

**CHARAKTERYSTYKA ZMIENNOŚCI POKRYWY ŚNIEŻNEJ
W SEZONIE LETNIM (ABLACYJNYM)
NA LODOWCACH REJONU KAFFIØYRY (NW SPITSBERGEN)**

CHARACTERISTIC OF SNOW COVER VARIABILITY ON KAFFIØYRA'S GLACIERS
DURING SUMMER SEASON (ABLATION SEASON), SPITSBERGEN

Ireneusz Sobota

Zakład Kriologii i Badań Polarnych, Instytut Geografii UMK
ul. Gagarina 9, 87–100 Toruń
irso@geo.uni.torun.pl

Zarys treści. Przeanalizowano wielkość oraz przestrzenną zmienność akumulacji śniegu na lodowcach rejonu Kaffiøry w sezonie letnim 2006 roku. Pokrywa śnieżna na lodowcach Waldemara i Ireny występowała do połowy sierpnia, a w najwyższych partiach pól akumulacyjnych i u podnóża stoków górskich przez cały sezon ablacyjny. W przypadku Lodowca Elizy pod koniec sezonu śnieg zajmował wyraźnie większą powierzchnię. Na podstawie szczegółowych pomiarów dokonano oceny zmienności akumulacji z wysokością nad poziomem morza oraz zróżnicowanie gęstości śniegu. Pozwoliło to określić ekwiwalent wodny pokrywy śnieżnej. Stwierdzono, że znajomość miąższości i przestrzennego zróżnicowania pokrywy śnieżnej w okresie letnim oraz stref glacialnych na lodowcu stanowi ważny element w badaniach i ocenie tempa ablacji lodowcowej.

Słowa kluczowe: akumulacja śniegu, ablacja, lodowce, Svalbard, Kaffiøryra

1. Wstęp

Badania pokrywy śnieżnej na lodowcach rejonu Kaffiøry prowadzone są od 1996 roku i są częścią programu badań bilansu masy wybranych lodowców tego regionu (Sobota 1999, 2003, 2004, 2005a, 2005b, 2007a, Sobota i Grześ 2006). Są one częścią programu badań nad bilansem masy tych lodowców, które wchodzi w skład lodowców objętych światowym monitoringiem tego typu badań (IAHS(ICS) /UNEP/UNESCO, 2003, 2005).

Zimowa akumulacja śniegu na lodowcach odgrywa istotną rolę w kształtowaniu wielkości bilansu masy oraz jego przestrzennego zróżnicowania. W zależności od warunków pogodowych i miąższości śniegu w porze zimowej, pokrywa śnieżna może również występować jeszcze w okresie sezonu ablacyjnego. Jej występowanie w poszczególnych częściach lodowców i zmiany jej przestrzennego zróżnicowania w czasie w istotny sposób kształtują wielkość i zmienność ablacji letniej lodowca. W związku z tym latem 2006 roku wykonano badania akumulacji śniegu na wybranych lodowcach Kaffiøry. Przeanalizowano takie elementy jak: miąższość pokrywy śnieżnej, jej zróżnicowanie przestrzenne i wysokościowe, gęstość śniegu, a także wielkość ablacji lodowca oraz zmienność wielkości i położenia stref glacialnych.

2. Obszar i metody badań

Analizowane lodowce leżą na Równinie Kaffi (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, spływający do zatoki o tej samej nazwie. Od wschodu Kaffiøyra graniczy z sześcioma lodowcami biorącymi początek w masywach górskich Prins Heinrich i Jacobson. Leżący najdalej na północy Lodowiec Waldemara jest typu alpejskiego, spływa doliną lodowcową ku Równinie Kaffi i zajmuje powierzchnię około 2.6 km². Lodowiec Ireny jest lodowcem dolinowym zlokalizowanym na południe od Lodowca Waldemara, spływającym również ku Kaffiøyrze. Powierzchnia Lodowca Ireny wynosi 4.2 km², długość 4 km, a szerokość od około 1 km w strefie czołowej, do około 1.5 km na wschodzie. Największym spośród badanych lodowców jest Lodowiec Elizy o powierzchni 11.9 km². Jego długość wynosi około 7 km, a szerokość do 1.8 km (Lankauf 2002). Od północnej strony graniczy z nim Lodowiec Agnor, który traktowany jest często jako część Lodowca Elizy. Północną granicę tego 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.

