4 – main streams (A, B and C), 5 – fixed measuring point, 6 – level lines, 7 – supraglacial streams, 8 – crevasses

Strefy glacjohydrologiczne

Przestrzenne zróżnicowanie zawartości materiału morenowego na powierzchni lodowca ma istotny wpływ na przebieg i intensywność ablacji w jego poszczególnych częściach. Z tym wiąże się dynamika i rodzaj odpływu powierzchniowego. To zróżnicowanie przestrzenne skłoniło autorów do wyróżnienia na Lodowcu Waldemara pięciu stref glacjohydrologicznych (ryc. 4). Cztery z nich zostały wyznaczone w części ablacyjnej, a jedna w części akumulacyjnej. Podział ten nie ma charakteru genetycznego, jak w przypadku klasyfikacji stref glacjalnych zaproponowanej przez Bensona (1961) dla subpolarnej kopuły lodowej i uzupełnianej przez Müllera (1962), Baranowskiego (1977) i Janię (1987). Nawiązuje on do podziału dokonanego przez Marciniaka i Marszelewskiego (1987, 1990) na Lodowcu Elizy. Głównymi kryteriami wydzielenia poszczególnych stref w niniejszym opracowaniu były: morfologia powierzchni lodowca, stopień zanieczyszczenia lodu materiałem morenowym oraz typy odpływu powierzchniowego.

Strefa intensywnej ablacji (I) rozpoczyna się od czoła lodowca. W klasyfikacji Baranowskiego obejmuje strefy: **lodu martwego** i **lodu serakowego**. Odznacza się ona znacznym zanieczyszczeniem powierzchni lodowca materiałem morenowym, który nadaje powierzchni lodu ciemne zabarwienie (zwłaszcza podczas i po opadach deszczu). W strefie tej wystąpiła najwyższa ablacja, której wartość za okres od 21 lipca do 31 sierpnia 1997 r. wyniosła 119 cm e.w. (Sobota 1998).

Charakterystyczną formą odpływu wód powierzchniowych w tej strefie jest odpływ niezorganizowany. Woda, wykorzystując lokalne zagłębienia, spływa do czoła lodowca zgodnie z nachyleniem jego powierzchni. Odpływ odbywa się również potokami tranzytowymi oraz rzadziej – po opadach deszczu – potokami lokalnymi. Potoki tranzytowe niosą znaczne ilości wody ze stref położonych wyżej. Ich koryta są kręte i wcinają się w powierzchnię lodowca na głębokość do 1,5 m.

W okresach ochłodzeń (temperatura powietrza poniżej 0°C), spływ niezorganizowany, a następnie ciekły lokalne, przestawały funkcjonować. Wodę prowadziły jedynie potoki tranzytowe, zasilane przez wodę zretencjonowaną w strefie papki śnieżno-wodnej. Sytuacja taka wystąpiła np. w okresie od 22 do 26 sierpnia.

Strefa odpływu zorganizowanego (II) obejmuje górną część strefy **lodu kriokonitowego** w klasyfikacji Baranowskiego. Jest to strefa o zdecydowanie mniejszej ilości drobnego materiału morenowego na powierzchni lodowca w porównaniu ze strefą pierwszą. Wpływa to na nierównomierną ablację powierzchni lodowca oraz powszechne występowanie kriokonitów, których gęstość na 1 m² maleje w górę strefy (Cudziło 1998). W okresach pogody słonecznej na powierzchni lodowca tworzy się kilkunastocentymetrowej miąższości warstwa ablacyjna (Sobota 1998; Grześ, Sobota 1998), która po wystąpieniu opadu ulega degradacji.

Spływ wody w tej strefie ma charakter bardziej zorganizowany niż w strefie pierwszej. Formuje się tu największa – w porównaniu z pozostałymi strefami – liczba potoków supraglacialnych. Biorą one początek w niewielkich zagłębieniach, powstających w wyniku połączenia się sąsiadujących kriokonitów. W miejscach tych tworzą się małe zbiorniki wody stojącej. Odpływ tej wody odbywa się najczęściej pod powierzchnią lodu (w warstwie ablacyjnej) do niżej położonych podobnych obniżzeń, które dają początek sieci cieków. Oprócz potoków lokalnych przepływają przez tę strefę nieliczne potoki tranzytowe, a podczas pogody deszczowej występuje niezorganizowany spływ powierzchniowy.

