

ZWIĄZEK KRÓTKOOKRESOWYCH ZMIAN MIĄŻSZOŚCI POKRYWY ŚNIEŻNEJ NA LODOWCU AAVATSMARKA (NW SPITSBERGEN) Z ELEMENTAMI METEOROLOGICZNYMI WIOSNĄ 2001 I 2002 ROKU

Mariusz Grabiec

Katedra Geomorfologii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60, 41–200 Sosnowiec
mgrabiec@ultra.cto.us.edu.pl

1. Wstęp

Wahania klimatu obserwowane współcześnie prowadzą do zmian relacji pomiędzy akumulacją i ablacją w procesie kształtowania bilansu masy lodowców. Akumulacja stanowi źródło przychodu masy lodowca. Poznanie związków występujących między zmianami miąższości pokrywy akumulacyjnej, a elementami meteorologicznymi pozwoli właściwie interpretować i przewidywać zmiany zimowego bilansu masy na tle zmieniającego się klimatu.

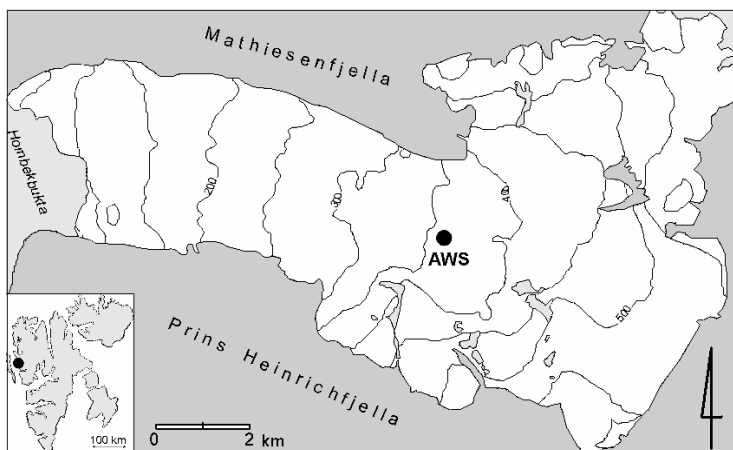
Szczegółowe dane dotyczące przestrzennego rozkładu akumulacji śniegu na lodowcach Spitsbergenu nie należą do licznych. Natomiast rozwiązania modelowe, nie były dotychczas stosowane dla rekonstrukcji rozkładu miąższości śniegu na lodowcach Svalbardu, głównie z powodu niedostatecznej ilości danych meteorologicznych pochodzących bezpośrednio z powierzchni lodowca. Z kolei lokalizacje stacji meteorologicznych na Spitsbergenie nie są reprezentatywne dla warunków panujących na lodowcach. Adoptowanie danych meteorologicznych z tych stacji w celu szacowania bilansu zimowego lodowców jest skomplikowane (Grabiec 2003).

Praca niniejsza ma na celu określenie związków pomiędzy krótkookresowymi zmianami miąższości pokrywy śnieżnej na lodowcu z elementami meteorologicznymi notowanymi bezpośrednio na lodowcu, jak też w jego okolicy. Jako związki krótkookresowe przyjęte zostają zależności między zmianami grubości śniegu na lodowcu, a przebiegiem elementów meteorologicznych w skali 24-godzinnej lub krótszej. Wykazanie tych związków ułatwi modelowanie akumulacji zimowej na lodowcach, oszacowanie jej czasowej i przestrzennej zmienności na podstawie danych meteorologicznych.

2. Lokalizacja, dane źródłowe i metodyka badań

Szczegółowe badania meteorologiczno–niwalne przeprowadzono w dwóch okresach: 11.IV. – 30.IV.2001 oraz 12.IV – 5.V.2002 w pobliżu linii równowagi Lodowca Aavatsmarka. Na wysokości 346 m n.p.m., w punkcie o współrzędnych: 78°41'42"N, 12°16'03"E zainstalowana została automatyczna stacja

meteorologiczna dokonująca pomiarów: temperatury powietrza i śniegu w profilu pionowym, wilgotności powietrza, elementów bilansu promieniowania, miąższości śniegu oraz prędkości i kierunku wiatru. Lokalizację punktu pomiarowego przedstawia rycina 1.



Ryc. 1. Lokalizacja punktu pomiarowego grubości pokrywy śnieżnej (AWS) na Lodowcu Aavatsmarka

Fig. 1. The location of measurement point of the snow cover thickness (AWS) on Aavatsmark Glacier

Pomiary miąższości pokrywy śnieżnej prowadzono przy wykorzystaniu ultrasonicznego czujnika grubości pokrywy śnieżnej SR50 Campbell Scientific Ltd., wykonującego odczyty w interwałach 10-minutowym. Czujnik ten dokonywał pomiaru odległości pomiędzy SR50, a najbliższym obiektem znajdującym się w polu widzenia instrumentu (22°). Odległość określana była na podstawie czasu pomiędzy wysłaniem i ponownym odbiorem przez czujnik sygnału o częstotliwości 50 kHz. Wartość ta była dodatkowo korygowana algorytmem uwzględniającym prędkość rozchodzenia się sygnału w zależności od temperatury powietrza. Ze względu na proporcjonalność błędu do odległości do celu, czujnik powinien być zlokalizowany możliwie blisko powierzchni śniegu, jednak nie bliżej 0.5 m. W poszczególnych okresach pomiarowych sondę montowano na początkowej wysokości 1.26 i 1.36 m, uwzględniając możliwość znacznego zwiększenia się miąższości śniegu. Ramię montażowe miało długość 150 cm, co zapewniało, że pole widzenia czujnika będzie poza zasięgiem wpływu masztu oraz innych elementów stacji. Ramię zostało dodatkowo zastabilizowane linami odciągowymi połączonymi z masztem. Szczegółowe informacje dotyczące zasad działania czujnika SR50 zawarte są w instrukcji obsługi wydanej przez producenta (*SR50 Sonic Ranging Sensor. User Guide*, 1994).

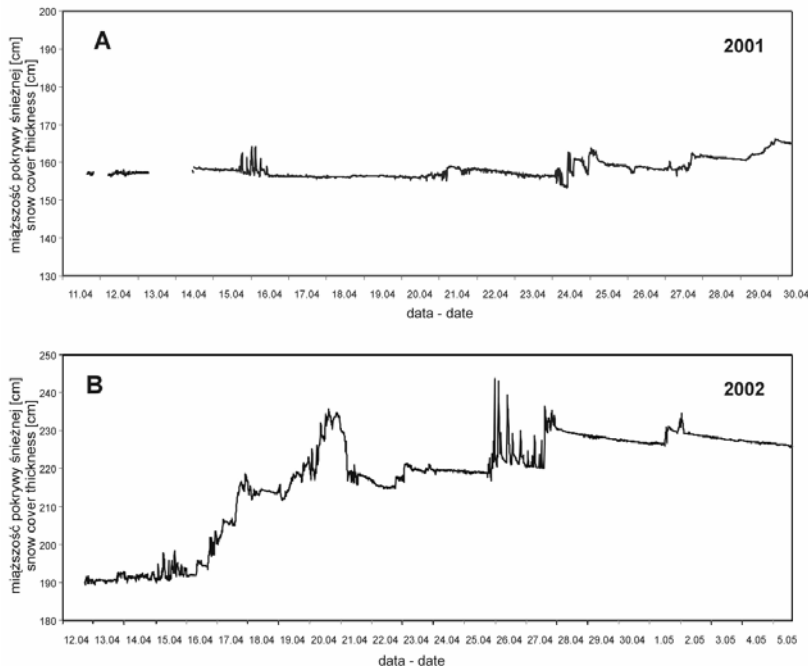
Między 12.IV a 5.V.2002 prowadzono porównawcze do pomiarów na Lodowcu Aavatsmarka obserwacje miąższości pokrywy śnieżnej oraz opadów na Równinie Kaffiøyra. Pomiary grubości śniegu w okolicy Toruńskiej Stacji Polarnej były kontynuacją badań prowadzonych przez cały sezon zimowy. Odczyty wykonywane były raz na dobę (18 UTC). Pomiar opadu był wykonywany deszczomierzem Hellmana bez osłon redukujących siłę wiatru. Punkty pomiaru opadów zlokalizowano na morenie czołowo-bocznej Lodowca Aavatsmarka na wysokości 11.5 m n.p.m. oraz na tundrze w odległości około 150 m od brzegu morza (Sobota 2003). Miąższość śniegu na Równinie Kaffiøyra notowano na stanowisku usytuowanym w pobliżu deszczomierza na tundrze, a także u podnóża moreny czołowo-bocznej.

Do analiz wykorzystano również dobowe sumy opadów, średnie dobowe wartości prędkości wiatru oraz maksymalny dobowy poryw wiatru notowane na stacji meteorologicznej w Ny-Ålesundzie, oddalonej o około 30 km na północ. Dane pochodzą z National Climatic Data Center (www.ncdc.noaa.gov).