Pomiary miąższości śniegu na lodowcach Waldemara i Ireny wykonywano co kilka dni w okresie od lipca do sierpnia 2006 r. Na Lodowcu Elizy pomiary wykonywano przez cały sezon letni w odstępie miesięcznym. 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. W celu określenia wielkości akumulacji w ekwiwalencie wodnym wykonano pomiary gęstości śniegu. W tym celu pobrano i poważono kilkadziesiąt prób śniegu w różnych punktach na badanych lodowcach. Wszystkie elementy opisano i przedstawiono graficznie zgodnie ze standardami proponowanymi przez Międzynarodową Komisję Śniegu i Lodu (ICSI), (Colbeck i in. 1990, Winther i in. 1998, Kaser i in. 2003, Hubbard i Glasser 2005).

3. Przestrzenne zróżnicowanie akumulacji śniegu na lodowcach rejonu Kaffiøyry

Istnieje duże zróżnicowanie przestrzenne akumulacji śniegu na lodowcach rejonu Kaffiøyry, nie tylko w okresie największej akumulacji w porze zimowej, ale także w sezonie letnim. Jest ono uzależnione przede wszystkim od warunków pogodowych. W związku z tym pokrywa śnieżna najszybciej zanika w części czołowej lodowców. Na początku sezonu letniego 2006 r. pokrywa śnieżna występowała na większości powierzchni Lodowca Waldemara. Na czoło lodowca śnieg zalegał jedynie w postaci niewielkich płatów. Najgrubsza pokrywa była w strefie akumulacyjnej oraz u podnóża stoków górskich (do 100 cm e.w. – ekwiwalent wodny). W miarę upływu czasu, śnieg wyraźnie zanikał w strefie czołowej lodowca i nieco wolniej w wyższych jego partiach. Pod koniec lipca akumulacja śniegu była już znacznie mniejsza, a śnieg występował jedynie w cyrku lodowca. Zwraca uwagę fakt, że w niektórych okresach, mimo przybliżonej średniej ablacji, ubytek miąższości śniegu był dwukrotnie mniejszy. Spowodowane to było między innymi faktem, że coraz większe powierzchnie stanowił śnieg mokry i papka wodno-śnieżna oraz coraz większa część lodowca objęta była strefą ablacji. W pierwszej połowie sierpnia śnieg na prawie całym lodowcu zaniknął i występował jedynie w postaci śniegu mokrego i papki wodno-śnieżnej w wyższych partiach pola akumulacyjnego oraz u podnóża stoków górskich.

Należy podkreślić, że analiza dotyczy pokrywy śnieżnej wyrażonej w ekwiwalencie wodnym, a zatem różnych form jej występowania. Można wyróżnić obszary o różnym rodzaju śniegu, związane ze strefami glacialnymi na lodowcu. W związku z tym wyróżniono strefę śniegu suchego, mokrego, jak również papki wodno-śnieżnej. Charakter tych stref był odpowiednio uwzględniany w przeliczaniu miąższości śniegu na ekwiwalent wodny. Na obszarze pola akumulacyjnego przez większość okresu z pokrywą śnieżną obserwowano strefę śniegu suchego i mokrego, często silnie przesiąkniętego wodą oraz papkę wodno-śnieżną, której miąższość i zasięg były zmienne w czasie.

Na Lodowcu Waldemara średni ubytek śniegu w pierwszej połowie lipca wyniósł 7.2 cm e.w., a w drugiej połowie – 3.7 cm e.w., a na początku sierpnia – 1.3 cm e.w. Miąższość śniegu w istotny sposób wpływa również na wielkość ablacji letniej, której przestrzenne zróżnicowanie nawiązuje do przestrzennego zróżnicowania pokrywy śnieżnej w okresie letnim. Tam gdzie pokrywa zanikła najszybciej odnotowano największe wartości ablacji lodowca.

Podobną zmienność przestrzennego zróżnicowania akumulacji śniegu stwierdzono na Lodowcu Ireny. Na początku lipca największa miąższość śniegu występowała na obszarze cyrków lodowcowych, zwłaszcza na północnym polu akumulacyjnym. Wyniosła ona powyżej 40 cm e.w., a miejscami nawet do 100 cm e.w. Nieco niższa miąższość była w części środkowej cyrku południowego, co związane jest z występującym tu „garbem”, który podlega szybszemu topnieniu i bardziej intensywnemu wywieśnianiu śniegu. Na początku sezonu ablacyjnego śnieg występował nie tylko w cyrkach i środkowej części, ale również w niektórych partiach czoła tego lodowca. Także na tym lodowcu zaznaczają się różne, zmieniające w czasie swoje powierzchnie, strefy glacialne – od śniegu suchego po papkę śnieżną. W pierwszej dekadzie sierpnia śnieg zanikł na większości powierzchni lodowca, z wyjątkiem najwyższych jego partii i podnóży stoków górskich. Średni ubytek śniegu w pierwszej połowie lipca wyniósł na Lodowcu Ireny 6.1 cm e.w., w drugiej połowie tego miesiąca – 3.4 cm e.w., a na początku sierpnia – 2.4 cm e.w.