Strefa płatów śnieżnych (III) pokrywa się ze strefą **lodu nałożonego** w klasyfikacji Baranowskiego. Występujące w niej płyty śniegu są pozostałością po papce śnieżno-wodnej. Zachowały się one na lokalnych wyniesieniach, z których nie spłynęły wraz z wodą. W procesie ablacji następuje ich stopniowe zanikanie.

Jest to najsuchsza strefa na lodowcu. Przepływają przez nią tylko tranzytowe cieki supraglacialne, zasilane wodą ze strefy papki śnieżno-wodnej. W strefie tej nie zaobserwowano niezorganizowanego odpływu powierzchniowego, poza okresami występowania obfitych opadów deszczu.

Strefa papki śnieżno-wodnej (IV), tak samo określona w klasyfikacji Baranowskiego, charakteryzuje się występowaniem śniegu silnie przesiąkniętego wodą (*slush*). W pierwszej fazie sezonu ablacyjnego zajmuje ona obszar lokalnego obniżenia w środkowej części lodowca (230–270 m n.p.m.). Jej miąższość osiąga maksymalnie 0,5 m. Strefa ta ma największą, w porównaniu z pozostałymi strefami abla-

cyjnej części lodowca, zdolność do retencjonowania wody deszczowej i ablacyjnej.

Strefa papki śnieżno-wodnej jest obszarem formowania się głównych tranzytowych potoków supraglacialnych, których długość wzrasta wraz z przesuwaniem się strefy w górę lodowca.

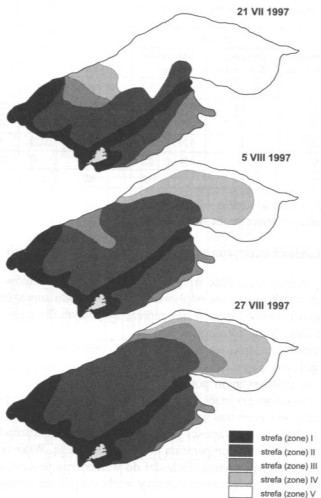
Strefa suchego śniegu (V) jest analogiczna dla dolnej części strefy **firnowo-lodowej** w klasyfikacji Baranowskiego. Odnacza się występowaniem przez cały sezon ablacyjny suchego śniegu. Ablacja za okres od 21 lipca do 31 sierpnia 1997 r. wyniosła (na wysokości 460 m n.p.m.) 19 cm e.w. (Sobota 1998). Szczególną rolę pełnią tu szczeliny poprzeczne, którymi woda ablacyjna odpływa w kierunku masywu Prins Heinrich. Dzięki temu strefa ta pozbawiona jest powierzchniowej sieci wodnej.

Wszystkie omówione powyżej strefy charakteryzowały się dużą dynamiką w czasie, która przejawiała się zmianą powierzchni (ryc. 4 i tab. 1). Z porównania udziału w powierzchni Lodowca Waldemara poszczególnych stref glaciohydrologicznych na początku okresu badań i w jego końcu (tab. 1) wynika, że zmiany udziału tych stref są różnokierunkowe. Nieznacznemu zmniejszeniu powierzchni uległa strefa III, z kolei strefa V zmniejszyła się w badanym okresie ponad czterokrotnie. Powierzchnia pozostałych stref uległa zwiększeniu, przy czym strefy II i IV powiększyły się ponad dwukrotnie. Najbardziej stabilny pod względem zajmowanej powierzchni był obszar strefy I.

Największą dynamiką charakteryzuje się strefa papki śnieżno-wodnej, która przesunęła się w ciągu sezonu ablacji, od czoła lodowca aż do pola firnowego, gdzie utrzymała się do dnia 31 sierpnia 1997 r. Fakt ten odbiega od poglądu Baranowskiego (1977) w odniesieniu do lodowców spitsbergeńskich, że całkowity zanik papki śnieżno-wodnej następuje już w środku sezonu letniego. Podobne spostrzeżenia poczynili na Lodowcu Elizy Marciniak i Marszelewski (1987, 1990).

Strefą najbardziej stabilną w okresie badań, zarówno pod względem zasięgu, jak i powierzchni, była strefa intensywnej ablacji. Jej szerokość była niewielka w porównaniu z pozostałymi strefami. Pewną trudność przy wyznaczeniu jej zasięgu sprawiała morena środkowa, która sięga do wysokości 280 m n.p.m. Została ona włączona do tej strefy z uwagi na ilość materiału morenowego na powierzchni. Nie obserwuje się jednak na jej powierzchni żadnego spływu wody. Jedy-

nie miejscami, głównie pod szczytem Kristine, zaobserwowano potoki rozcinające wał moreny środkowej.