3. Zmienność miąższości pokrywy śnieżnej w okresie 11.IV. – 30.IV.2001

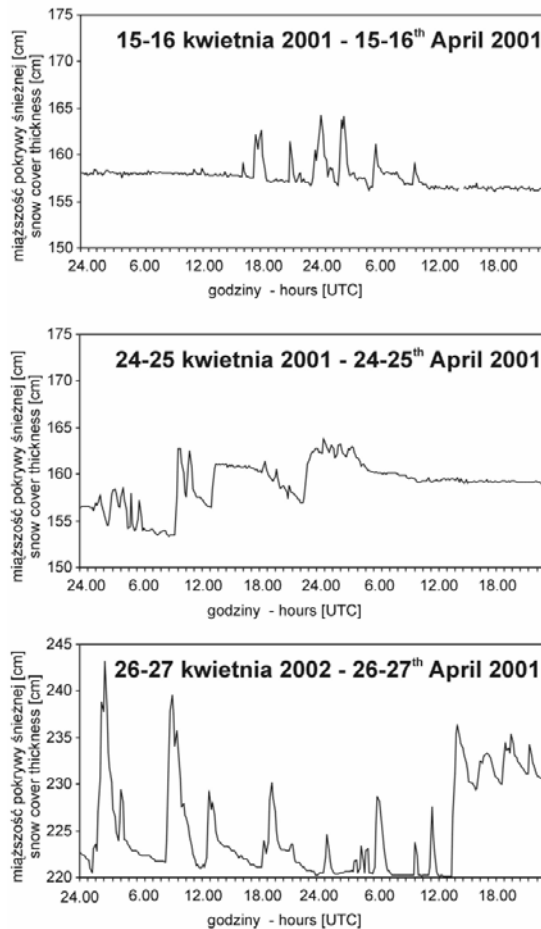
W ciągu okresu pomiarowego wystąpiły dwie przerwy spowodowane awarią zasilania stacji meteorologicznej 11 – 12.IV oraz 13 – 14.IV. Obserwacje rozpoczęto od miąższości 157 cm, a ostatni odczyt podał wartość 165.1 cm, zatem w ciągu 19 dni pomiarowych przybyło zaledwie 8.1 cm śniegu (ryc. 2. A). Minimalny poziom (153.4 cm) pokrywa śnieżna osiągnęła 24 kwietnia, a największą miąższość zanotowano przedostatniego dnia obserwacji – 29.IV – 166,3 cm. Całkowity zakres zmian grubości pokrywy śnieżnej wyniósł więc 12.9 cm. Wielkości zmian miąższości pokrywy śnieżnej pomiędzy dwoma kolejnymi odczytami odległości czujnika od powierzchni śniegu (10 minut) wahały się w zakresie między –3.2 cm a 5.4 cm. Ekstremalne zmiany zanotowano odpowiednio 24 kwietnia o godzinie 5.20 (UTC) i 16 kwietnia o 2.30 (UTC), przy porywach wiatru przekraczających 11 m/s. 96.2% zmian miąższości śniegu pomiędzy dwoma kolejnymi odczytami nie przekroczyło 1 cm. Maksymalna godzinna amplituda miąższości śniegu wyniosła 9.2 cm (24.IV 9.00 – 10.00 (UTC)), a dobowa 9.3 cm (24 kwietnia). Średnia zmiana grubości śniegu wynosiła natomiast 12.6 mm/h.

W początkowym okresie obserwacyjnym, między 11 a 15 kwietnia pokrywa śnieżna była stosunkowo stabilna, w przedziale miąższości 157–159 cm. Analizę tego okresu utrudniają wspomniane wcześniej przerwy zapisu danych.



Ryc. 2. Zmienność miąższości pokrywy śnieżnej w okresie 11.IV. – 30.IV. 2001 (A) oraz 12.IV. – 5.V.2002 (B)
 Fig. 2. The snow cover thickness variability within the periods 11 – 30th April 2001 and 12th April – 5th May 2002

Na przełomie 15 i 16 kwietnia obserwowano znaczne wahania poziomu pokrywy śnieżnej. W tym też okresie zanotowano maksymalną zmianę miąższości śniegu w ciągu 10 minut. Obserwowano gwałtowny wzrost poziomu śniegu w ciągu około 20 minut, a następnie wolniejszy, chociaż również przebiegający w dość krótkim czasie (od 30 minut do 2 godzin) proces powrotu do wyjściowego poziomu powierzchni śniegu (ryc. 3). Podobny proces zaobserwowano 24 kwietnia. Zjawisku temu towarzyszyła duża prędkość wiatru – do 14 m/s. Przyczyną tego procesu było prawdopodobnie szybkie przemieszczanie się pod czujnikiem form typu zastrugi. Pojawienie się dystalnej części zastrugi w polu pomiaru czujnika znacznie zmieniło wartość odczytu poziomu powierzchni śniegu. Szybkość procesu zależy głównie od siły wiatru i właściwości powierzchni śniegu, warunkujących transport. Osłabienie siły wiatru znacznie spowalnia zjawisko, czasem zastrugi są stabilizowane na dłuższy okres czasu. Przykłady, gdy po gwałtownym wzroście miąższości powierzchnia powraca do stanu wyjściowego znacznie dłużej, nawet do 9 godzin obserwowano 24 i 25 kwietnia (ryc. 3). Oczywiście na omawiany proces nakładają się wiele innych zjawisk jak np. opady, utrudniając jego pełną analizę.



Ryc. 3. Zmienność miąższości pokrywy śnieżnej w dniach 15–16 kwietnia, 24–25 kwietnia 2001 oraz 26–27 kwietnia 2002 roku

Fig. 3. The snow cover thickness variability on the 15–16th April 2001, 24–25th April 2001 and 26–28th April 2002

Okres między 16 a 23 kwietnia charakteryzuje się ponownie stabilnym przebiegiem, po którym następuje kolejny okres o znacznych wahaniami poziomu pokrywy śnieżnej (24–25 kwiecień), czego przykłady przywołano powyżej. W ostatnim okresie od 26 do 30 kwietnia miąższość śniegu nieregularnie rośnie osiągając swoją maksymalną wartość. Fazy wzrostu grubości warstwy śniegu prawdopodobnie na skutek opadów występują na przemian z fazami wolnego osiadania (27/28 kwietnia, 29/30 kwietnia).

4. Zmienność miąższości pokrywy śnieżnej w okresie 12.IV. – 5.V.2002

Początkowa miąższość śniegu w punkcie pomiarowym wynosiła 190 cm (ryc. 2.B). W okresie obserwacyjnym grubość śniegu (różnica między ostatnim, a pierwszym pomiarem) zwiększyła się o 35.8 cm. Minimalną miąższość śniegu w analizowanym okresie zanotowano pierwszego dnia pomiarów (189.3 cm), podczas gdy maksymalna wartość wystąpiła 25 kwietnia (243.6 cm), zatem amplituda miąższości śniegu wyniosła 54.3 cm.

Tempo zmian pokrywy śnieżnej przybierało znaczne rozmiary. Zmiany 10-minutowe poziomu pokrywy śnieżnej wahały się między 15.7 cm, a –8.9 cm. Maksymalną zmianę miąższości śniegu odnotowano 25 kwietnia o godzinie 23.20 (UTC), przy wilgotności powyżej 80% (prawdopodobne opady) i porywach wiatru powyżej 10 m/s. Generalnie jednak przypadki zmian grubości śniegu pomiędzy dwoma kolejnymi odczytami powyżej 1 cm stanowią zaledwie 5% ogółu przypadków. Średnia zmiana poziomu powierzchni śniegu była niewielka – 19.8 mm/h. Maksymalna godzinna amplituda miąższości śniegu wyniosła 21 cm (25.IV 23.00 – 24.00 (UTC)), natomiast dobowe 26.7 cm (25 kwietnia).

Pierwszy okres (12–15 kwietnia 2002) charakteryzował się stabilną pokrywą śnieżną. Zmiany miąższości związane są z opadami, wywiewanymi następnie aż do starszej stabilnej pokrywy. Obserwowany jest jednak w tym czasie nieznaczny trend wzrostowy (o ok. 3 cm w całym okresie). W okresie między 16 a 20 kwietnia poziom pokrywy śnieżnej podnosił się systematycznie na skutek opadów do poziomu 236 cm, czyli o około 46 cm. 21 kwietnia nastąpiło wywianie świeżego śniegu spadłego w ciągu ostatniej doby i ustabilizowanie się miąższości śniegu na poziomie ok. 220 cm z niewielką tendencją spadkową na skutek osiadania. Sytuacja taka utrzymywała się do 25 kwietnia. W okresie tym przeważała mroźna, sucha, radiacyjna pogoda.