Inna sytuacja miała miejsce na Lodowcu Elizy. Na nim śnieg występował w górnych partiach lodowca przez cały sezon ablacyjny. W najwyższych partiach akumulacja śniegu pod koniec sierpnia wynosiła jeszcze miejscami nawet do 100 cm e.w. Średnie zmniejszenie grubości pokrywy śnieżnej (dotyczące całej powierzchni lodowca) w sierpniu było dwukrotnie mniejsze, aniżeli w lipcu. Średni ubytek grubości pokrywy śnieżnej na Lodowcu Elizy w lipcu wyniósł 18.8 cm e.w., a w sierpniu – 9.3 cm e.w. Podobnie jak w przypadku dwóch poprzednich lodowców średnia wielkość ablacji malała w czasie.

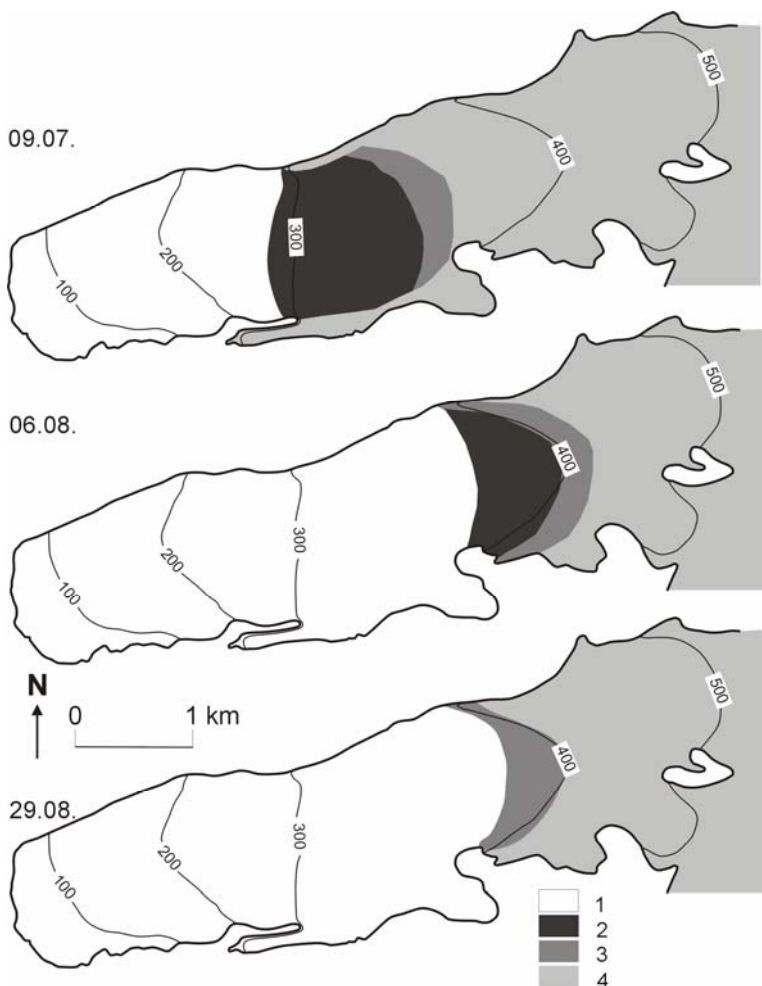
Na Lodowcu Elizy również stwierdzono występowanie stref glacialnych. W środkowej części lodowca obserwowano znaczną połąć papki wodno-śnieżnej, która wraz ze śniegiem mokrym przybierała różną wielkość w poszczególnych terminach (ryc. 1). Pod koniec sezonu ablacyjnego papka wodno-śnieżna zanikła.

Z badań akumulacji śniegu na lodowcach rejonu Kaffiøry wynika, że największa akumulacja ma miejsce na Lodowcu Elizy (Sobota i Grześ 2006), stąd też zaleganie śniegu do końca sezonu letniego w całej strefie akumulacyjnej tego lodowca. W górnej części Lodowca Elizy wiosną 2007 r. stwierdzono około 40 centymetrową warstwę silnie przemarzniętego, firnizującego się śniegu z poprzedniego sezonu akumulacyjnego. Świadczy to o utrzymaniu się pokrywy śnieżnej w tej części lodowca przez cały sezon letni (ablacyjny).

