

## CHARAKTERYSTYKA POKRYWY ŚNIEŻNEJ NA LODOWCACH KAFFIØRYRY (NW SPITSBERGEN) W 2005 ROKU

CHARACTERISTIC OF SNOW COVER ON KAFFIØYRA'S GLACIERS, NW SPITSBERGEN IN 2005

Ireneusz Sobota, Marek Grześ

Zakład Kriologii i Badań Polarnych, Instytut Geografii UMK,  
ul. Fredry 6/8, 87–100 Toruń  
irso@geo.uni.torun.pl, gmark@geo.uni.torun.pl

**Zarys treści.** W pracy przedstawiono wyniki badań zimowej akumulacji śniegu na trzech lodowcach regionu Kaffiøyry, NW Spitsbergen. Stwierdzono zróżnicowanie przestrzenne i z wysokością nad poziomem morza miąższości pokrywy śnieżnej. Na podstawie wykonanych pomiarów struktury i uziarnienia pokrywy śnieżnej stwierdzono jej duże zróżnicowanie w różnych częściach lodowców. Zimowa akumulacja śniegu na lodowcu Waldemara wyniosła 43.4 cm e.w., w przypadku lodowca Ireny całkowita zimowa akumulacja śniegu była zbliżona i wyniosła 40.2 cm e.w. Z kolei akumulacja lodowca Elizy wyniosła 58.5 cm e.w.

**Słowa kluczowe:** akumulacja, śnieg, lodowce, lodoszrenie, Spitsbergen.

### 1. Wstęp

Badania pokrywy śnieżnej na lodowcach Kaffiøyry prowadzone są od 1996 roku i są częścią programu badań bilansu masy wybranych lodowców tego regionu (Sobota 1999, 2003, 2004, 2005a, 2005b). W roku 2005 pomiary zimowej akumulacji śniegu przeprowadzono na lodowcach: Waldemara, Ireny i Elizy w maju. Głównym celem badań było określenie zasobów wody w śniegu i ocena przychodowej części równania ich bilansu masy. W oparciu o wykonane profile śniegowe dokonano także standardowej analizy wybranych cech fizycznych i chemicznych pokrywy śnieżnej. Wszystkie elementy opisano i przedstawiono graficznie zgodnie ze standardami proponowanymi przez Międzynarodową Komisję Śniegu i Lodu (ICSI), (Colbeck i in. 1990). Dokonano analizy przestrzennej zmienności akumulacji śniegu na lodowcach oraz jej zróżnicowania z wysokością nad poziomem morza. Badania pokrywy śnieżnej na lodowcu Waldemara prowadzone są od 1996 roku, na lodowcu Ireny od roku 2001, a na lodowcu Elizy od roku 2005. Wykonane badania pozwoliły ocenić całkowitą wielkość akumulacji śniegu na lodowcach położonych w północno-zachodniej części Spitsbergenu w sezonie zimowym 2005 roku.

### 2. Obszar i metody badań

Analizowane lodowce położone są na Równinie Kaffiøyra, która wchodzi w skład Ziemi Oscara II. Jest to nizina nadmorska położona nad brzegami Cieśniny Forland. Jej naturalne granice na północy stanowi lodowiec Aavatsmarka, kończący się w Zatoce Hornbaek, a na południu lodowiec Dahla,

splywający do zatoki o tej samej nazwie. Od wschodu Kaffiøyra graniczy z sześcioma lodowcami biorącymi początek w masywach górskich Prins Heinrich i Jacobson. Lodowiec Waldemara jest lodowcem typu alpejskiego splywającym doliną lodowcową ku Równinie Kaffiøyra. Zajmuje on powierzchnię około 2.7 km<sup>2</sup> (Lankauf 2002). Lodowiec Ireny jest lodowcem dolinnym zlokalizowanym na południe od lodowca Waldemara, splywającym również ku Równinie Kaffiøyra. Powierzchnia lodowca Ireny wynosi 4.3 km<sup>2</sup>, długość 4 km, a szerokość od około 1 km w strefie czołowej, do około 1.5 km na wschodzie. Największy spośród badanych lodowców to lodowiec Elizy. Posiada on powierzchnię 10.8 km<sup>2</sup>. Jego długość wynosi około 7 km, a szerokość do 1.8 km (Lankauf 2002). Od północnej strony z lodowcem graniczy lodowiec Agnor, który traktowany jest często, jako część lodowca Elizy. Północną granicę lodowca stanowią grzbiety Prinsesserygen i Prins Heinrichfjella, a od południa Jarlsbergryggen, Kysa, Askerfjellet. Od wschodu lodowiec połączony jest z plateau Løvenskiolda. Czoło lodowca Elizy położone jest na wysokości około 30–60 m n.p.m..

Sondowania głębokości śniegu na lodowcu Waldemara i lodowcu Ireny wykonywano w około 150 punktach, co dało bardzo dokładny obraz zróżnicowania przestrzennego zimowej akumulacji śniegu. Dało to około 50 punktów pomiarowych na 1 km<sup>2</sup>. Østrem i Brugman (1991) proponują dla lodowców o tej wielkości około 10 punktów na km<sup>2</sup>. Punkty znajdowały się stosunkowo blisko siebie, gdyż zróżnicowanie miąższości jest często bardzo duże, głównie ze względu na topografię i warunki anemometryczne. Lokalizację punktów pomiarowych określano na podstawie pomiarów geodezyjnych i odbiornikiem GPS (Global Positioning System), a następnie nanoszono na mapę topograficzną lodowca w skali 1:10 000 (Lankauf 2002). Bazowymi punktami pomiarowymi były tyczki ablacyjne. Próbkę śniegu do określenia gęstości pobierano cylindrem stalowym o powierzchni przekroju poprzecznego 100 cm<sup>2</sup>. Ciężar próbki określano profesjonalną wagą dynamometryczną z dokładnością do 5 gramów. Pomiaru wykonywano w wybranych profilach śniegowych zgodnie ze standardami proponowanymi przez Międzynarodową Komisję Śniegu i Lodu (ICSI), (Colbeck i in. 1990, Kaser i in. 2003, Hubbard i Glasser 2005). Zgodnie z tymi standardami dokonano także standardowej analizy wybranych cech fizycznych i chemicznych pokrywy śnieżnej. Głównie dotyczyło to struktury, rodzaju uziarnienia, twardości oraz gęstości śniegu.