W okresie 26–27 kwietnia obserwowano zjawisko gwałtownego podnoszenia się poziomu pokrywy śnieżnej nawet o kilkanaście cm, a następnie powrotu do wyjściowego poziomu (ryc. 3). Sytuacja ta powtarzała się wielokrotnie w ciągu wspomnianych dwóch dni. Przyczyną tego zjawiska było, podobnie jak w roku 2001, przesuwanie się zastrug śnieżnych w polu pomiaru czujnika. Skala zmian miąższości pokrywy śnieżnej obserwowanych w tym okresie w roku 2002 była znacznie większa, aniżeli w roku poprzednim. Jako ostatni możemy wyróżnić okres (28 kwietnia – 5 maja) z przewagą osiadania śniegu. Średnie tempo osiadania wyniosło 3.9 mm/h.

5. Związki zmian miąższości śniegu z elementami meteorologicznymi

Analizowano cechy zmienności warstwy śniegu na tle warunków meteorologicznych. Dyskusji poddano następujące parametry pokrywy śnieżnej:

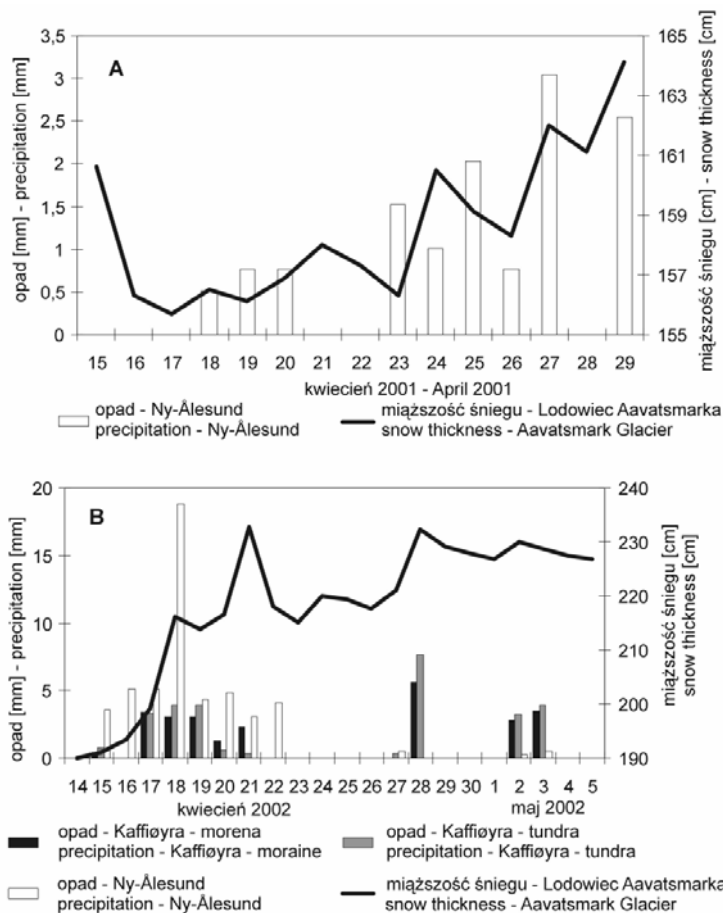
– średnią intensywność zmian miąższości pokrywy śnieżnej – przeciętna szybkość zmian grubości śniegu mierzona w interwale czasowym 10 min, w określonym przedziale czasowym. Niezależnie, czy zmiany prowadzą do zmniejszenia, czy też wzrostu miąższości warstwy śniegu, wartość parametru posiada zawsze znak dodatni. Parametr ten wyraża się miarą prędkości zmian miąższości [mm/h].

– amplitudę miąższości pokrywy śnieżnej – różnica między maksymalnym i minimalnym poziomem powierzchni śniegu w określonym przedziale czasu, wyrażana w metrach [cm].

– zmianę masy śniegu – średnia zmiana masy śniegu, przypadająca na jednostkę powierzchni w określonym czasie, przy założeniu średniej gęstości powierzchniowej warstwy śniegu – 280 kg/m³ (Benson i Sturm 1993). Parametr ten wyraża się w [kg/m²s].

5.1. Opady

Zwiększanie się grubości pokrywy śnieżnej jest związane przede wszystkim z dostawą śniegu na skutek opadów. Niestety automatyczna stacja meteorologiczna pracująca na linii równowagi Lodowca Aavatsmarka nie była wyposażona w deszczomierz, który i tak jest mało skuteczny przy rejestracji opadów stałych zwłaszcza w czasie wiatru. O związkach opadów ze zmianami grubości pokrywy śnieżnej wnioskować można jedynie na podstawie danych notowanych w Ny-Ålesundzie oraz w czasie wyprawy wiosną 2002 roku na Równinie Kaffiøyra (Sobota 2003).

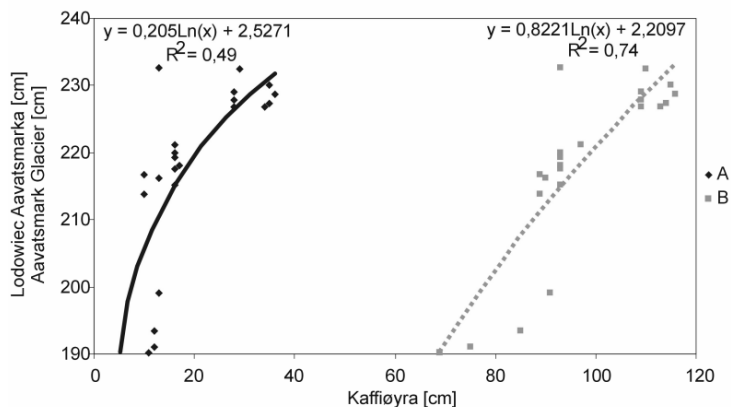


Ryc. 4. Miąższość pokrywy śnieżnej na linii równowagi Lodowca Aavatsmarka (dane z godziny 18.00 UTC) oraz opady na stacji Ny-Ålesund i Równinie Kaffiøyra w sezonach wiosennych 2001 (A) i 2002 (B)

Fig. 4. The snow cover thickness on the equilibrium line of Aavatsmark Glacier (updated on 18 00 UTC) and the precipitation in Ny-Ålesund and on Kaffiøyra Plain in the spring seasons 2001 (A) and 2002 (B)

Miąższość pokrywy śnieżnej na linii równowagi Lodowca Aavatsmarka w dość czytelny sposób nawiązuje do opadów notowanych zarówno w pobliżu czoła lodowca, jak też na stacji meteorologicznej w odległości kilkudziesięciu kilometrów od miejsca obserwacji (ryc. 4). Od 18 kwietnia 2001 roku opady w Ny-Ålesundzie występowały bardzo często, czemu odpowiadał, wolny trend wzrostu grubości śniegu na Lodowcu Aavatsmarka (ryc. 4. A). W czasie trwania wyprawy wiosennej 2002 r., w pierwszej fazie obserwowano intensywne opady do dnia 21 kwietnia (ryc. 4. B). Poziom pokrywy śnieżnej w tym czasie systematycznie się podnosił, po czym obniżył się w dniach bez opadów. Kolejne opady notowane 27/28 kwietnia ponownie skutkowały zwiększeniem miąższości śniegu. Znacznie mniejszy efekt miały opady 2–3 maja.

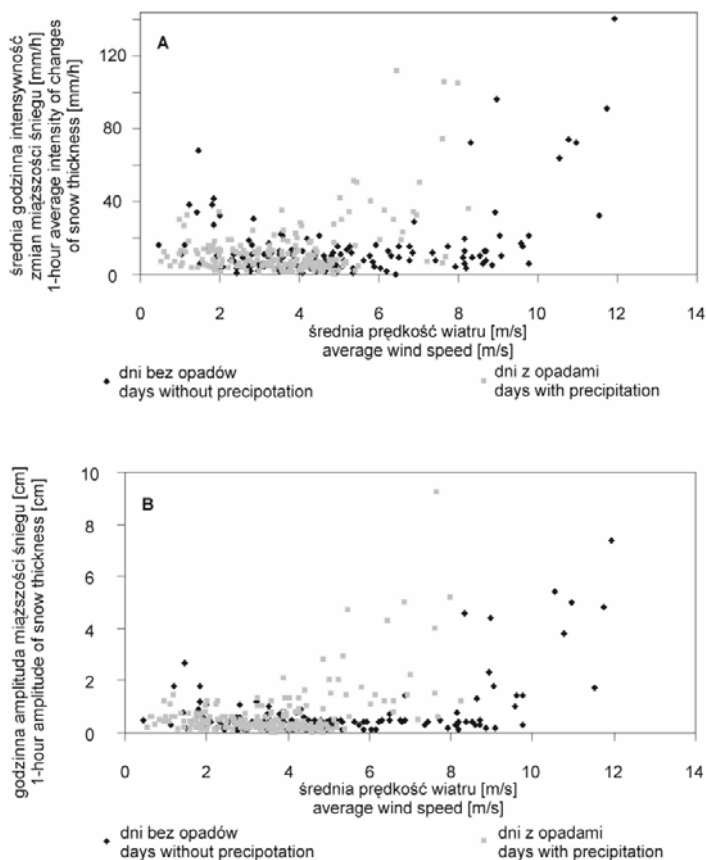
Stwierdzono również istotny związek między zmianami miąższości pokrywy śnieżnej na Lodowcu Aavatsmarka oraz na Równinie Kaffiøyra (ryc. 5). Znacznie istotniejszy związek zanotowano między grubością śniegu na lodowcu i punktem zlokalizowanym w pobliżu moreny czołowo-bocznej Lodowca Aavatsmarka, aniżeli w przypadku lokalizacji na terasie nadmorskiej. Pierwsza lokalizacja jest bardziej korzystna dla akumulacji ze względu na jej osłonięcie przed silnym wiatrem przez ciąg moren.