W pierwszej połowie sezonu letniego prawie na całej powierzchni badanych lodowców, powyżej strefy czołowej, zalegał śnieg, śnieg mokry lub papka wodno-śnieżna, co odpowiednio różnicowało intensywność ablacji. Na Lodowcu Elizy powyżej 350 m n.p.m. śnieg występował przez cały sezon

ablacyjny. W miarę, jak poszczególne strefy glacialne zmieniały swoje powierzchnie i zasięgi, również zmieniało się natężenie ablacji. Świadczy to roli rodzaju śniegu w kształtowaniu wielkości ablacji lodowców.

Przestrzenne zróżnicowanie akumulacji śniegu uwarunkowane było odmienną jego gęstością w poszczególnych częściach lodowców rejonu Kaffiøyry. Na Lodowcu Waldemara nieco wyższa gęstość powierzchniowej warstwy śniegu miała miejsce w środkowej części, gdzie przeważał śnieg mokry i papka wodno-śnieżna (ryc. 2). Średnia powierzchniowa gęstość śniegu wyniosła 590 kg/m^3 . Podobne prawidłowości można zauważyć w przypadku Lodowca Ireny (ryc. 2). Średnia gęstość śniegu na tym lodowcu wyniosła 540 kg/m^3 . Podobny charakter ma przestrzenne zróżnicowanie gęstości powierzchniowej warstwy śniegu na Lodowcu Elizy (ryc. 2).

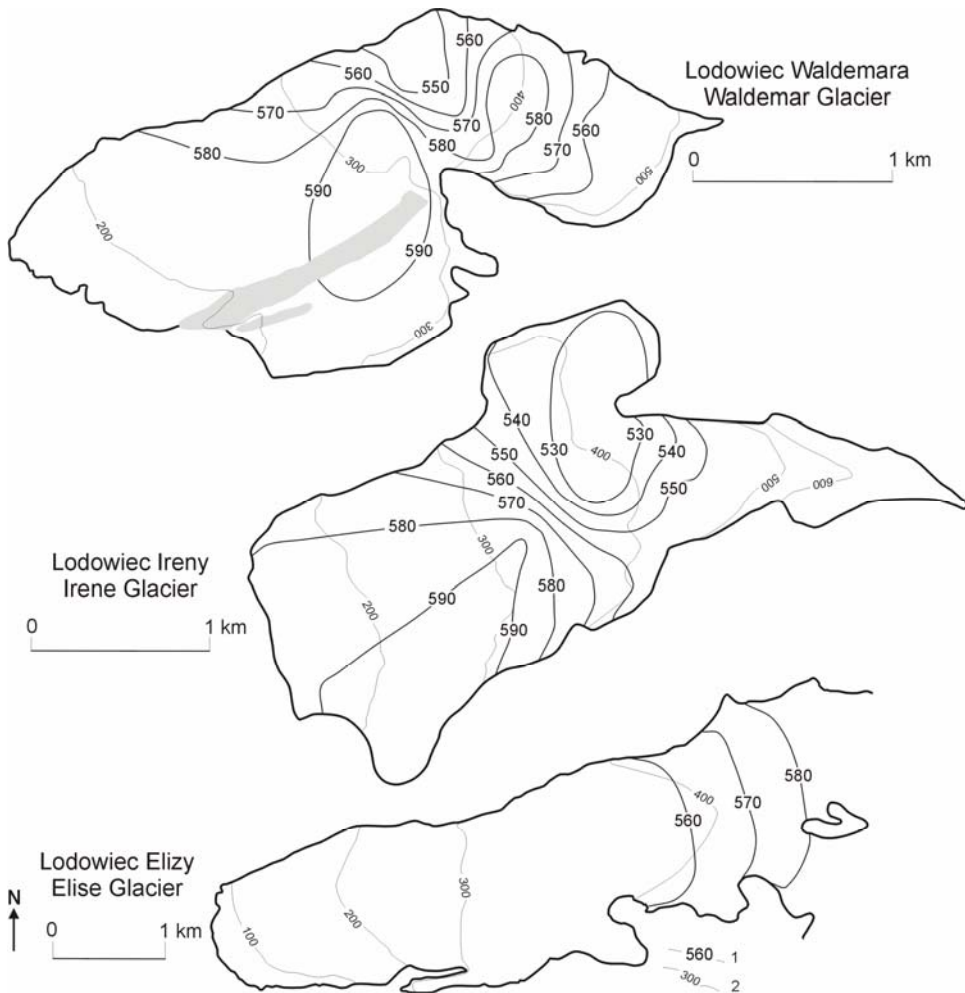


Ryc. 1. Mapy stref glacialnych na Lodowcu Elizy w sezonie letnim 2006 roku.