Ryc. 4. Strefy glaciohydrologiczne Lodowca Waldemara w 3 terminach latem 1997 r.

Fig. 4. Glacio-hydrological zones of the Waldemar Glacier on 3 dates in the summer 1997

Tabela 1. Zmiany zasięgu stref glaciohydrologicznych na Lodowcu Waldemara latem 1997 r.

Table 1. Changes of extent of the glacio-hydrological zones on the Waldemar Glacier in the summer 1997

NUMER STREFY NUMBER OF ZONE	21 VII 1997 r.			27 VIII 1997 r.		
	ŚREDNI ZASIĘG MEDIAN RANGE	POWIERZCHNIA AREA		ŚREDNI ZASIĘG MEDIAN RANGE	POWIERZCHNIA AREA	
	[m n.p.m.]	[km ²]	[%]	[m n.p.m.]	[km ²]	[%]
I	190	0,35	13,2	200	0,41	15,5
II	270	0,70	26,2	360	1,43	54,0
III	240	0,29	11,0	390	0,21	7,5
IV	270	0,14	5,3	460	0,34	12,8
V	> 270	1,18	44,3	> 460	0,27	10,2

Objaśnienia stref w tekście

Explanations of zones in the text

Zależność przepływów od warunków meteorologicznych i ablacji

Aby dobrze rozpoznać wpływ poszczególnych elementów środowiska na kształtowanie się odpływu w zlewni potoku supraglacialnego, konieczne było dysponowanie reprezentatywnym dla tego miejsca zbiorem danych meteorologicznych.

W tabeli 2 zestawione zostały współczynniki korelacji pomiędzy poszczególnymi parametrami meteorologicznymi i ablacją oraz przepływem w analizowanym potoku.

W większości przypadków występuje wyraźna zależność przepływu i ablacji od elementów meteorologicznych (współczynnik korelacji $r > 0,77$). Najwyższe wartości współczynnika korelacji zachodzą pomiędzy przepływem a temperaturą powietrza i ablacją. Wraz ze wzrostem temperatury powietrza dochodzi do wzmożenia procesu ablacji, a tym samym do zwiększonej dostawy wody do potoku supraglacialnego. Wartości prężności pary wodnej naśladują przebieg temperatury powietrza, co również znalazło odzwierciedlenie w wartości współczynnika korelacji z przepływem. Występuje stosunkowo wysoka zależność wielkości przepływu od opadu atmosferycznego ($r = 0,77$), co jest odzwierciedleniem dużej liczby dni z opadem.

Tabela 2. Macierz współczynników korelacji parametrów meteorologicznych na Kaffiöyrze (KH) i Lodowcu Waldemara (LW1) z ablacją i przepływem w potoku supraglacialnym w okresie od 5 do 31 sierpnia 1997 r.

Table 2. Correlation matrix between meteorological variables on Kaffiöyra (KH) and Waldemar Glacier (LW1) and ablation and discharge in the supraglacial stream in the period from 5th August to 31st August 1997

Parameter Parametr	T		e		P		C (KH)	SS (KH)	A (LW)	Q (LW)
	KH	LW1	KH	LW1	KH	LW1				
T	KH	0.980	0.972	0.934	0.673	0.692	0.544	-0.542	0.829	0.852
	LW1	0.980		0.949	0.904	0.683	0.682	-0.505	0.823	0.864
e	KH	0.972	0.949		0.696	0.750	0.636	-0.622	0.795	0.852
	LW1	0.934	0.904	0.971		0.771	0.614	-0.621	0.763	0.830
P	KH	0.673	0.683	0.686	0.707		0.260	-0.270	0.664	0.720
	LW1	0.692	0.682	0.750	0.771	0.868	0.324	-0.334	0.586	0.770
C (KH)	0.544	0.515	0.636	0.614	0.260	0.324		-0.963	0.363	0.350
SS (KH)	-0.542	-0.505	-0.622	-0.621	-0.270	-0.334	-0.963		-0.334	-0.352
A (LW)	0.829	0.832	0.795	0.763	0.664	0.586	0.363	-0.334		0.850
Q (LW)	0.852	0.864	0.852	0.830	0.720	0.770	0.350	-0.352	0.850	