Ryc. 5. Związek miąższości śniegu na linii równowagi Lodowca Aavatsmarka i Równinie Kaffiøyra (dane z godziny 18.00 UTC). Stanowiska obserwacyjne na Równinie Kaffiøyra: A – terasa nadmorska; B – podnóże moreny czołowo-bocznej

Fig. 5. The relations between the snow cover thickness on the equilibrium line of Aavatsmark Glacier and on Kaffiøyra Plain (updated on 18 00 UTC). Survey locations on Kaffiøyra Plain: A – the sea terrace; B - the foot of the frontal-lateral moraine

Analizowano różnicę między zmianami miąższości pokrywy śnieżnej na lodowcu w dniach z opadami i bez opadów na tle średnich prędkości wiatru w przedziałach godzinnych wiosną 2001 roku. Istotny wzrost amplitudy oraz średniej intensywności zmian miąższości śniegu w dniach z opadami zachodził już przy średniej prędkości wiatru 5 m/s, podczas gdy w czasie dni bez opadów dopiero przy prędkości powyżej 8 m/s (ryc. 6). Opady zatem wpływają nie tylko na zwiększenie miąższości pokrywy śnieżnej, ale również na intensywność krótkookresowych wahań poziomu śniegu poprzez dostawę nieskonsolidowanego materiału, o małej gęstości, który łatwo podlega redepozycji.



Ryc. 6. Średnia godzinna intensywność zmian miąższości pokrywy śnieżnej (A) i godzinna amplituda miąższości pokrywy śnieżnej (B) na Lodowcu Aavatsmarka w dniach z opadami i bez opadów na tle średnich prędkości wiatru wiosną 2001 roku

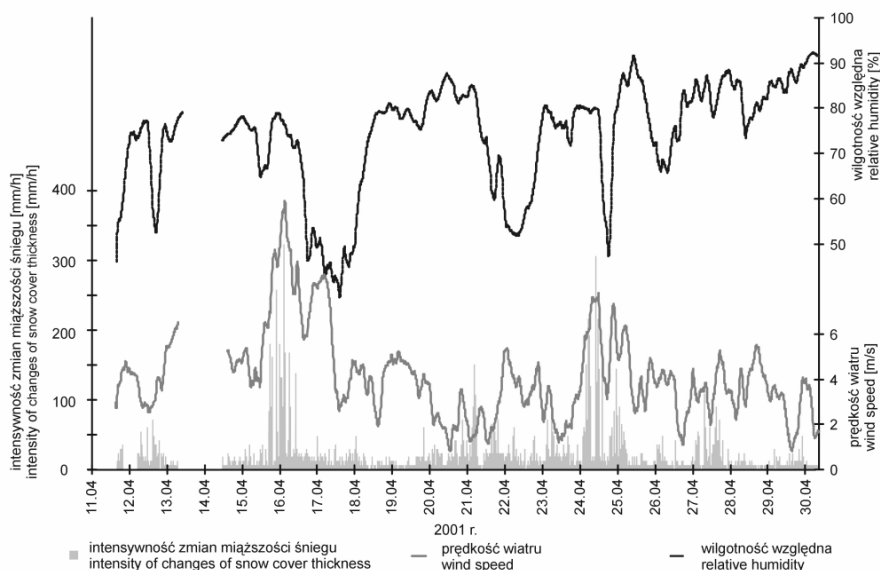
Fig. 6. The relation between the 1-hour average of intensity of changes of snow cover thickness (A) and the 1-hour amplitude of snow cover thickness on Aavatsmark Glacier in days with and without precipitation on the basis of the average wind speed in the spring season 2001

5.2. Prędkość wiatru

Jak wcześniej wspomniano, znaczną część zmian pokrywy śnieżnej przypisuje się oddziaływaniu wiatru. Analiza średniej intensywności zmian miąższości śniegu w okresie wiosennym 2001 roku potwierdza jej wzrost w okresach o wyższej prędkości wiatru (ryc. 7). Intensywności zmian grubości warstwy śniegu w zakresie od 0 do 30 mm/h odpowiada średnia prędkość wiatru 4 m/s. Intensywności zmian poziomu powierzchni pokrywy śnieżnej między 30 a 60 mm/h towarzyszyła średnia prędkość wiatru wynoszące 6.2 m/s, natomiast przy intensywności zmian powyżej 60 mm/h występowały wiatry o sile średnio 8.7 m/s.

Średnia sześciogodzinna intensywność zmian miąższości śniegu wykazuje związek ze średnimi prędkościami wiatru i maksymalnymi porywami wiatru notowanymi w tym interwale (ryc. 8. I). Współczynniki korelacji wynoszą odpowiednio $r = 0.51$ i 0.60 , przy istotności statystycznej $p = 0.001$. Również

sześciogodzinna amplituda grubości śniegu jest zależna od średniej prędkości i maksymalnego porywu wiatru (ryc. 8. II). Współczynniki korelacji wspomnianych związków są istotne statystycznie na poziomie $p = 0.001$ i wynoszą odpowiednio $r = 0.46$ i $r = 0.66$.



Ryc. 7. Przebieg prędkości wiatru, wilgotności względnej i intensywności zmian miąższości śniegu na Lodowcu Aavatsmarka w okresie 11.IV. – 30.IV. 2001

Fig. 7. The course of the wind speed, the relative humidity and the intensity of changes of snow cover thickness on Aavatsmark Glacier in the period 11th April – 30th April 2001

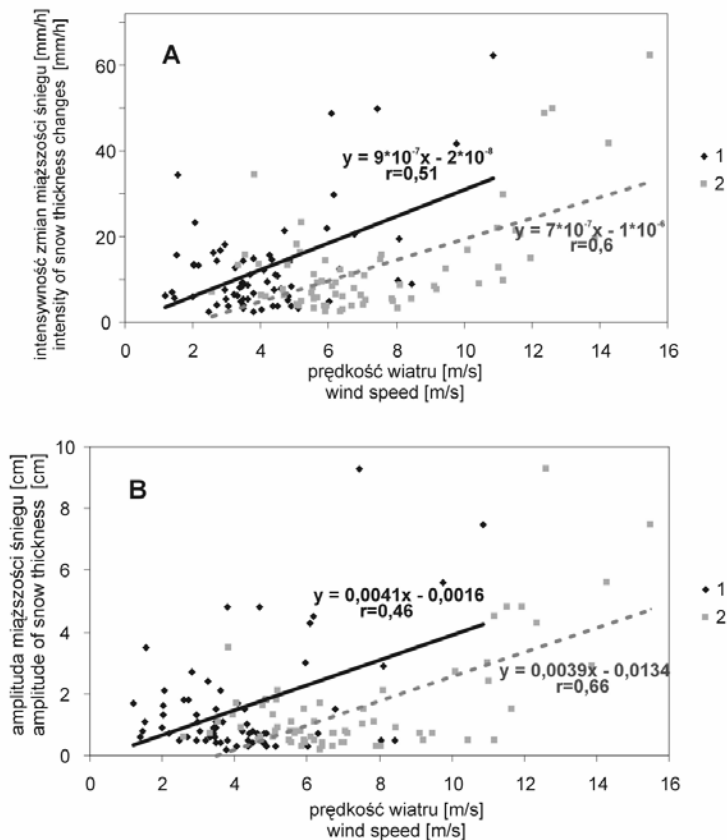
Dokonano również próby oceny związków między dobowymi parametrami zmian miąższości pokrywy śnieżnej i prędkością wiatru na lodowcu oraz na stacji meteorologicznej oddalonej o około 30 km w kierunku północnym. W tym celu zestawiono średnie dobowe prędkości wiatru oraz maksymalne dobowe porywy wiatru notowane na Lodowcu Aavatsmarka wiosną 2001 roku oraz w Ny-Ålesundzie wiosną 2001 i 2002 roku z parametrami zmian grubości pokrywy śnieżnej na Lodowcu Aavatsmarka w tych samych okresach (ryc. 9, ryc. 10). Zarówno średnia intensywność zmian, jak również dobowa amplituda miąższości śniegu są istotnie skorelowane ze średnią prędkością i maksymalnym porywem wiatru. Współczynniki korelacji r wahają się między 0.53 a 0.77.