### **3. Przestrzenne i wysokościowe zróżnicowanie akumulacji śniegu na lodowcach Kaffiøyra**

Istnieje duże zróżnicowanie przestrzenne akumulacji śniegu na lodowcach Kaffiøyra. W sezonie zimowym 2002 roku największą miąższość śniegu na lodowcu Waldemara zaobserwowano w jego północnej części, na polu akumulacyjnym oraz u podnóża stoków pasma Gråfjellet, otaczającego lodowiec od południa (ryc. 1). Największe zanotowane wartości w ekwiwalencie wodnym wyniosły 80 cm na obszarze pola akumulacyjnego. Jeszcze wyższe wartości notowane były u samego podnóża stoków górskich. Tak duża miąższość była częściowo również wynikiem lawin śnieżnych. Śnieg w tej części lodowca utrzymuje się przez cały rok. Najmniejsza miąższość pokrywy śnieżnej wystąpiła w strefie czołowej i u podnóża moreny środkowej (do 30–40 cm e.w.). Jest to obszar silnego wywiewania śniegu, czemu sprzyjają zarówno kierunki wiatru, jak i większe nachylenie. Świadczy to o tym, że w części akumulacyjnej głównym czynnikiem kształtującym miąższość pokrywy śnieżnej są opady atmosferyczne, a w niższych lokalne uwarunkowania lodowca (nachylenie) oraz kierunki i prędkości wiatru (redepozycja śniegu).

W przestrzennym rozkładzie zimowej akumulacji śniegu na lodowcu Waldemara obserwuje się pewne prawidłowości w każdym sezonie zimowym (Grześ i Sobota 1999, 2000, Sobota 2003, 2004,

2005a, 2005b). Największa akumulacja występuje w części akumulacyjnej i u podnóża stoków górskich. Jest to prawidłowość charakterystyczna dla większości lodowców. Nieco bardziej skomplikowany rozkład dotyczy miejsc o najmniejszej akumulacji śniegu. Lodowiec Waldemara posiada najmniejszą akumulację w strefie czołowej do wysokości 220 m n.p.m. i u podnóża moreny środkowej. Jest to rezultat uwarunkowań anemometrycznych, a także największego nachylenia lodowca w tej części. Nachylenie partii czołowej do wysokości 200 m n.p.m. wynosi 10–11° (Lankauf 1997). Należy również zaznaczyć, że wraz ze wzrostem recesji w ostatnich latach, nachylenie lodowca w tej części wzrasta (Bartkowiak i in. 2004). Przestrzenna zmienność zimowej akumulacji śniegu w istotny sposób wpływa na kształtowanie ablacji letniej. Obserwuje się pewną asymetrię w grubości pokrywy śnieżnej. Występuje ona prawie we wszystkich strefach wysokościowych. Podobny rozkład śniegu stwierdzono na lodowcu Hansa (Jania 1993). Miejsca o najmniejszej miąższości pokrywy śniegu pokrywają się z miejscami o największej ablacji powierzchniowej lodowca.

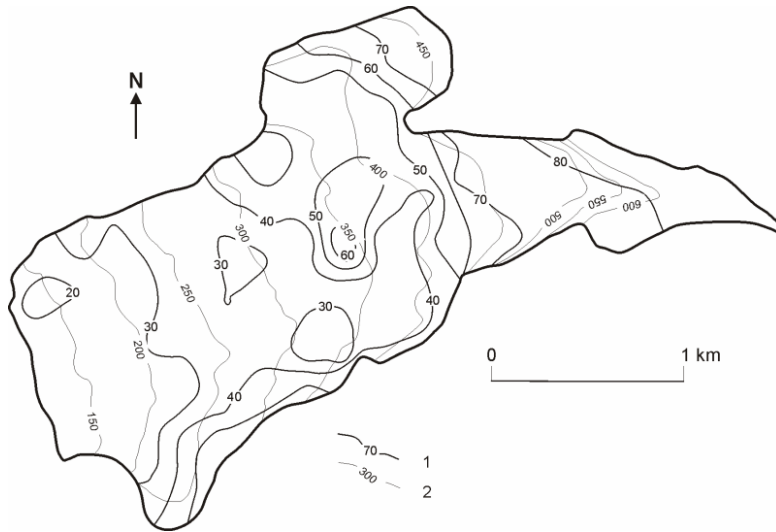


Ryc. 1. Mapa akumulacji śniegu na lodowcu Waldemara w 2005 roku. 1 – izolinie akumulacji śniegu w cm ekwiwalentu wodnego, 2 – poziomicę, 3 – morena środkowa

Fig. 1. Snow accumulation map of the Waldemarbreen in 2005. 1 – snow accumulation isolines in cm of water equivalent, 2 – contour lines, 3 – medial moraine

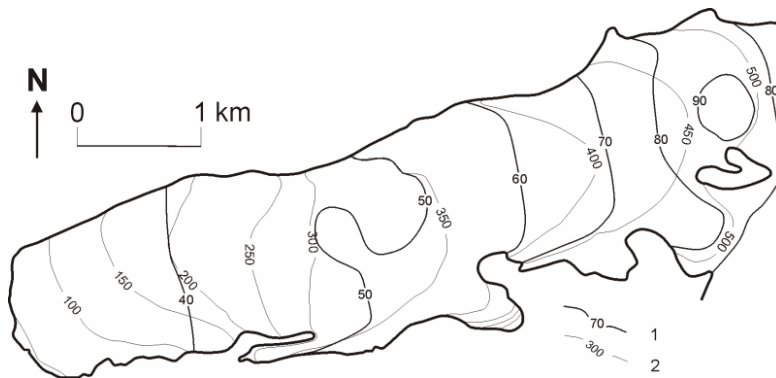
Podobny przestrzenny rozkład akumulacji śniegu stwierdzono na lodowcu Ireny. Wzrasta ona od czoła lodowca w kierunku dwóch pól akumulacyjnych (ryc. 2). Najmniejsze wartości wystąpiły w strefie czołowej, wynosząc tylko do 30 cm e.w., a miejscami nawet 20 cm e.w.. Również w środkowej części czoła lodowca akumulacja wyniosła miejscami zaledwie 20 cm e.w.. Spowodowane to było większym nachyleniem tej części lodowca oraz większą podatnością na wywiewanie śniegu. Najwyższa miąższość śniegu wystąpiła w polach cyrkowych lodowca. Osiągnęła ona do 80 cm e.w. W przestrzennym zróżnicowaniu akumulacji śniegu na lodowcu Ireny również można stwierdzić pewne prawidłowości (Sobota 2003, 2005b). Grubość pokrywy śnieżnej wzrasta od środka lodowca w kierunku pasma Gråfjellet na północy i w kierunku grzbietu Prinsesserygen oraz w stronę pasma Prins Heinrichfjella, otaczającego jego pole akumulacyjne.