Objaśnienia: T – temperatura powietrza, e – ciśnienie pary wodnej, P – suma opadów atmosferycznych, C – zachmurzenie, SS – usłonecznienie, A – ablacja, Q – przepływ, KH, LW1 – stacje meteorologiczne, LW – Lodowiec Waldemara
 Explanations: T – air temperature, e – water vapour pressure, P – sums of atmospheric precipitation, C – cloudiness, SS – sunshine duration, A – ablation, Q – discharge, KH, LW1 – meteorological stations, LW – Waldemar Glacier

Jeśli chodzi o zachmurzenie, to występowało ono zarówno podczas pogody bezdeszczowej, jak i opadów deszczu, dlatego też korelacja pomiędzy tym parametrem a ablacją i przepływem jest niska ($r = 0,33 \div 0,35$). Pozornie może dziwić brak zależności pomiędzy usłonecznieniem a ablacją i przepływami. Sytuację tę można wytłumaczyć tym, że w ciągu całego okresu pomiarowego usłonecznienie było małe (16,6% usłonecznienia możliwego) oraz że najwyższe jego wartości wystąpiły w okresie utrzymywania się przez okres kilku dni ujemnej temperatury powietrza (21–28 sierpnia). Dlatego też pomimo słonecznej pogody ablacja na powierzchni lodowca była minimalna, a w większości potoków na lodowcu woda zamarzała. Czynniki te spowodowały, że wartości współczynnika korelacji między usłonecznieniem a przepływami i ablacją mają wartości ujemne. Podobną sytuację zaobserwowali Bartoszewski i Siwek (1992) na Rzece Scotta (Zachodni Spitsbergen).

Literatura

- Araźny A., 1998, Warunki meteorologiczne Lodowca Waldemara w porównaniu z warunkami na Równinie Kaffiöyra w lecie 1997 roku, mps pracy magisterskiej wykonanej w Zakładzie Klimatologii, Instytut Geografii, UMK, Toruń, ss. 153.
- Baranowski S., 1977, *Subpolarne lodowce Spitsbergenu na tle klimatu tego regionu*, Acta Univ. Wratisl. 393, Studia Geograficzne 31, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław, ss. 157.
- Baranowski S., Głowicki B., 1975, *Meteorological and hydrological investigations in the Hornsund Region made in 1970*, Acta Univ. Wratisl. 251, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław, s. 35–59.
- Bartoszewski S., 1998, *Reżim odpływu rzek Ziemi Wedel Jarlsberga (Spitsbergen)*, Rozprawy habilitacyjne LX, UMCS, Lublin, ss. 167.
- Bartoszewski S., Siwek K., 1992, *Meteorological conditions of the Scott River outflow in the summer 1990 (Western Spitsbergen)*, [w:] *Arctic natural environment problems, Spitsbergen Geographical Expeditions*, UMCS, Lublin, s. 31–38.
- Benson C. S., 1961, *Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland Ice Sheet*, Folia Geographica Danica 6, Kobenhavn, s. 13–37.
- Brykała D., 1998, System дренаżu Lodowca Waldemara (Ziemia Oskara II – Spitsbergen), mps pracy magisterskiej wykonanej w Zakładzie Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Instytut Geografii, UMK, Toruń, ss. 133.