5.3. Przewiewanie

Drift śniegu w warunkach polarnych odgrywa niezwykle istotną rolę w przestrzennym rozmieszczeniu pokrywy śnieżnej. Szczególnie zaś na powierzchniach lodowców proces ten zachodzi często i na dużą skalę.

Wykorzystując model Listona i Sturma (1998) obliczono wartości teoretycznego strumienia (tempa) transportu śniegu (*drift flux, mass-transport rate*), na podstawie średnich i maksymalnych prędkości wiatru notowanych wiosną 2001 r. na Lodowcu Aavatsmarka. Model szacuje dwuwarstwowy transport śniegu w

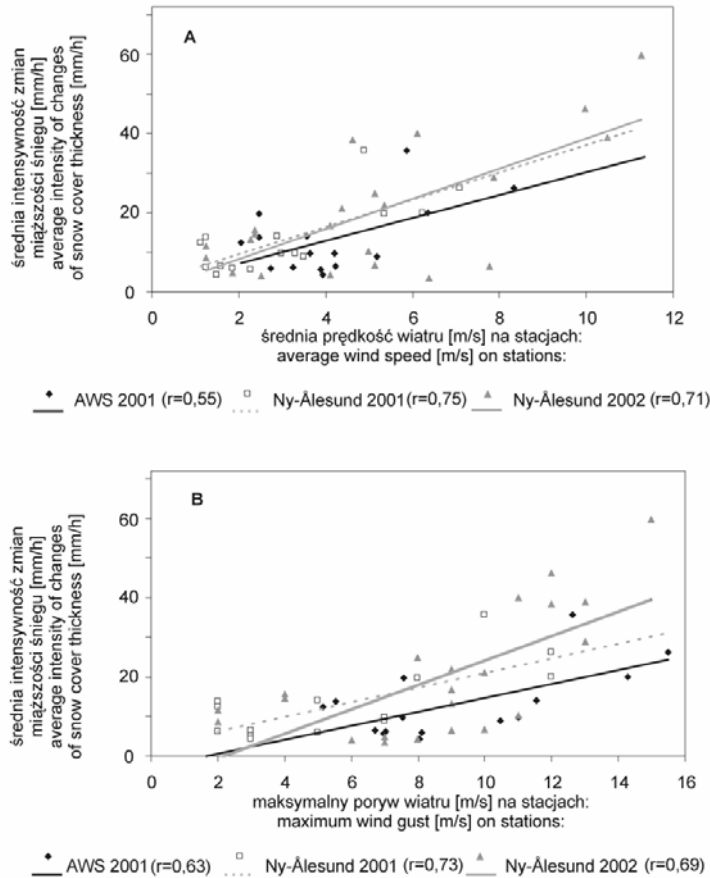
postaci saltacji i suspensji. Tempo transportu obliczono na podstawie prędkości wiatru notowanych w interwałach 10-cio minutowych przez automatyczną stację meteorologiczną na Lodowcu Aavatsmarka, a następnie uśredniono do wartości godzinnych. Poprawność zastosowania tego typu modelu do szacowania strumienia transportu w warunkach spitsbergeńskich została zweryfikowana w dolinie Adventdalen przez Jaedicke (2002). Model wykorzystuje założenia stałych, średnich parametrów powierzchniowej warstwy śniegu (gęstość, zawartość wody, temperatura śniegu itd.), w związku z czym możliwe są błędy szacowania transportu na skutek zmian właściwości powierzchni. Strumień transportu w rozważanym modelu jest funkcją jedynie prędkości wiatru.



Ryc. 8. Związek intensywności zmian (A) oraz amplitudy (B) miąższości pokrywy śnieżnej ze średnimi (1) i maksymalnymi (2) prędkościami wiatru na Lodowcu Aavatsmarka w kwietniu 2001 r.

Dane średnie i maksymalne 6-cio godzinne

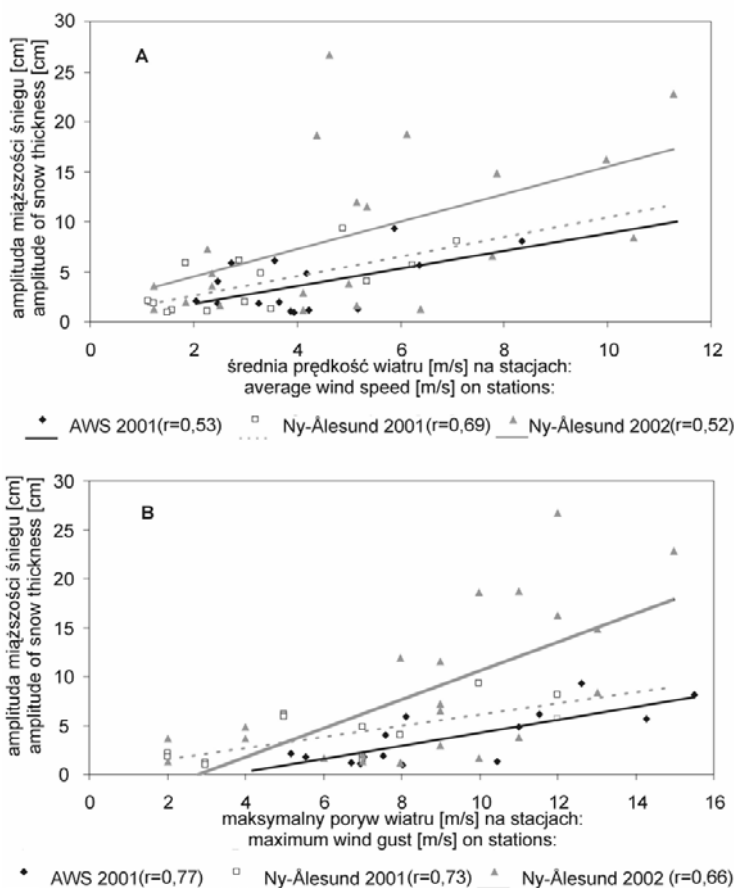
Fig. 8. The relations of the intensity of changes (A) and the amplitude (B) of snow cover thickness with the average (1) and the maximum (2) wind speed on Aavatsmark Glacier in April 2001. 6-hour average and maximum data



Ryc. 9. Związki średniej intensywności zmian miąższości pokrywy śnieżnej na Lodowcu Aavatsmarka ze średnią dobową (A) oraz maksymalną dobową prędkością wiatru (B) na linii równowagi Lodowca Aavatsmarka (AWS) w kwietniu 2001 r. oraz w Ny-Ålesundzie w kwietniu 2001 r. i kwietniu/maju 2002 r.

Fig. 9. The relations of average intensity of changes of snow cover thickness on Aavatsmark Glacier and the daily average (A) and the maximum wind speed (B) on the equilibrium line of Aavatsmark Glacier (AWS) in April 2001 and in Ny-Ålesund in April 2001 and April - May 2002

Dla rozpoczęcia przewiewania krytyczna prędkość ścinająca (u_{τ}) musi zostać przekroczona (Liston i Sturm 1998). Wartość ta zależna jest od właściwości fizycznych zdeponowanego śniegu i zawiera się w przedziale między 0.1 a 0.25 m/s dla świeżego, suchego śniegu, a 0.25–1 m/s dla śniegu zalegającego dłużej na podłożu, o większej gęstości lub wilgotnego (Pomeroy i in. 1993). W rozważaniach modelowych Schmidt (1986) przyjął wartość krytyczną prędkości ścinającej $u_{\tau} = 0.25$ m/s. Wartość ta została zaadoptowana również w niniejszym modelu. Prędkość ścinająca (u_{τ}) jest funkcją prędkości wiatru ($u(z)$) [m/s] notowanej na wysokości z oraz szorstkości podłoża (z_0) [m]. Przy założeniu stabilnej atmosfery, prędkość ścinająca (u_{τ}) oraz szorstkość podłoża (z_0) opisują odpowiednio równania [1] i [2] (Liston i Sturm 1998):



Ryc. 10. Związki dobowej amplitudy pokrywy śnieżnej na Lodowcu Aavatsmarka ze średnią dobową (A) oraz maksymalną dobową prędkością wiatru (B) na linii równowagi Lodowca Aavatsmarka (AWS) w kwietniu 2001 r. oraz w Ny-Ålesundzie w kwietniu 2001 r. i kwietniu/maju 2002 r.

Fig. 10. The relations of daily amplitude of snow cover thickness on Aavatsmark Glacier and the daily average (A) and maximum wind speed (B) on the equilibrium line of Aavatsmark Glacier (AWS) in April 2001 and in Ny-Ålesund in April 2001 and April - May 2002

$$u_* = u(z) \frac{k}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)} \quad [1]$$

$$z_0 = 0,12 \frac{u_*^2}{2g} \quad [2]$$

gdzie:

k – stała von Karmana [0.4];

g – przyspieszenie grawitacyjne [9.81 m/s²].