W roku 2005 wykonane zostały również pomiary akumulacji śniegu na lodowcu Elizy. Wyraźnie zaznacza się wzrost akumulacji śniegu z wysokością aż do lododziału od 40 cm e.w. do 90 cm e.w. (ryc. 3).



Ryc. 2. Mapa akumulacji śniegu na lodowcu Irenebreen w 2005 roku. 1 – izolnie akumulacji śniegu w cm ekwiwalentu wodnego, 2 – poziomic

Fig. 2. Snow accumulation map of the Irenebreen in 2005. 1 – snow accumulation isolines in cm of water equivalent, 2 – contour lines



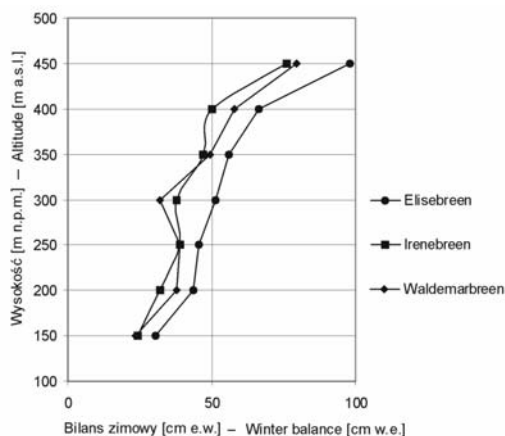
Ryc. 3. Mapa akumulacji śniegu na lodowcu Elizebreen w 2005 roku. 1 – izolnie akumulacji śniegu w cm ekwiwalentu wodnego, 2 – poziomic

Fig. 3. Snow accumulation map of the Elisebreen in 2005. 1 – snow accumulation isolines in cm of water equivalent, 2 – contour lines

Przestrzenne zróżnicowanie akumulacji śniegu na lodowcach w dużej mierze związane jest z redepozycją śniegu w różnych częściach lodowca. Rola ta jest dwukierunkowa: zmniejsza grubość pokrywy śnieżnej poprzez wywiewanie poza obszar lodowca lub zmniejsza w jednym miejscu, a powoduje przyrost miąższości w innej części. Redepozycja śniegu odgrywa już przy prędkości wiatru powyżej 4 m/s (Winther i in. 1998, Grześ i Sobota 2000, Grabiec 2004). W Arktyce przy silnej zamieci i wilgotnym powietrzu śnieg może być przenoszony na odległość rzędu kilkudziesięciu kilometrów. Radionov i in. (1997) podają, że przy prędkościach wiatru 7–8 m/s przemieszczane są już olbrzymie ilości śniegu.

W basenie arktycznym szacuje się około 70 dni, podczas których zachodzi wiatrowe przemieszczanie śniegu. Badania przewiewania śniegu przez wiatr prowadzone były również na Kaffiøyrze. Podjęto próbę ilościowego określenia redepozycji śniegu w czasie zamieci niskich. W tym celu wykorzystano bardzo prostej konstrukcji deflametr śniegowy. Stwierdzono, że przy prędkości wiatru 4.8–5.0 m/s wskaźnik deflacji wynosi około 1000 kg/mb<sup>1</sup> na dobę. Poniżej 5 m/s stwierdzono znaczny spadek do 300–350 kg/mb na dobę (Grześ i Sobota 2000). Redepozycja śniegu w obrębie lodowca w porze zimowej ma również istotny wpływ na przestrzenne zróżnicowanie wielkości ablacji w okresie letnim. Spowodowane jest to zarówno nierównomiernym rozmieszczeniem śniegu, co opóźnia lub przyspiesza topnienie lodu, jak również jest rezultatem dużej twardości śniegu w miejscach silnego przewiewania.

Przestrzenny rozkład grubości śniegu na lodowcu w dużym stopniu implikowany jest przez warunki lokalne, niezależnie od warunków pogodowych. Charakterystyczną cechą większości lodowców jest zwiększanie się akumulacji śniegu wraz ze wzrostem wysokości nad poziomem morza. Jest to rezultat różnych warunków pogodowych w poszczególnych częściach lodowca. Szczególnie jest to widoczne w przypadku lodowców o dużej rozciągłości wysokościowej. Największy wzrost akumulacji śniegu z wysokością nad poziomem morza stwierdzono w 1996 r. w przypadku lodowca Waldemara, a gradient akumulacji wyniósł aż 30 cm e.w. na każde 100 m wysokości. Również w 2005 r. w przypadku wszystkich lodowców następował wzrost akumulacji z wysokością nad poziomem morza (ryc. 4). W przypadku lodowca Waldemara gradient akumulacji wyniósł 18,7 cm e.w., a Ireney 17,3 cm e.w. na każde 100 m wysokości. Największą wartość odnotowano dla lodowca Elizy 22.5 cm e.w. Jest to lodowiec o największej różnicy wysokości pomiędzy czołem, a częścią akumulacyjną. Duży wpływ na kształtowanie się wielkości gradientu ma wielkość pokrywy śnieżnej na czole lodowca. Jest to strefa, gdzie występuje duże wiatrowe przemieszczanie śniegu. Na lodowcu Waldemara w tej części lodowca występują miejsca z brakiem pokrywy śnieżnej. Pewien wpływ na zwiększanie akumulacji z wysokością ma wtórna depozycja śniegu w części, poniżej miejsca załamania profilu podłużnego. Podobne wartości gradientu akumulacji dla lodowców Svalbardu podają między innymi Migała i Pereyma (1998), Lefauconnier



Ryc. 4. Zmienność bilansu zimowego z wysokością nad poziomem morza w 2005 roku

Fig. 4. Winter balance as a function of elevation in 2005

<sup>1</sup> mb – tu: metr bieżący – running metre

i Hagen (1990) oraz Winther i in. (1998). Pionowa zmienność akumulacji na lodowcach Kaffiøyry podobna jest do innych lodowców Svalbardu. Pewne różnice związane są z warunkami pogodowymi w danym sezonie. Dotyczy to głównie opadów w porze zimowej w strefie akumulacyjnej. Zwiększona akumulacja śniegu w tej partii lodowca przyczynia się do wzrostu wartości gradientu.