- Cudziło A., 1998, Rola pokryw morenowych i materiału skalnego w selektywnym topnieniu Lodowca Waldemara (NW Spitsbergen) na przykładzie sezonu letniego 1996, mps pracy magisterskiej wykonanej w Zakładzie Hydrologii i Gospodarki Wodnej, Instytut Geografii, UMK, Toruń, ss. 93.
- Fukami H., Escobar F., 1987, *Hydrological characteristics of Soler Glacier drainage, Patagonia*, Bulletin of Glacier Research, No. 4, Japanese Society of Snow and Ice, s. 91–96.
- Głowicki B., 1982, *Some hydrological phenomena observed in the outflow from the Werenskiöld Glacier basin*, [w:] *Results of investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions*, vol. IV, Acta Univ. Wratisl. 525, PWN, Wrocław-Warszawa, s. 49–56.
- Grześ M., 1997, *Preliminary results of glaciological studies of Waldemar Glacier*, [w:] *Dynamics of polar environment*, Spitsbergen Geographical Expeditions, Polar Session, UMCS, Lublin, s. 89–91.
- Grześ M., Sobota I., 1998, *Waldemar Glacier mass balance in the 1996/1997 balance year*, [w:] *Relief, Quaternary Paleogeography and Changes of the Polar Environment*, Polar Session, II, Spitsbergen Geographical Expeditions, IV Conference of Polish Geomorphologists, UMCS, Lublin, s. 41–50.
- Hagen J. O., Liestøl O., Roland E., Jorgensen T., 1993, *Glacier atlas of Svalbard and Jan Mayen*, Meddelelser, nr 129, Norsk Polarinstittutt, Oslo.
- Hambrey M. J., 1977, Supraglacial drainage and relationship to structure, with particular reference to Charles Rabots Bre, Okstindan, Norway, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, vol. 31, No. 2, Oslo, s. 69–77.
- Jania J., 1988, *Dynamiczne procesy glacialne na południowym Spitsbergenie*, Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, nr 955, Uniwersytet Śląski, Katowice, ss. 258.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1995, *Hydraulic geometry of a supraglacial stream, Ragnarbreen, Spitsbergen*, [w:] *Quaestiones Geographicae*, Special Issue 4, UAM, Poznań, s. 165–176.
- Kropka J., Leszkiewicz J., 1988, *Wstępna charakterystyka odpływu ze zlewni Lodowca Werenskiölda (Spitsbergen) w sezonie letnim 1986 roku*, [w:] *Stan obecny i wybrane problemy polskich badań polarnych*, Materiały XV Sympozjum Polarnego, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław, s. 169–177.
- Lankauf K. R., 1997, *Recession of Waldemar Glacier*, [w:] *Dynamics of polar environment. Spitsbergen Geographical Expeditions*, Polar Session, UMCS, Lublin, s. 125–127.
- Lankauf K. R., 2002, *Recesja lodowców Rejonu Kaffiöyry (Ziemia Oskara II – Spitsbergen) w XX wieku*, Prace Geogr. 183, ss. 221.

- Leszkiewicz J., 1983, *Dynamika odpływu powierzchniowego zlewni potoku lodowca Nordfall (południowy Spitsbergen)*, [w:] *Wyprawy polarne Uniwersytetu Śląskiego 1977–1980*, t. I, Uniwersytet Śląski, Katowice, s. 60–76.
- Marciniak K., Kejna M., Przybylak R., 1994, *Warunki meteorologiczne w regionie Kaffiöry (NW Spitsbergen) a natężenie przepływu w cieku Waldemar Północny (zlewnia Rzeki Waldemara)*, [w:] *Problemy Klimatologii Polarnej 4*, Materiały IV Seminarium Meteorologii i Klimatologii Polarnej, WSM, Gdynia, s. 155–167.
- Marciniak K., Marszelewski W., 1987, *Próba podziału Lodowca Elizy (NW Spitsbergen) na strefy glaciologiczne*, [w:] *Aktualne problemy badawcze w Arktyce i Antarktyce*, Materiały XIV Sympozjum Polarne, UMCS, Lublin, s. 140–146.
- Marciniak K., Marszelewski W., 1990, *Kształtowanie się odpływu w obrębie Lodowca Elizy (NW Spitsbergen) w zależności od warunków pogodowych i ablacji w okresie lata polarnego*, AUNC, Geografia XXII, 73, UMK, Toruń, s. 125–161.
- Marszelewski W., Marciniak K., Podgórski Z., 1987, *Spływ wód w obrębie wybranych lodowców regionu Kaffiöry (NW Spitsbergen) w sezonie letnim*, [w:] *Aktualne problemy badawcze w Arktyce i Antarktyce*, Materiały XIV Sympozjum Polarne, UMCS, Lublin, s. 133–139.
- Müller F., 1962, *Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Heiberg Island, N.W.T. Canada*, *Journal of Glaciology* 4 (33), s. 302–317.
- Paszczyk J., Michalczyk Z., Bartoszewski S., 1991, *Analysis of the Scott River flow in 1989 (West Spitsbergen)*, [w:] *Arctic environment research, Spitsbergen Geographical Expeditions*, Polar Session, UMCS, Lublin, s. 97–106.
- Pereyma J., 1991, *Climatic conditions of outflow ablative waters from Werenskiöld Glacier in Spitsbergen*, 1st International Symposium on Glacier Caves and Karst in Polar Regions, Madrid, s. 135–146.
- Pereyma J., Piasecki J., 1988, *Warunki topoklimatyczne i hydrologiczne w regionie lodowca Werenskiöld na Spitsbergenie w sezonie letnio-jesiennym 1983 roku*, *Wyprawy polarne Uniwersytetu Śląskiego 1980–1984*, Prace Naukowe, nr 910, Uniwersytet Śląski, Katowice, s. 107–122.
- Pulina M., Pereyma J., Kida J., Krawczyk W., 1984, *Characteristics of the polar hydrological year 1979/1980 in the basin of the Werenskiöld Glacier, SW Spitsbergen*, *Pol. Polar Res.* 5, No. 3–4, PWN, Warszawa, s. 165–182.