Stosując powyższe formuły obliczono, iż teoretycznie przy prędkości wiatru powyżej 5.5 m/s notowanej na wysokości 2.6 m nad powierzchnią śniegu przekroczona zostanie wartość krytyczna $u_{r1} = 0.25$ [m/s]. Są to warunki, w których prowadzono pomiary na linii równowagi Lodowca Aavatsmarka.

Po przekroczeniu wartości krytycznej prędkości wiatru cząstki śniegu zostają wyerodowane z ekspozycji w stosunku do kierunku wiatru powierzchni, a następnie zdeponowane po stronie zawietrznej przeszkody, po zmniejszeniu się siły wiatru. Przy mniejszej prędkości wiatru cząstki śniegu transportowane są poprzez saltację, a wraz z wzrostem prędkości wiatru większą rolę w przemieszczaniu cząstek śniegu zaczyna odgrywać suspensja (Liston i Sturm 1998). Strumień transportu śniegu Q [kg/ms] wyraża się zatem:

$$Q = Q_{salt} + Q_{susp} \quad [3]$$

gdzie:

Q_{salt} – strumień transportu w postaci saltacji [kg/ms];

Q_{susp} – strumień transportu w postaci suspensji [kg/ms].

Po przekroczeniu przez prędkość ścinającą u^* prędkości krytycznej transportu u_{r1} cząsteczki śniegu zostają oderwane od powierzchni przez wiatr i poruszają się po trajektorii balistycznej „odbijając się” od powierzchni śniegu. Równanie tempa saltacji zostało sformułowane przez Pomeroy'a i Gray'a (1990):

$$Q_{salt} = 0,68 \frac{\rho_a u_{r1}}{g u_*} (u_*^2 - u_{r1}^2) \quad [4]$$

gdzie:

ρ_a – gęstość powietrza [1.2928 kg/m³].

Występowanie saltacji warunkuje rozpoczęcie procesu suspensji. Cząstki śniegu zostają uniesione wyżej przez ruch turbulentny powietrza i są transportowane dalej bez kontaktu z podłożem w postaci suspensji. Strumień suspensji można przedstawić jako (Liston i Sturm 1998):

$$Q_{susp} = \int_{h_*}^{h_t} c(z) u(z) dz \quad [5]$$

gdzie:

$c(z)$ – koncentracja masy śniegu na wysokości z [kg/m³];

granice całki oznaczają wysokości nad powierzchnią śniegu:

h_* – wysokość górnej granicy występowania saltacji [m];

h_t – wysokość górnej granicy występowania suspensji; wysokość, na której koncentracja masy śniegu $c(z)$ jest równa 0 kg/m³ [m].

Koncentracja transportowanego w postaci zawieszonyj materiału w pionowym słupie powietrza $c(z)$ zakłada istnienie związku z koncentracją materiału na pewnym poziomie referencyjnym. Zależność tą przedstawia równanie (Kind 1992):

$$c(z) = c(r) \left[\left(\frac{\beta u_*^3}{u_r s} + 1 \right) \left(\frac{z}{r} \right)^{\frac{-s}{k u_*}} - \frac{\beta u_*^3}{u_r s} \right] \quad [6]$$

gdzie:

- $c(r)$ – koncentracja materiału (kg/m^3) na wysokości referencyjnej r [m];
- β – parametr równy około 0.5;
- u_r – prędkość wiatru [m/s] na wysokości referencyjnej r ;
- s – parametr prędkości cząstek śniegu – 0.3 m/s (Schmidt 1982).

Jako poziom referencyjny przyjęta zostaje górna granica warstwy saltacji h_* (Liston i Sturm 1998). Wysokość ta obliczana jest na podstawie następującego przybliżenia (Greeley i Iversen 1985):

$$h_* = \frac{1,6u_*^2}{2g} \quad [7]$$

Zatem koncentracja masy śniegu na poziomie referencyjnym równym górnej granicy saltacji liczona jest według wzoru (Liston i Sturm 1998):

$$c(h_*) = \frac{Q_{salt}}{h_* u_p} \quad [8]$$

gdzie:

- u_p – prędkość cząstek śniegu w warstwie saltacji [m/s].

Prędkość cząstek śniegu w warstwie saltacji przyjmuje się za niezależną od wysokości i równą (Pomeroy i Gray 1990):

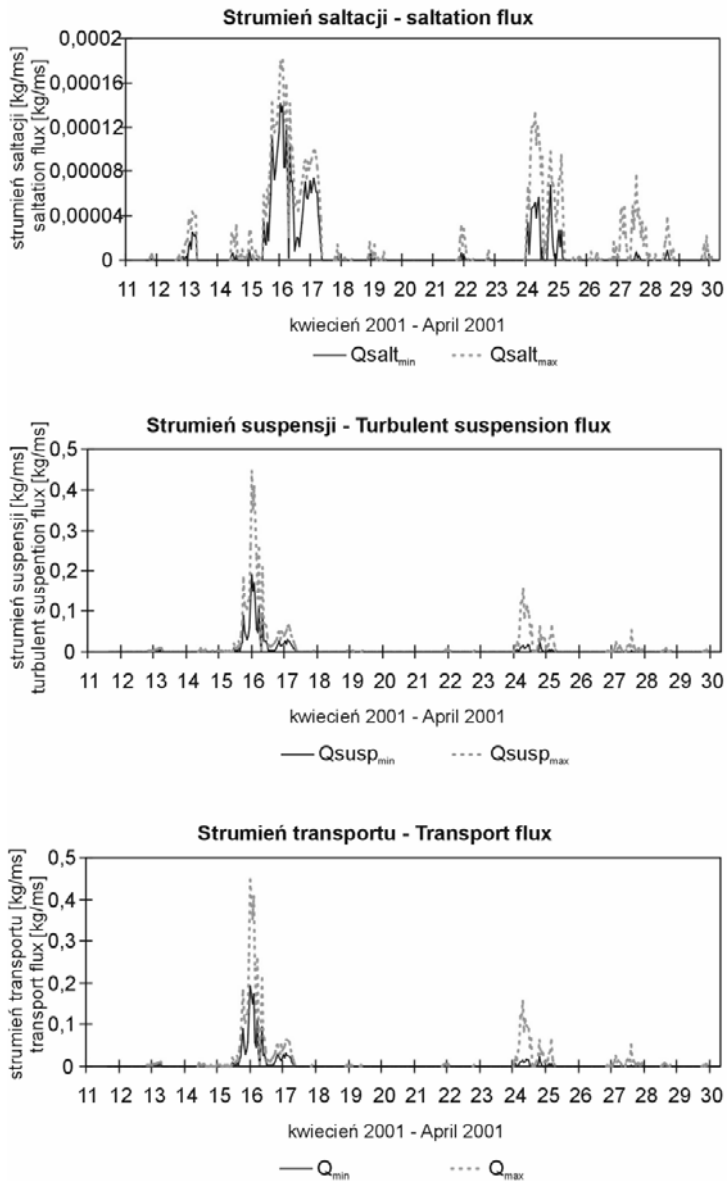
$$u_p = 2,8u_* \quad [9]$$

Wielkość tempa przewiewania wyznaczona na podstawie średnich prędkości wiatru jest niedoszacowana (Q_{min}), podczas gdy przy zastosowaniu prędkości maksymalnych – przeszacowana (Q_{max}). Obliczenie strumienia transportu przy zastosowaniu obu typów danych (prędkości wiatru maksymalne i średnie) pozwala ocenić zakres prawdopodobnej wielkości przewiewania. Wyniki przebiegu strumienia transportu w analizowanym okresie a także strumieni składowych: saltacji i suspensji zostały przedstawione na ryc. 11. Obliczono, że intensywny transport śniegu występował w trzech okresach w kwietniu 2001 roku: 15–17 kwietnia, 24–25 kwietnia i 27 kwietnia. Maksymalne wartości transportu występowały 16 kwietnia – $Q_{max} = 0.45 \text{ kg/ms}$. Wielkość transportu determinowana jest przez strumień suspensji, podczas gdy saltacja odgrywa marginalną rolę. Zakres wartości strumienia transportu uzyskanych na podstawie modelowania nawiązuje do wyników bezpośrednich obserwacji dryftu śniegu w Adventdalen wykonanych między lutym, a marcem 2000 r. (Jaedicke 2002).

Strumień przewiewania zestawiono z bezwzględnymi zmianami masy śniegu w określonym czasie na powierzchni jednostkowej ($\text{kg/m}^2\text{s}$). Oceniono, iż na linii równowagi lodowca masa śniegu ulegająca wywianiu bądź nawianiu na powierzchni 1m^2 stanowi średnio między 4.2% a 9.8% masy transportowanego śniegu przez profil o szerokości 1 m.