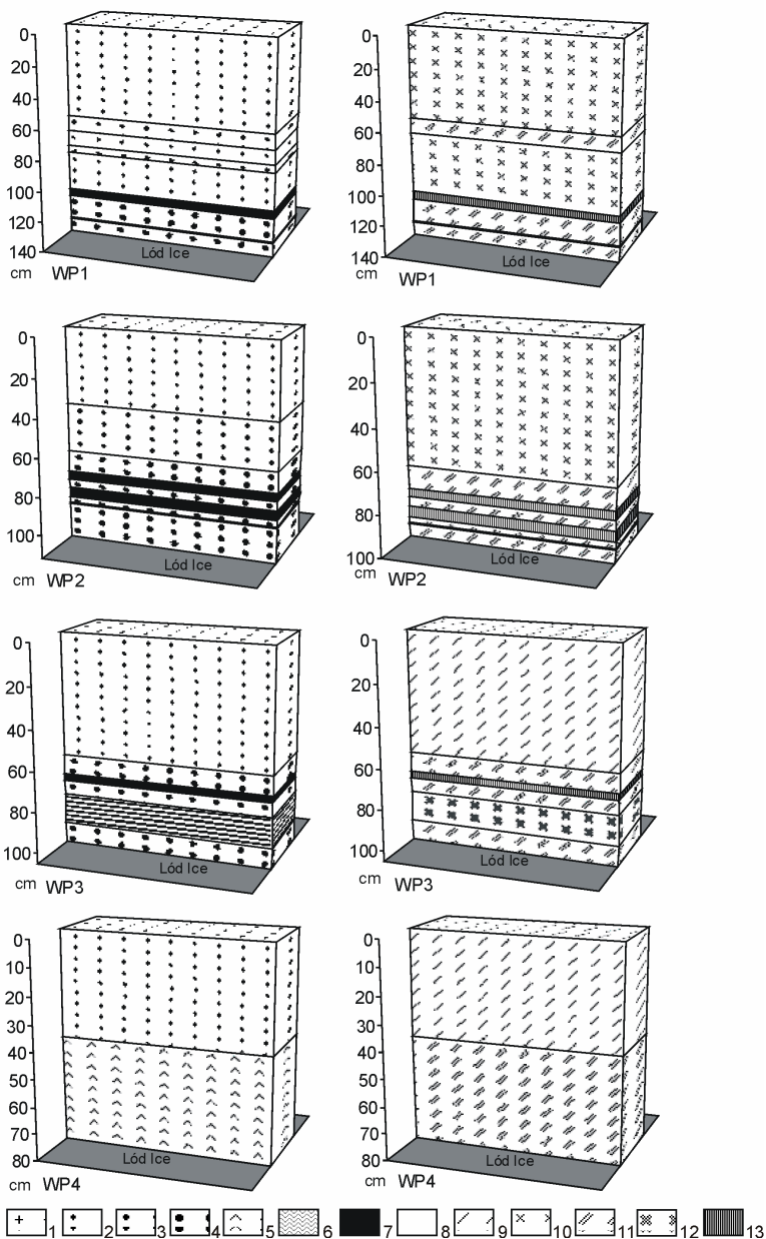
#### 4. Charakterystyka pokrywy śnieżnej na lodowcach Kaffiøyry

We wszystkich analizowanych sezonach wykonywano pomiary struktury i uziarnienia pokrywy śnieżnej. W tym celu wykonano kilka profili śniegowych w różnych częściach lodowca Waldemara i Ireny. Pokrywa śnieżna charakteryzuje się specyficznymi cechami fizyczno-chemicznymi. W jej profilu pionowym można wyróżnić wiele rodzajów śniegu, o różnym stopniu metamorfizacji, twardości i uwilgotnienia. Struktura śniegu odzwierciedla warunki pogodowe panujące w czasie formowania się pokrywy śnieżnej.

Stwierdzono duże zróżnicowanie cech i charakteru pokrywy śnieżnej na lodowcu Waldemara w 2005 roku. We wszystkich analizowanych profilach śniegowych stwierdzono warstwy o różnym stopniu uziarnienia i twardości śniegu. W większości odkrywek w powierzchniowej warstwie przeważał śnieg świeży i drobnoziarnisty, z kolei w warstwie nad lodem silnie przemarznięty śnieg gruboziarnisty (ryc. 5). Zarówno w profilu WP1 zlokalizowanym w cyrku lodowca Waldemara, jak i WP2 na wysokości 350 m n.p.m. przeważał śnieg drobnoziarnisty i średnioziarnisty, który charakteryzował się jednorodnym rozkładem w pionie. W tych dwóch profilach odnotowano największe zróżnicowanie pokrywy śnieżnej. Również twardość śniegu wykazywała związek z głębokością i częściowo z rodzajem uziarnienia. W profilu WP3 na wysokości 250 m n.p.m. stwierdzono śnieg drobnoziarnisty i średnioziarnisty, a warstwę nad powierzchnią lodu stanowił śnieg gruboziarnisty. Z kolei w profilu WP4 w strefie czołowej lodowca nad lodem wystąpił śnieg gruboziarnisty przemarznięty (ryc. 5). Prawie we wszystkich profilach wystąpiły lodoszrenie. Zwraca uwagę, że nie stwierdzono najmniejszych twardości śniegu (ryc. 5). Występował głównie śnieg o twardości od średniej (R3) do bardzo dużej (R6).