- Sobota I., 1997, *Preliminary characteristics of outflow from the Waldemar Glacier (Kaffiöyra, NW Spitsbergen) in the 1996 summer*, [w:] *Dynamics of polar environment*, Spitsbergen Geographical Expeditions, Polar Session, UMCS, Lublin, s. 157–162.
- Sobota I., 1998, *Ablacja i odpływ z Lodowca Waldemara w sezonie letnim 1997*, [w:] *Relief, Quaternary Paleogeography and Changes of the Polar Environment*, Polar Session, II, Spitsbergen Geographical Expeditions, IV Conference of Polish Geomorphologists, UMCS, Lublin, s. 149–168.
- Stenborg T., 1968, *Glacier drainage connected with ice structures*, [w:] *Geografiska Annaler*, vol. 50A, No. 1, Svenska Skaellskapet for Antropologi och Geografi, Stockholm, s. 25–53.
- Szczepanik W., 1993, *Reżim wybranych rzek Kaffiöyry (Ziemia Oskara II, NW Spitsbergen) w okresie lata polarnego*, AUNC, Geografia XXIV, 82, Toruń, s. 55–146.
- Szczepanik W., Marciniak K., 1989, *Wpływ ekstremalnych warunków pogodowych na zjawiska hydrologiczne na przykładzie wybranych rzek z regionu Kaffiöyry (NW Spitsbergen)*, [w:] *Dorobek i perspektywy polskich badań polarnych*, Materiały XVI Sympozjum Polarnego, UMK, Toruń, s. 185–188.
- Wolfe P. M., English M. C., 1995, *Hydrometeorological relationships in a glacierized catchment in the Canadian High Arctic*, *Hydrological Processes* 9, Chichester, s. 911–921.

INFLUENCE OF METEOROLOGICAL CONDITIONS TO THE SURFACE RUN-OFF ON THE WALDEMAR GLACIER (NW SPITSBERGEN) IN THE SUMMER OF 1997

Summary

In the summer season 1997 during the 13th Toruń Polar Expedition research works were carried out to investigate the dynamics of water run-off in a selected supraglacial stream on the Waldemar Glacier in comparison to the course of meteorological conditions and ablation (figs 1 and 3). We have tried to present also the temporal and spatial changes in the structure of surface run-off on the glacier.

Over the Kaffiöyra region in the whole summer season, especially in August, cyclonic weather dominated. Its characteristic features were: small sunshine duration (16.6 percent of the possible value), high cloudiness (8.5 on the scale 1–10), high frequency of strong winds (mean velocity 5.4 m/s), and very abundant and intensive atmospheric precipitation (sum 122.5 mm) (fig. 2).

The ablation is considerably differentiated spatially and temporary. In the studied period its highest value was observed below 250 m above sea level, and the lowest one on 430 m above sea level (19 cm e.w.). On 150 m above sea level, at the hydrometric stand, the ablation was 119 cm e.w. The gradient of ablation varied from 0.3 cm to 3.6 cm e.w. per 100 m height in the selected periods (Sobota 1998).

The three big streams marked on fig. 3 (A, B and C) have the greatest role in the formation of the surface drainage system of the Waldemar Glacier. Daily measurements of the discharge intensity were made on the 508.6 m long supraglacial stream. The stationary measurement point was on 147 m above sea level, about 160 m above the place where the stream leaves the snout of the glacier.

The spatial differentiation induced the authors to distinguish five glacio-hydrological zones on the Waldemar Glacier: intensive ablation, organised run-off, snow patches, slush, and dry snow (fig. 4, tab. 1). The main criteria to distinguish the individual zones were the followings: morphology of the glacial surface, pollution degree of the snow by moraine material, and types of the surface run-off.

Table 2 presents the correlation coefficients between the meteorological parameters and ablation and the discharge in the analysed stream. In most of the cases the correlation between the individual parameters is high ($r > 0.77$). The highest values of the correlation coefficient occur between the discharge and the course of temperature and ablation.