1 – strefa ablacyjna (lód), 2 - papka wodno-śnieżna, 3 – mokry śnieg, 4 – śnieg

Fig. 1. Glacial zones maps of Elise Glacier in Summer time, 2006.

1 – ablation zone (ice), 2 – slush, 3 – wet snow, 4 – snow



Ryc. 2. Mapy gęstości powierzchniowej warstwy śniegu na lodowcach rejonu Kaffiøryra w sezonie letnim 2006 r.

1 – izolinie gęstości śniegu (kg/m^3), 2 – poziomce

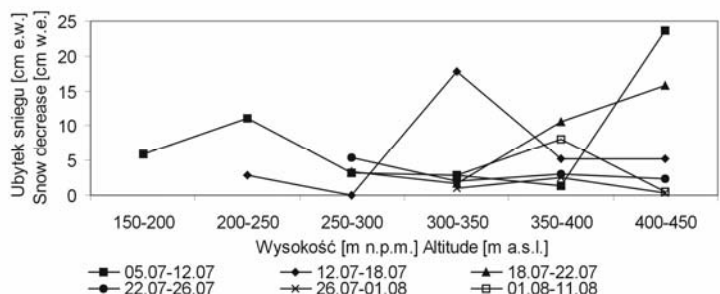
Fig. 2. Snow surface density maps of Kaffiøyra glaciers in Summer time, 2006.

1 – snow density isolines (kg/m^3), 2 – contour lines

4. Zróźnicowanie akumulacji śniegu z wysokością nad poziomem morza na lodowcach rejonu Kaffiøryra w sezonie letnim

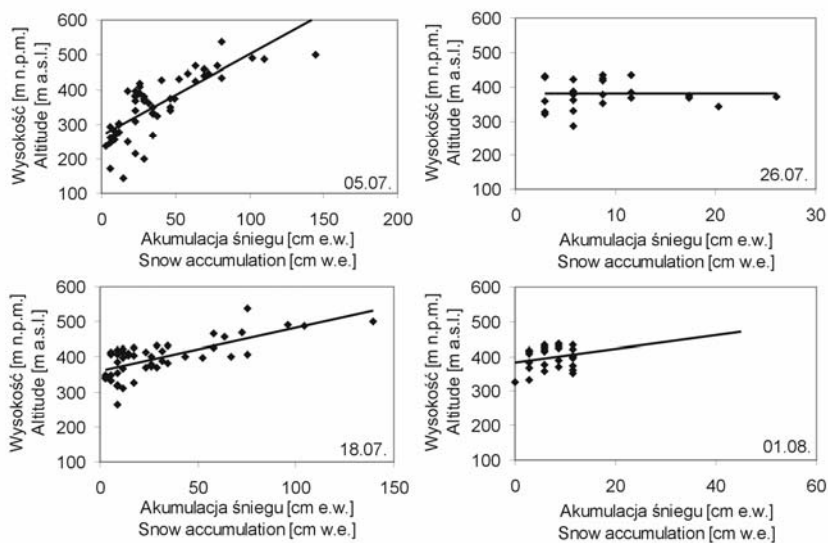
W sezonie ablacyjnym 2006 r. na Lodowcu Waldemara stwierdzono wyraźny wzrost akumulacji śniegu oraz spadek wartości ablacji z wysokością nad poziomem morza. W przypadku śniegu odnotowano pewien wzrost ablacji w czasie wraz ze wzrostem wysokości nad poziomem morza, zwłaszcza w najwyższych partiach lodowca. Związane jest to głównie z tworzeniem się na lodowcu stref glacialnych o różnej intensywności topnienia śniegu. Zależność ta stawała się coraz mniej widoczna w miarę zmniejszania się średniej akumulacji śniegu na lodowcu (ryc. 3). Związek z wysokością wykazywała

także grubość pokrywy śnieżnej, jednakże w miarę upływu czasu i zmniejszania się jej wielkości na lodowcu zależność ta była coraz mniej wyraźna (ryc. 4).



Ryc. 3. Ubytek śniegu w przedziałach wysokości na Lodowcu Waldemara w sezonie letnim 2006 r.