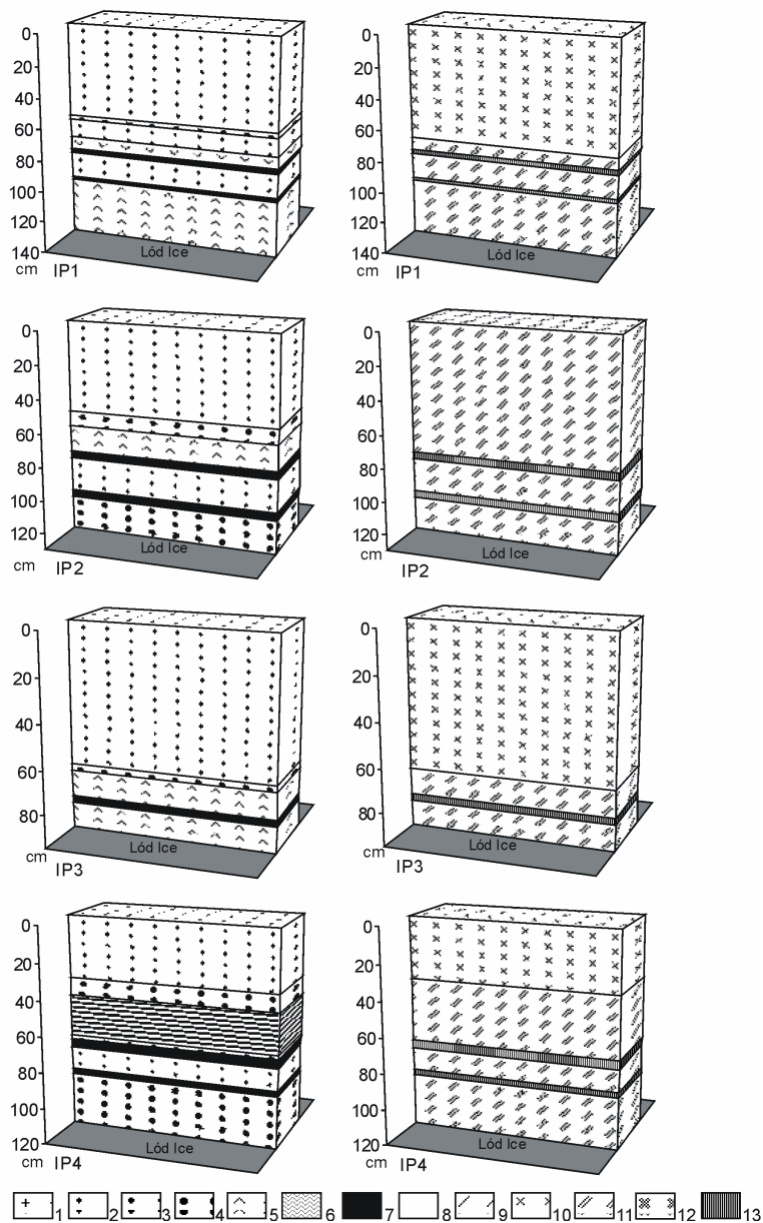
Również we wszystkich analizowanych profilach śniegowych wykonanych na lodowcu Ireny w 2005 roku stwierdzono warstwy o różnym stopniu uziarnienia i twardości śniegu (ryc. 6). W większości profili śniegowych w powierzchniowej warstwie przeważał śnieg drobnoziarnisty, z kolei w warstwie nad lodem śnieg gruboziarnisty lub silnie przemarznięty śnieg gruboziarnisty. Stwierdzono śnieg o twardości od średniego (R3) do bardzo dużego (R6). Na uwagę zasługuje fakt występowania lodoszreni. Największą ich ilość odnotowano w profilach na wysokości 440 m i 350 m n.p.m. (IP1 i IP2). Profile te odznaczały się bardzo urozmaiconym uziarnieniem i twardością śniegu (ryc. 6). W profilu IP1 na wysokości 440 m n.p.m. stwierdzono takie rodzaje śniegu jak: drobno-, średnio- i gruboziarnisty i silnie przemarznięty, a w profilu IP2 na wysokości 350 m n.p.m.: świeży śnieg, drobno-, średnio- i gruboziarnisty oraz przemarznięty śnieg z lodoszreniami. Duże urozmaicenie pokrywy śnieżnej i jej twardości zaobserwowano także w pokrywie śnieżnej na czole lodowca w profilu IP3 i profilu IP4. Pokrywę śnieżną w tych miejscach stanowił śnieg drobno- i gruboziarnisty. Występowały również przewarstwienia z wkładkami lodoszreni. Także na lodowcu Ireny odnotowano wysokie wskaźniki twardości śniegu.

Obecność śniegu gruboziarnistego, silnie przemarzniętego oraz lodoszreni może świadczyć o okresach topnienia śniegu w początkowej fazie formowania się pokrywy śnieżnej na lodowcu oraz istotnej roli tzw. metamorfozy konstruktywnej, zachodzącej warunkach gradientu temperatury typu TG oraz metamorfozy „topnienie – zamarzanie” typu MF (Nakawo i Hayakawa 1998).



Ryc. 5. Profile śniegowe na wybranych wysokościach (m n.p.m.) lodowca Waldemara według oznaczeń ICSI w maju 2005 roku. Typy uziarnienia i rodzaj śniegu: 1 – świeży śnieg, 2 – śnieg drobnoziarnisty, 3 – śnieg średnioziarnisty, 4 – śnieg gruboziarnisty, 5 – śnieg gruboziarnisty silnie przemarznęty, 6 – przemarznęty śnieg z wkładkami lodoszreni, 7 – lodoszreń. Twardość śniegu: 8 – bardzo mała (R1), 9 – mała (R2), 10 – średnia (R3), 11 – duża (R4), 12 – bardzo duża (R5), 13 – lód (R6)

Fig. 5. Snow profiles at selected elevations (m a.s.l.) of the Waldemarbreen according to ICSI in May of 2005. Snow grain sizes and types: 1 – fresh snow, 2 – fine grained snow, 3 – medium grained snow, 4 – coarse grained snow, 5 – coarse grained snow, intensively matamorphosed (hoar snow), 6 – frozen snow with ice layers, 7 – ice layer. Hardness of deposited snow: 8 – very low (R1), 9 – low (R2), 10 – medium (R3), 11 – high (R4), 12 – very high (R5), 13 – ice (R6)