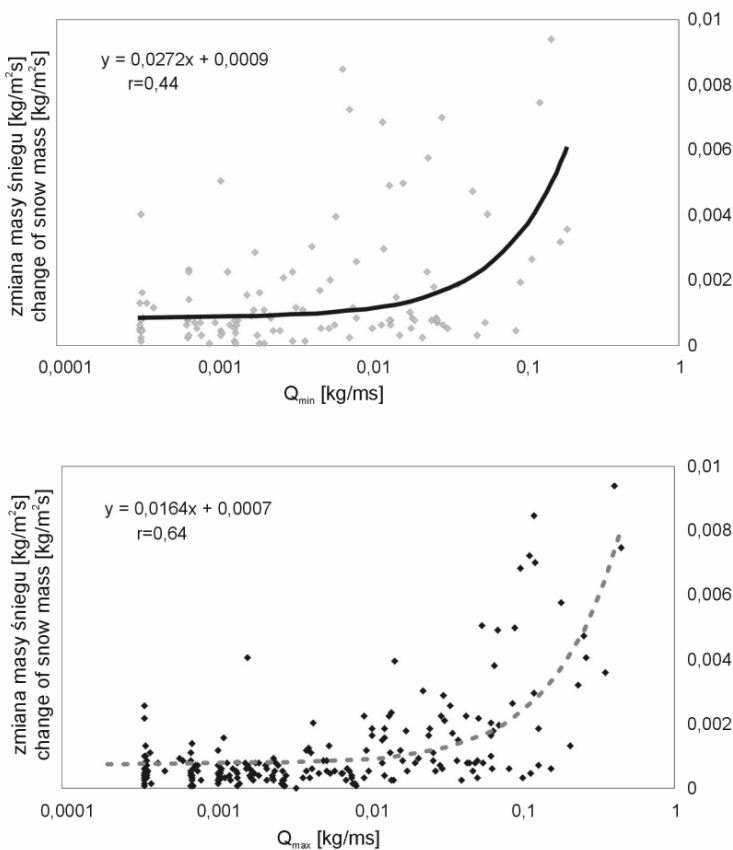
Zmiany masy śniegu wykazują istotny statystycznie związek z wielkością strumienia transportu śniegu. Współczynnik korelacji średnich godzinnych zmian masy śniegu oraz tempa przewiewania waha się między $r = 0.44$ dla Q_{min} a $r = 0.64$ dla Q_{max} (ryc. 12). Występowanie opadów śniegu doprowadza do znacznej akceleracji zmian w obrębie pokrywy śnieżnej. Wówczas czynnik anemologiczny odgrywa nieco mniejszą rolę w zmianach masy śniegu. Znajduje to potwierdzenie w porównaniu związków między zmianami masy śniegu, a tempem transportu w dniach, kiedy notowano opady w Ny-Ålesundzie oraz gdy

opady nie występowały. W dniach z opadami rozważany związek posiadał współczynniki korelacji $r = 0.62$ (Q_{\min}) i $r = 0.65$ (Q_{\max}), podczas gdy w okresach bez opadów współczynnik korelacji wzrastał do $r = 0.71$ (Q_{\min} , Q_{\max}).



Ryc. 11. Wyniki modelowania strumienia transportu śniegu oraz strumieni składowych: saltacji i suspensji na linii równowagi Lodowca Aavatsmarka w okresie 11 – 30 kwietnia 2001

Fig. 11. The results of modeling of the snow transport flux, and both saltation and turbulent suspension fluxes on the equilibrium line of Aavatsmark Glacier within the periods 11 – 30th April 2001



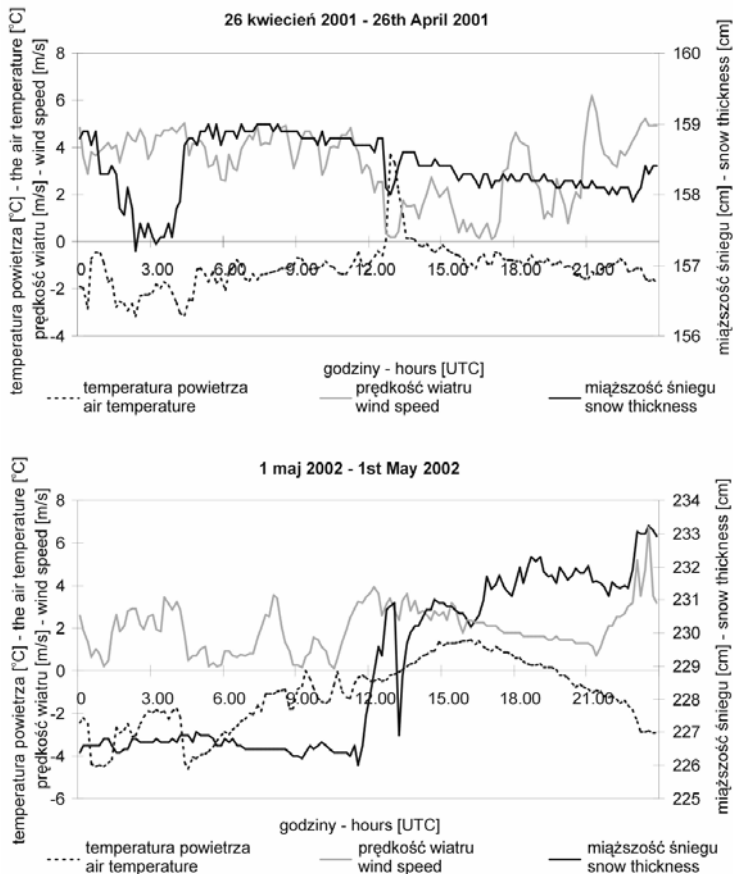
Ryc. 12. Związek zmian masy śniegu ze strumieniem transportu śniegu. Q_{\min} - strumień transportu śniegu obliczony na podstawie średnich 10-cio minutowych prędkości wiatru; Q_{\max} - strumień transportu śniegu obliczony na podstawie maksymalnych 10-cio minutowych prędkości wiatru. Oś X przedstawiona w skali logarytmicznej

Fig. 12. The relations between changes of snow mass and the snow transport flux. Q_{\min} - the snow transport flux calculated on the basis of 10-minute average wind speed; Q_{\max} - the snow transport flux calculated on the basis of 10-minute maximum wind speed. X axis displayed in the logarithmic scale

5.4. Temperatura powietrza

W obu okresach obserwacyjnych temperatura powietrza w niewielkim stopniu wpływała na zmiany miąższości pokrywy śnieżnej. Jedynie w dwóch przypadkach stwierdzono trwające ponad godzinę ocieplenia z dodatnimi temperaturami powietrza. W czasie pomiarów wiosną 2001 roku dodatnią temperaturę na lodowcu zanotowano 26 kwietnia między 12.40, a 13.50 UTC, czyli zaledwie godzinę i 10 minut. Temperatura powietrza na wysokości 2 m osiągnęła maksymalną wartość 3.7°C (ryc. 13). W tym czasie miąższość śniegu zmniejszyła się o 0,8 cm, a następnie powróciła do poprzedniego poziomu. Zmiany te trudno tłumaczyć prędkością wiatru, ponieważ jego siła była niewielka. Zatem ubytek śniegu w czasie ocieplenia mógł zostać skompensowany przez materiał pochodzący z opadu. Ocieplenie to było prawdopodobnie zbyt krótkie dla wytworzenia się lodoszreni, ponieważ poziom, do którego obniżyła się powierzchnia śniegu nie stanowił granicy dla gwałtownych wywiewań w dalszej części sezonu obserwacyjnego.

1 maja 2002 roku obserwowano ocieplenie z dodatnimi temperaturami powietrza trwające 6 godzin i 20 minut (między 13.20, a 19.40 UTC). Pomimo, że okres ten był znacznie dłuższy od poprzednio opisywanego, to maksymalna temperatura była niższa i osiągnęła 1.5°C (ryc. 13). Na stacjach meteorologicznych tego dnia nie notowano opadów, a prędkości wiatru w czasie ocieplenia wahały się między 1.8, a 5.4 m/s. W czasie wystąpienia dodatniej temperatury powierzchnia śniegu podniosła się o ok. 5 cm, przy czym najintensywniejszy wzrost notowano w pierwszej godzinie ocieplenia przy stosunkowo dużych prędkościach wiatru.



Ryc. 13. Przebieg temperatury powietrza, prędkości wiatru i miąższości pokrywy śniegu na linii równowagi Lodowca Aavatsmarka w dniach 24.IV.2001 i 1.V.2002

Fig. 13. The course of the air temperature, the wind speed and the snow cover thickness on the equilibrium line of Aavatsmark Glacier on 24th April 2001 and 1st May 2002

Dodatnia temperatura powietrza nie determinuje zatem zmniejszenia miąższości śniegu. Nie potwierdza się również hipoteza, że nawet krótkotrwałe ocieplenia prowadzą do wytworzenia lodoszreni zabezpieczających przed wywiewaniem.