Fig. 3. Snow decrease at selected altitudes of Waldemar Glacier in Summer season, 2006



Ryc. 4. Związek akumulacji śniegu z wysokością n.p.m. lodowca Waldemara w sezonie letnim 2006 r.

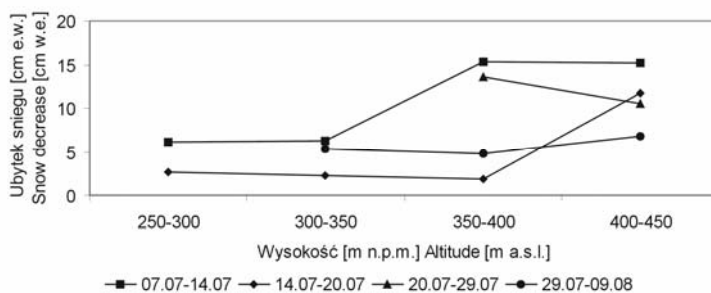
Fig. 4. Relationship of snow accumulation and altitude of Waldemar Glacier in Summer season, 2006

Podobne zależności obserwowano na Lodowca Ireny (ryc. 5). Pewną różnicą było zmniejszenie ablacji w przedziale wysokości 350–450 m n.p.m. i jej ponowny wzrost powyżej tej części lodowca. Był to efekt zalegania w tym miejscu przez cały sezon ablacyjny pokrywy śnieżnej i płatów papki wodno-śnieżnej o znacznej miąższości. Stanowiły one istotną warstwę izolacyjną, mającą wpływ na kształtowanie wielkości ablacji (Sobota 2007b). W najwyższych partiach lodowca ablacja ponownie się zmniejszała i odznaczała się najmniejszymi wartościami. W wyższych częściach Lodowca Ireny ubytek śniegu był większy, aniżeli w partiach położonych niżej. Akumulacja śniegu na tym lodowcu,

wykazuje podobne związki z wysokością nad poziomem morza jak te, które stwierdzono w przypadku Lodowca Waldemara (ryc. 6).

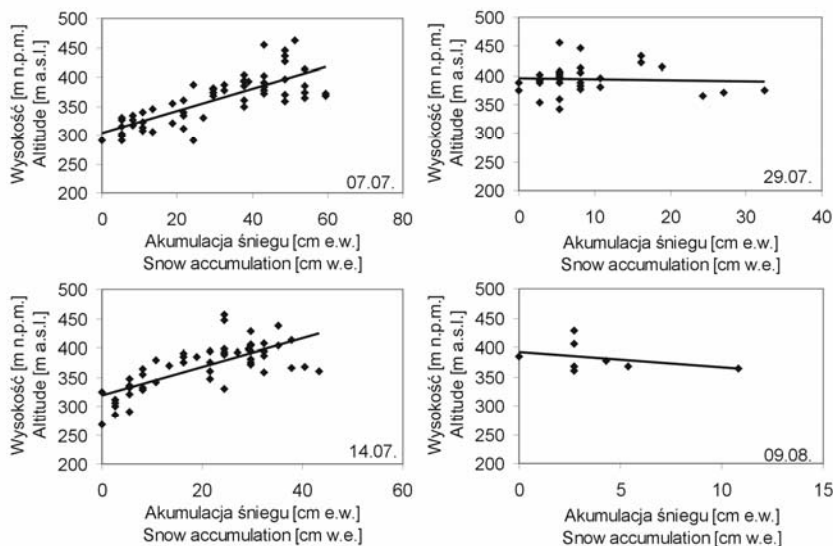
Ze względu na fakt, że w 2006 r. pokrywa śnieżna występowała na znacznym obszarze Lodowca Elizy przez cały sezon letni, a także to, że lodowiec ten charakteryzuje się większą rozciągłością wysokościową, wspomniane powyżej prawidłowości są znacznie wyraźniej zachowane (ryc. 7, 8).

Na ryc. 9 przedstawiono zmienność średniej akumulacji śniegu z wysokością nad poziomem morza na analizowanych lodowcach w sezonie letnim. Wzrost miąższości śniegu z wysokością w czasie się zmniejsza, o czym świadczą wartości gradientu akumulacji śniegu. Na Lodowcu Waldemara w strefie z pokrywą śnieżną zmieniał się on średnio od 19.5 do 2.7 cm e.w. na 100 m wysokości, na Lodowcu Ireny od 25.4 do 1.8 cm e.w. na 100 m wysokości, a w przypadku Lodowca Elizy od 46.2 do 26.1 cm e.w.