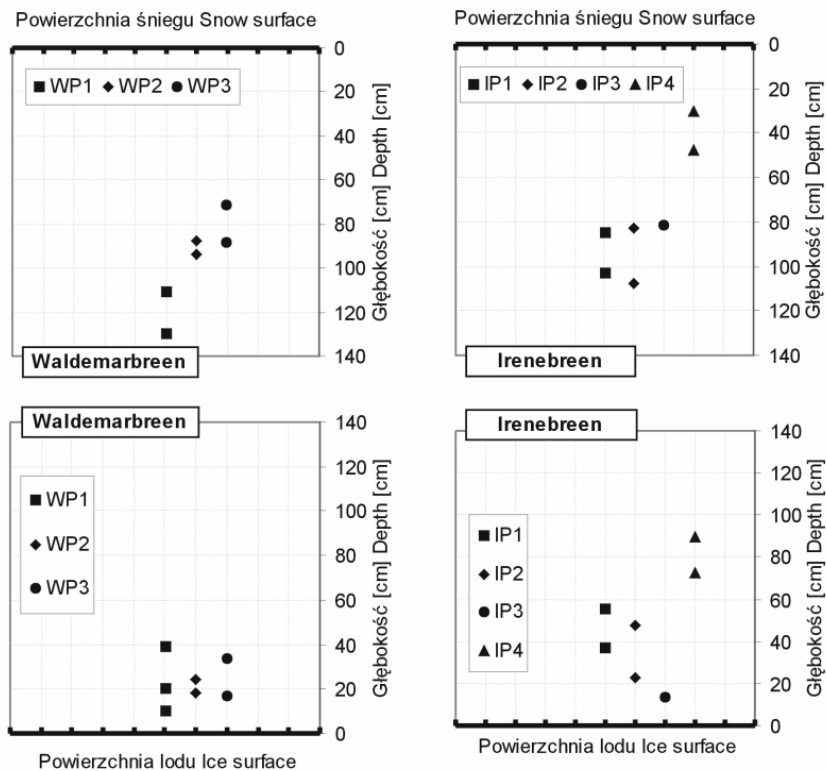


Ryc. 6. Profile śniegowe na wybranych wysokościach (m n.p.m.) lodowca Ireny według oznaczeń ICSI w maju 2005 roku. Typy uziarnienia i rodzaj śniegu: 1 – świeży śnieg, 2 – śnieg drobnoziarnisty, 3 – śnieg średnioziarnisty, 4 – śnieg gruboziarnisty, 5 – śnieg gruboziarnisty silnie przemarznięty, 6 – przemarznięty śnieg z wkładkami lodoszreni, 7 – lodoszreń. Twardość śniegu: 8 – bardzo mała (R1), 9 – mała (R2), 10 – średnia (R3), 11 – duża (R4), 12 – bardzo duża (R5), 13 – lód (R6)

Fig. 6. Snow profiles at selected elevations (m a.s.l.) of the Irenebreen according to ICSI in May of 2005. Snow grain sizes and types: 1 – fresh snow, 2 – fine grained snow, 3 – medium grained snow, 4 – coarse grained snow, 5 – coarse grained snow, intensely metamorphosed (hoar snow), 6 – frozen snow with ice layers, 7 – ice layer. Hardness of deposited snow: 8 – very low (R1), 9 – low (R2), 10 – medium (R3), 11 – high (R4), 12 – very high (R5), 13 – ice (R6)

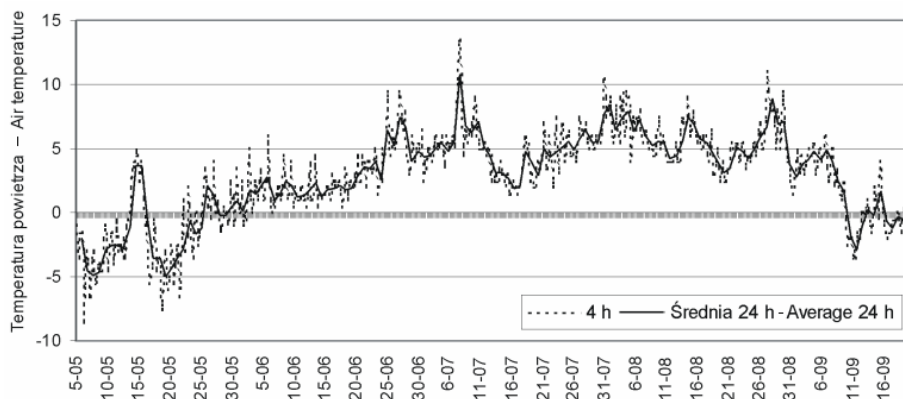


Jak zostało wcześniej wspomniane we wszystkich profilach śniegowych występowały lodoszrenie, zwłaszcza w ich dolnych częściach (ryc. 7). Tworzyły się one zatem głównie na początku zimy. W każdym profilu stwierdzono przynajmniej 2 lodoszrenie, a jedynie w części akumulacyjnej lodowca Waldemara 3 lodoszrenie. Świadczą one o okresowych ociepleniach powyżej 0°C, powodujących topnienie i ponowne zamarzanie śniegu. Potwierdzają to notowane ocieplenia zaobserwowane w przebiegu temperatury na stacji meteorologicznej w Ny Alesundzie, położonej około 30 km od badanych lodowców. Są one dość częste w czasie sezonu zimowego w tym regionie. Widać to na rysunku przedstawiającym przebieg temperatury powietrza na Kaffiøyrze od maja do lata 2005 r., z którego wynika, że w porze z ujemną temperaturą, można również odnotować krótkie okresy z dodatnimi wartościami temperatury powietrza (ryc. 8). Lodoszrenie stanowią istotny wskaźnik momentu pojawiania się pór roku w poszczególnych częściach lodowca. Są one też ważnym czynnikiem, który zapobiega redepozycji śniegu poprzez ich odporność na działanie wiatru – chronią warstwy znajdujące się niżej. Pamiętać należy równocześnie o tym, że lodoszrenie pogarszają warunki depozycji późniejszego opadu. Jednak wszystko zależy od warunków pogodowych oraz jak często i długo trwają ocieplenia.



Ryc. 7. Głębokość występowania lodoszreni w wybranych profilach śniegowych na lodowcu Waldemara i Ireney w maju 2005 roku

Fig. 7. The depth of occurrence of ice layers at selected profiles on the Waldemarbreen and the Irenebreen in May of 2005



Ryc. 8. Temperatura powietrza (°C) na Kaffiøyrze w okresie od maja do września 2005 roku

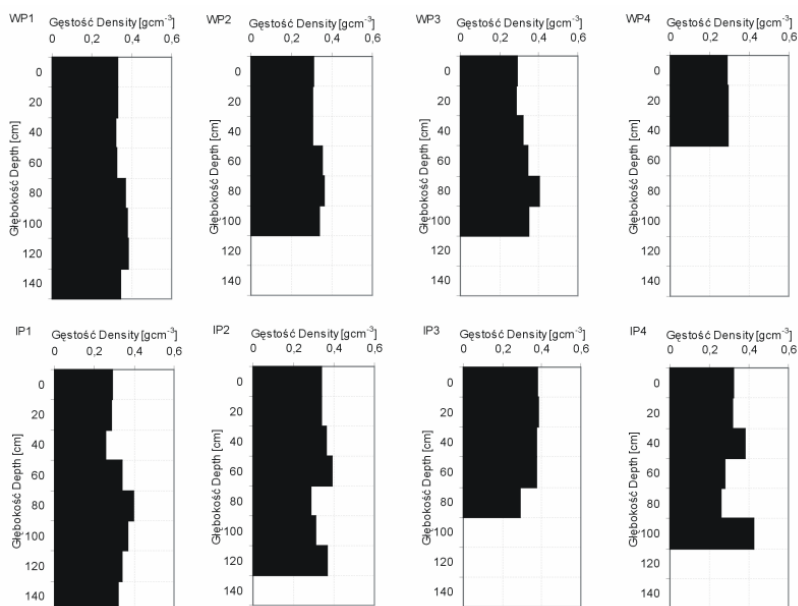
Fig. 8. Air temperature (°C) on Kaffiøyra in May – September 2005 period