6. Podsumowanie

Zmiany miąższości śniegu są funkcją procesów prowadzących do przychodu i ubytku masy śniegu. Po stronie przychodu należy wymienić przede wszystkim opad śniegu i jego nawianie z obszarów sąsiednich, a także zasilanie przez lawiny. Do zmniejszenia miąższości śniegu przyczynia się wywiewanie śniegu, jego topnienie, sublimacja oraz procesy metamorfozy zachodzące wewnątrz warstwy śniegu. Spośród wymienionych czynników na krótkookresowe zmiany grubości śniegu na lodowcach w sezonie zimowym największy wpływ mają opady oraz przewiewanie śniegu. Siła wiatru warunkuje skalę transportu śniegu, w konsekwencji wzrost prędkości wiatru powoduje zwiększenie *intensywności zmian* poziomu pokrywy śnieżnej. Dostawa śniegu w postaci opadów prowadzi zarówno do wzrostu miąższości warstwy śniegu, jak również do zwiększenia amplitudy i intensywności zmian grubości śniegu.

Analizując średnią intensywność zmian grubości śniegu na tle prędkości wiatru (ryc. 7) można zauważyć, iż w pewnych okresach, nawet przy znacznej sile wiatru, przekraczającej wartość krytyczną potrzebną dla rozpoczęcia transportu, powierzchnia śniegu jest stosunkowo stabilna i nie wykazuje istotnych wahań. Takie przypadki obserwowano 16, 21 i 25 kwietnia 2001 roku. Stwierdzono, iż wymienione wcześniej przypadki przypadają na okresy o bardzo niskiej wartości wilgotności względnej. Przyjęto, że przy wilgotności względnej poniżej 75% prawdopodobieństwo wystąpienia opadu jest niewielkie. Z powyższych założeń wynika, że krótkookresowe zmiany miąższości śniegu limitowane są dostępnością nieskonsolidowanego materiału, który może łatwo ulegać redepozycji. Najwięcej tego materiału pochodzi z opadu śniegu. Stąd też średnia intensywność zmian grubości śniegu jest wyższa w czasie dni z opadami. Warstwa świeżego śniegu w krótkim okresie czasu zostaje ustabilizowana. Czas potrzebny do stabilizacji pokrywy śnieżnej jest zależny od warunków termicznych oraz siły wiatru. Na skutek tarcia mas powietrza i cząstek śniegu biorących udział w saltacji, na powierzchni górnej warstwy śniegu wytworzona zostaje skorupa, a przy korzystnych warunkach termicznych (dodatnia temperatura powietrza) i/lub radiacyjnych - warstewka lodoszreni. Transport materiału i krótkookresowe zmiany grubości śniegu zostają znacznie ograniczone na skutek stabilizacji pokrywy śnieżnej.

Zasilanie typu lawinowego ma charakter wybitnie lokalny i w niewielkim stopniu modyfikuje akumulację śniegu na lodowcach Svalbardu (Mikhailov i Zinger 1975). Procesy związane z sublimacją, topnieniem i metamorfozą śniegu nie były analizowane, pomimo iż ich wpływ na kształtowanie poziomu warstwy akumulacyjnej był obserwowany chociażby w zmniejszeniu miąższości poprzez osiadanie, czy też w czasie krótkotrwałych ociepleń. Szczególną uwagę należy poświęcić w przyszłości wpływowi sublimacji śniegu w czasie turbulentnego transportu, ponieważ straty tą drogą mogą okazać się istotnym czynnikiem w kształtowaniu bilansu zimowego lodowców Spitsbergenu.

Podziękowania

Praca powyższa jest częścią projektu finansowanego przez Komitet Badań Naukowych (grant Nr 6 P04E 008 21). Dziękuję wszystkim uczestnikom wspólnych wypraw na Spitsbergen za pomoc w badaniach terenowych, w szczególności zaś prof. Jackowi Jani, prof. Markowi Grzesiowi, mgr Tomaszowi Budzikowi, mgr Agnieszce Piechota, dr Ireneuszowi Sobocie i dr Zbigniewowi Perskiemu.

Literatura

- Benson C.S., Sturm M., 1993, Structure and wind transport of seasonal snow on the Arctic slope of Alaska. *Annals of Glaciology* 18: 261-267.
- Grabiec M., 2003, Związek akumulacji śniegu na lodowcach północno-zachodniego Spitsbergenu z cyrkulacją atmosferyczną, opadami i temperaturą powietrza w okresach zimowych [w:] *Problemy Klimatologii Polarnej* 13: 161-171.

- Greeley R., Iversen J.D., 1985, Wind as a geological process on Earth, Mars, Venus and Titan. Cambridge. Cambridge University Press, New York: 330 s.
- Jaedicke C., 2002, Snow drift losses from an Arctic catchment on Spitsbergen: an additional process in the water balance. *Cold Regions Science and Technology* 34 (2002): 1-10.
- Kind R.J., 1992, One-dimensional eolian suspension above beds of loose particles – a new concentration-profile equation. *Atmospheric Environment* 26A (5): 927-931.
- Liston G.E., Sturm M., 1998, A snow-transport model for complex terrain. *Journal of Glaciology* 44 (148): 498-516.
- Mikhailov V.S., Zinger E.M. 1975. Pitanie lednikov [w:] L.S. Troickij, E.M. Zinger, W.S. Koriakin, W.A. Markin, W.I. Mihalev (red.) Oledinienie Szpicbergena (Svalbarda), Nauka, Moskwa: 106-152.
- Pomeroy J.W., Gray D.M., 1990, Saltation of snow. *Water Resources Research* 26(7): 1583-1594.
- Pomeroy J.W., Gray D.M., Landine P.G., 1993, The prairie blowing snow model. Characteristics, Validation, operation. *Journal of Hydrology* 144: 165-192.
- Schmidt R.A., 1982, Vertical profiles of wind speed, snow concentration and humidity in blowing snow. *Boundary-Layer Meteorology* 23 (2): 223-246.
- Schmidt R.A., 1986, Transport rate of drifting snow and the mean wind speed profile. *Boundary-Layer Meteorology* 34 (3): 213-241.
- Sobota I., 2003, Warunki meteorologiczne i wybrane problemy akumulacji śniegu w rejonie Kaffiøyry (NW Spitsbergen) w okresie od lipca 2001 do kwietnia 2002 roku. *Problemy Klimatologii Polarnej* 13: 139-149.
- SR50 Sonic Ranging Sensor. User Guide., 1994, Issued 3.3.95, Campbell Scientific Canada Corp.: 15 s.

THE RELATIONS BETWEEN SHORT-TERM CHANGES OF THE SNOW THICKNESS ON AAVATSMARK GLACIER (NW SPITSBERGEN) AND METEOROLOGICAL PARAMETERS IN SPRING SEASONS 2001 AND 2002

Summary

The work has been intended to determine relations between short-term changes of the snow cover thickness on the glacier and meteorological parameters recorded on the glacier and in the glacier vicinity. Short-term relations are regarded as connections between variations of the snow depth on the glacier and the course of meteorological factors in a scale of up to 24-hours. Detailed snow and meteorological measurements were carried out on the equilibrium line (364 m a.s.l.) of Aavatsmark Glacier (NW Spitsbergen) in two periods: 11 – 30th April 2001 and 12th April – 5th May 2002. The thickness of snow was investigated with the use of Sonic Ranging Sensor SR50 Campbell Scientific Ltd. Meteorological data comes from an automatic weather station located on the glacier's surface and from meteorological sites on Kaffiøyra and Ny-Ålesund. All measurements were taken in 10-minute step.

Short-term changes of the snow thickness on glaciers in winter seasons are influenced by the precipitation and snow transport. The wind power determines the scale of snow transport. In consequence, the increase of wind speed causes higher intensity of changes of the snow level. The intensity of changes of the snow depth within the range from 0 to $8 \cdot 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ is connected with the average wind speed of 4 ms^{-1} and changes intensity over $17 \cdot 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ accompanied the average wind speed 8.7 ms^{-1} . The appearance of precipitation in daily or longer time-scale causes the increase of snow thickness and the weakness of relations between changes of the snow depth and the wind speed. In a time-scale of

several hours the snow supply leads to the increase of both intensity and amplitude of snow level changes. Significant increase of the intensity and amplitude of changes of snow depth took place over the average wind speed 5 ms^{-1} in days without precipitation and over 8 ms^{-1} in days with snowfall. Short-term changes of the snow thickness are constrained by availability of an unconsolidated, easy-to-transport material. The major part of that material comes from precipitation. As a result short-term changes of the snow depth are more noticeable during days with precipitation. A thin crust layer on the snow surface has been formed as a result of friction of air masses and snow particles. In emergence of the positive temperature and good radiation conditions in the upper snow layer ice crust can be formed. After stabilization of the snow cover even powerful wind gust can't start transporting the material and short-term changes of the snow thickness are limited.