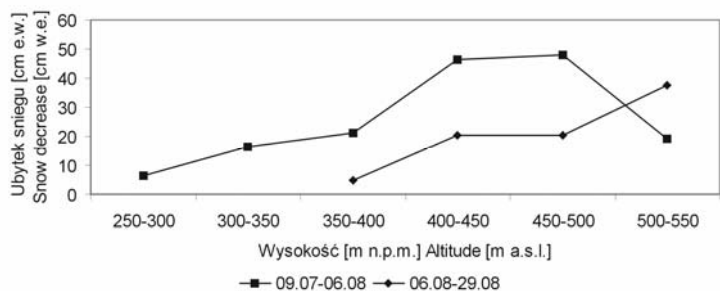
Ryc. 5. Ubytek śniegu w przedziałach wysokościowych na Lodowcu Ireny w sezonie letnim 2006 r.

Fig. 5. Snow decrease at selected altitudes of Irene Glacier in Summer season, 2006



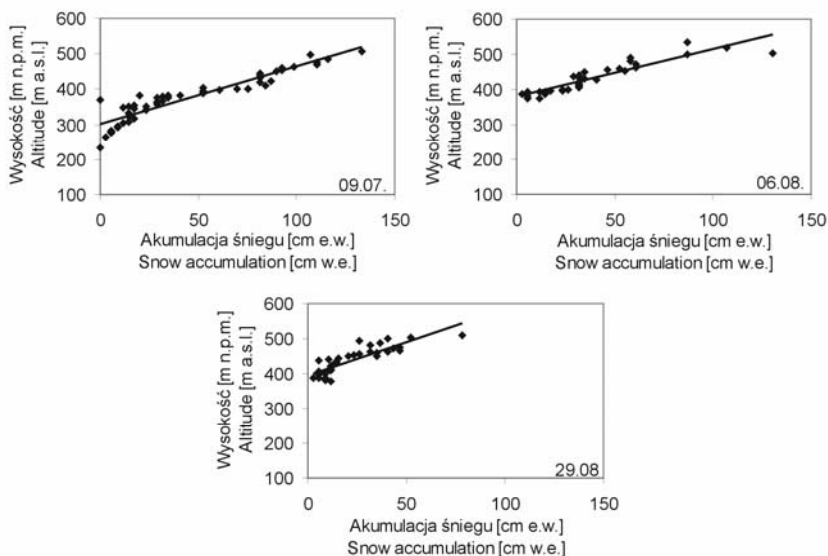
Ryc. 6. Związek akumulacji śniegu z wysokością n.p.m. Lodowca Ireny w sezonie letnim 2006 r.

Fig. 6. Relationship of snow accumulation and altitude of Irene Glacier in Summer season, 2006



Ryc. 7. Ubytek śniegu w przedziałach wysokościowych na Lodowcu Elizy w sezonie letnim 2006 r.

Fig. 7. Snow decrease at selected altitudes of Elise Glacier in Summer season, 2006.

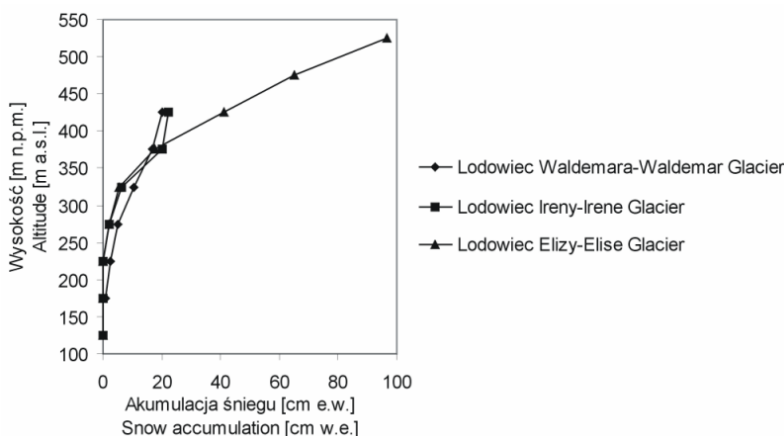


Ryc. 8. Związek akumulacji śniegu z wysokością nad poziomem morza Lodowca Elizy w sezonie letnim 2006 r.