W roku 2005 średnia gęstość śniegu w poszczególnych profilach śniegowych na lodowcu Waldemara i lodowcu Ireny była zbliżona. Niewielkie zróżnicowanie obserwowano na poszczególnych głębokościach pomiarowych (ryc. 9). Największe różnice wartości gęstości wystąpiły w powierzchniowej warstwie pokrywy śnieżnej i nad powierzchnią lodu. Zwraca uwagę fakt, że w kilku profilach nieco mniejszą wartość stwierdzono tuż nad powierzchnią lodu. W tym miejscu występuje śnieg silnie przemarznięty, ale gruboziarnisty, luźny. Jednakże prawidłowość ta zasadniczo jest zachowana, a zakłócana jest przez spadek gęstości w warstwie śniegu nad lodem. Czynnikiem powodującym wzrost gęstości jest uwilgotnienie śniegu. Innym ważnym elementem są lodoszrenie. Stanowią one granicę przed kompakcyjnym oddziaływaniem warstw wyżej leżących na śnieg zalegający poniżej. Zwłaszcza przy niewielkich wartościach miąższości śniegu. Gęstość śniegu na ogół wzrasta proporcjonalnie wraz z głębokością. Według Radionova i in. (1997) jest to zależność logarytmiczna.

Stwierdzono, że gęstość śniegu na lodowcach Waldemara i Ireny na poszczególnych głębokościach w sezonie 2005 roku była podobna. Była ona wprost proporcjonalna do głębokości. Nie stwierdzono większej zależności gęstości śniegu z wysokością położenia lodowca nad poziomem morza. Średnia gęstość śniegu na lodowcu Waldemara w 2005 roku wyniosła 0.34, a na lodowcu Ireny 0.35 g/cm<sup>3</sup>. Podobne wartości dla lodowców Svalbardu podają również inni autorzy (m.in. Miękała i in. 1986, Michalev i Zinger 1975, Schytt 1964, Warren i in. 1999). Winther i in. (1998) podają, że gęstość śniegu Svalbardu waha się od 0.31 do 0.45 g/cm<sup>3</sup>, a średnio 0.37 g/cm<sup>3</sup>. Są to wartości zbliżone do średnich wieloletnich dla lodowca Waldemara i lodowca Ireny, które odpowiednio wynoszą 0.37 i 0.35 g/cm<sup>3</sup>.

## 5. Podsumowanie

Przeprowadzone badania pozwoliły określić przestrzenne zróżnicowanie akumulacji śniegu na trzech lodowcach położonych w północno-zachodniej części Spitsbergenu: Waldemara, Ireny i Elizy. Wszystkie lodowce charakteryzowały się dużym zróżnicowaniem przestrzennym miąższości śniegu, a także jej wyraźną zmiennością z wysokością nad poziomem morza. Największym gradientem akumulacji charakteryzował się lodowiec Elizy. Istotną rolę w kształtowaniu przestrzennego zróżnicowania akumulacji na badanych lodowcach odgrywa wiatrowe przemieszczanie śniegu. W przestrzennym



Ryc. 9. Gęstość śniegu w wybranych profilach na lodowcu Waldemara i Ireny w maju 2005 roku

Fig. 9. Snow density at selected profiles on the Waldemarbreen and the Irenebreen in May 2005

rozkładzie zimowej akumulacji śniegu na lodowcu Waldemara i Ireny obserwuje się pewne prawidłowości w każdym sezonie zimowym (Grześ i Sobota 2000, Sobota 2003, 2004, 2005a). Na podstawie wykonanych pomiarów struktury i uziarnienia pokrywy śnieżnej stwierdzono jej duże zróżnicowanie w różnych częściach lodowców. We wszystkich analizowanych profilach śniegowych stwierdzono warstwy o różnym uziarnieniu. Pokrywa śnieżna charakteryzowała różnymi stopniami twardości, ale nie odnotowano ich najmniejszych wartości. Licznie występowały lodoszrenie. Świadczą one o okresowych ociepleniach powyżej 0 °C, powodujących topnienie i ponowne zamrażanie śniegu w okresie formowania się pokrywy śnieżnej. Średnia gęstość śniegu na lodowcu Waldemara wyniosła w 2005 r. 0.34 g/cm<sup>3</sup>, a na lodowcu Ireny 0.35 g/cm<sup>3</sup>. Stwierdzono, że gęstość śniegu na lodowcu Waldemara i Ireny na poszczególnych głębokościach w sezonie była podobna. Była ona wprost proporcjonalna do głębokości.

Zimowa akumulacja śniegu na lodowcu Waldemara wyniosła 43.4 cm e.w., przy średniej wieloletniej za lata 1996–2005 wynoszącej 46.4 cm e.w.. W strefie czołowej wyniosła 25.7 cm e.w., a w strefie akumulacyjnej 66.7 cm e.w. W przypadku lodowca Ireny całkowita zimowa akumulacja śniegu była zbliżona i wyniosła 40.2 cm e.w., przy średniej wieloletniej za lata 2002–2005 wynoszącej 52.2 cm e.w. W strefie czołowej wyniosła 25.8 cm e.w., a w strefie akumulacyjnej 75.9 cm e.w. Z kolei akumulacja lodowca Elizy wyniosła 58.5 cm e.w. Są to wartości zbliżone do innych lodowców Svalbardu, na których prowadzone są tego typu badania.

## Literatura

Bartkowiak Z., Lankauf K.R., Sobota I., Zawicki R., 2004, Wstępne wyniki zastosowania technik GPS w pomiarach geodezyjnych na lodowcu Waldemara (NW Spitsbergen). Polish Polar Studies, 30, Gdynia: 21–27.

- Colbeck S.C., Akitaya E., Armstrong R., Gubler H., Lafeuille J., Lied K., Mcclung D., Morris E., 1990, The international classification for seasonal snow on the ground. Wallingford, Oxfordshire, International Association of Scientific Hydrology, International Commission on Snow and Ice (IAHS): 23 s.
- Grabiec M., 2004, Związek krótkookresowych zmian miąższości pokrywy śnieżnej na lodowcu Aavatsmarka (NW Spitsbergen) z elementami meteorologicznymi wiosna 2001 i 2002 roku. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 14, Gdynia: 107–126.
- Grześ M., Sobota I., 1999, Winter balance of Waldemar Glacier in 1996–1998, *Polish Polar Studies*, 26: 87–98.
- Grześ M., Sobota I., 2000, Winter snow accumulation and discharge from the Waldemar Glacier, northwestern Spitsbergen in 1996–1998. *Polish Polar Research*, 21 (1): 19–32.
- Hubbard B., Glasser N., 2005, *Field techniques in glaciology and glacial geomorphology*. John Wiley & Sons, Ltd.: 400 s.
- Jania J., 1993, *Glacjologia*. PWN, Warszawa: 359 s.
- Kaser G., Fountain A., Jansson P., 2003, A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers. IHP-VI, Technical Documents in Hydrology, UNESCO, Paris, 59: 107 s.
- Lankauf K.R. 2002, Recesja lodowców rejonu Kaffiøyry (Ziemi Oskara II-Spitsbergen) w XX wieku. *Prace Geograficzne*, 183, Warszawa: 221 s.
- Lankauf K.R., 1997, Recession of Waldemar Glacier. [w:] *Dynamics of polar environment, Polar Session (Spitsbergen Geographical Expeditions)*, UMCS, Lublin: 125–127.
- Lefauconnier B., Hagen J. O., 1990, Glaciers and climate in Svalbard, statistical analysis and reconstruction of the Brogger glaciers mass balance for the last 77 years. *Annals of Glaciology*, 14: 148–152.
- Michalev F.A., Zinger E.M., 1975, *Pitanje lednikov*. [w:] *Oledenenje Szpicbergena (Svalbarda)*. Izd. Nauka, Moskwa: 277 s.
- Migala K., Pereyma J., Sobik M., 1988, Akumulacja śnieżna na południowym Spitsbergenie. *Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego, Uniwersytet Śląski, Katowice*: 12–48.
- Nakawo M., Hayakawa N., 1998, *Snow and Ice Science in Hydrology*. IHAS, Nagoya University: 135 s.
- Østrem G., Brugman M., 1991, *Glacier mass-balance measurements: a manual for field and office work*. National Hydrology Research Institute Science Report No. 4: 224 s.
- Radionov V.R., Bryazgin N.N., Aleksandrov Y.I., Untersteiner N., 1997, *The Snow Cover of the Arctic Basin*. Technical Report, APL-UW TR 9701, University of Washington: 104 s.
- Schytt V., 1964, Glaciology previous knowledge, accumulation and ablation. [w:] *Scientific results of the Swedish Glaciological Expedition to Nordaustlandet, Spitsbergen 1957 and 1958, part II, Geografiska Annaler*, vol. 46, No 3, Svenska Skaellskapet for Antropologi och Geografi, Stockholm: 243–248.
- Sobota I., 1999, Ablation of Waldemar Glacier in summer seasons of 1996, 1997 and 1998. *Polish Polar Studies, XXVI Polar Symposium*, Lublin: 257–274.
- Sobota I., 2003, Warunki meteorologiczne i wybrane problemy akumulacji śniegu w regionie Kaffiøyry (NW Spitsbergen) w okresie od lipca 2001 roku do kwietnia 2002 roku, *Problemy Klimatologii Polarnej*, 13: 239–249.
- Sobota I., 2004, Bilans masy lodowca (1996–003) Waldemara i lodowca Ireny (2002–2003). *Polish Polar Studies*, Gdynia: 345–355.
- Sobota I., 2005a, Struktura bilansu masy lodowca Waldemara na tle lodowców Spitsbergenu w latach 1996–2001. *Acta UNC, Geografia XXXIII*, z. 111: 21–39.
- Sobota I., 2005b, Struktura bilansu masy lodowców Kaffiøyry na tle lodowców Svalbardu. [w:] *Kaffiøyra. Zarys środowiska geograficznego Kaffiøyry (NW Spitsbergen)*, Toruń: 43–60.
- Warren S.G., Rigor I.G., Untersteiner N., Radionov V.R., Bryazgin N.N., Aleksandrov Y.I., Colony R., 1999, Snow Depth on Arctic Sea Ice. *Journal of Climate*, 12: 1814–1829.

## Summary

The analysed glaciers are located in the northern part of the Oscar II Land, northwestern Spitsbergen. Measurements were done in May 2005. The main goal of investigations was to determine water resources in snow and to estimate input in the mass balance equation for the glaciers. The measurements comprised and referred to thickness, density, water equivalent and snow structure.

An aluminium probe was used to measuring of depth in a snow cover. The measurements were taken three times at every site. Snow pits were dug if a snow layer could not be passed through. Measurement sites were located on the map in scale 1:1000 and with a use of GPS. Basic measurement sites were the ablation poles installed during a preceding summer.

Spatial distribution of snow thickness on a glacier is implied by local conditions, independent on weather. Snow accumulation is larger with higher altitude on most glaciers and it is due to different weather conditions at individual parts of a glacier. This phenomenon is especially distinct in case of glaciers with large difference in altitude between firn field and front part.

Snow cover has specific physico-chemical features. Many sorts of snow can be distinguished in a vertical profile, different in their density, hardness and moisture. Very distinct snow layers are frequently limited by sharp boundaries. Snow structure reflects weather conditions at time of deposition. Snow surface is transformed by snow deposition, melting, evaporation, erosion and sublimation. Individual parameters were analysed according to snow features and symbols used by the International Commission of Snow and Ice (Colbeck 1990).

All analysed glaciers presents great spatial variation of snow deposition. The highest rise in snow accumulation with altitude was observed on the Elisebreen, with the accumulation gradient of 22.5 cm w.e. per every 100 m. During the winter 2005 the highest snow accumulation of the Waldemarbreen was noted in the northern part of the glacier, both on its accumulation part and at foot of Gråfjellet which surrounds the glacier from the south. The lowest thickness of a snow cover was observed at terminus of the glacier and at foot of the medial moraine (up to 30 cm w.e.). On the Irenebreen the highest snow accumulation was observed in two accumulation parts (up to 80 cm w.e.). The lowest thickness of a snow cover was observed at terminus of the glacier and at central part of glacier (up to 20 cm w.e.). On the Elisebreen the highest snow accumulation was observed at accumulation part (up to 90 cm w.e.). The lowest thickness of a snow cover was observed at terminus of the glacier (up to 40 cm w.e.).

Snow density on glaciers was equal from 0.34 g/cm<sup>3</sup> to 0.35 g/cm<sup>3</sup>. Fresh and fine-grained snow was discovered on the surface in most snow pits on Waldemarbreen and Irenebreen, whereas frozen and coarse-grained snow was found in a layer directly on ice. The hardness values ranged from low (R3) to very high (R6). There were ice layers also. Ice layers are important indicators of seasonal beginnings at different parts of a glacier.

Winter snow accumulation of the Waldemarbreen was equal to 43.4 cm w.e. On the Irenebreen it was similar and equal to 40.2 cm w.e. And on the Elisebreen was equal to 58.5 cm w.e.