Fig. 8. Relationship of snow accumulation and altitude of Elise Glacier in summer season, 2006

Średni gradient miąższości śniegu na obszarze jego występowania w okresie letnim na Lodowcu Waldemara wyniósł 7.8 cm e.w. na 100 m wysokości, na Lodowcu Ireny – 13.2 cm e.w., a na Lodowcu Elizy był największy i wyniósł średnio 37.8 cm e.w. Należy również zaznaczyć, że w całym okresie ablacyjnym nie stwierdzono opadu śniegu, który mógł wpłynąć na zmiany miąższości pokrywy w czasie, co w poprzednich sezonach się zdarzało.

Zmienność grubości pokrywy śnieżnej wraz z wysokością nad poziomem morza jest zbliżona do zmienności wysokościowej całkowitej akumulacji śniegu w poszczególnych latach. Jednak gradient akumulacji w sezonie letnim jest większy, co wynika z braku lub mniejszej grubości pokrywy śnieżnej w strefie czołowej lodowca.



Ryc. 9. Zmienność akumulacji śniegu lodowców rejonu Kaffiøryra z wysokością n.p.m. w sezonie letnim 2006 r.

Fig. 9. Mean snow accumulation of Kaffiøryra glaciers as a function of elevation in summer season, 2006.

5. Podsumowanie

Średnia akumulacja śniegu w sezonie letnim 2006 roku dla całej powierzchni Lodowca Waldemara wyniosła 9.3 cm ekwiwalentu wody. Średnio zmieniała się ona od 24.1 cm e.w. na początku sezonu letniego do 1.1 cm e.w. w sierpniu. Na Lodowcu Ireny średnia akumulacja śniegu wyniosła 7.3 cm e.w., a średnio zmieniała się ona od 15.6 do 1.0 cm e.w. Średnia akumulacja śniegu na Lodowcu Elizy wyniosła 25.8 cm e.w. i zmieniała się od 36.1 w lipcu do 12.0 cm e.w. pod koniec sierpnia.

Największe zróżnicowanie akumulacji śniegu z wysokością nad poziomem morza stwierdzono na Lodowcu Elizy. Na lodowcach Waldemara i Ireny pokrywa śnieżna zanikała szybko, tak, że pod koniec sezonu ablacyjnego 2006 roku występowała tylko w górnych partiach stref akumulacyjnych lodowców oraz u podnóża stoków górskich. Na Lodowcu Elizy pokrywa śnieżna utrzymała się na znacznej powierzchni do końca sezonu. Był to wynik nie tylko uwarunkowań pogodowych, ale przede wszystkim większego zróżnicowania wysokości pomiędzy czołem tego lodowca, a jego częścią akumulacyjną.

Obserwuje się większy ubytek śniegu w czasie w wyższych partiach lodowców, związany głównie z tworzeniem się na lodowcu stref glacialnych, o różnej intensywności topnienia śniegu. Średnia gęstość śniegu w sezonie letnim jest blisko 2 razy większa, aniżeli w sezonie wiosennym.

Istnieje związek grubości pokrywy śnieżnej z wysokością nad poziomem morza. Jednak w miarę upływu czasu i zmniejszania się pokrywy śnieżnej na lodowcach zależność ta jest mniej wyraźna.

Zaznacza się również wyraźny związek między zróżnicowaniem przestrzennym akumulacji śniegu, a wielkością i zróżnicowaniem przestrzennym ablacji lodowców. Topnienie pokrywy śnieżnej w okresie letnim sprzyja tworzeniu się różnych stref glacialnych, wpływających na intensywność ablacji letniej. Stwierdzono, że znajomość miąższości i przestrzennego zróżnicowania pokrywy śnieżnej w okresie letnim oraz stref glacialnych stanowi ważny element w badaniach i ocenie tempa ablacji lodowcowej.

Literatura

- 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.
- Hubbard B., Glasser N., 2005, Field techniques in glaciology and glacial geomorphology, John Wiley & Sons, Ltd.: 400 s.
- IAHS(ICS)/UNEP/UNESCO, 2003, Glacier mass balance bulletin no. 7, (Haeberli W., Hoelzle M., Frauenfelder R., Zemp, M.; eds.), World Glacier Monitoring Service, University and ETH Zurich: 87 s.
- IAHS(ICS)/UNEP/UNESCO, 2005, Glacier mass balance bulletin no. 8, (Haeberli W., Noetzi J., Zemp M., Baumann S., Frauenfelder R., Hoelzle M.; eds.), World Glacier Monitoring Service, University and ETH Zurich: 100 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.
- 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: 139–149.
- Sobota I., 2004, Bilans masy lodowca (1996–2003) Waldemara i lodowca Ireny (2002–2003), Polish Polar Studies, 30: 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.
- Sobota I., 2007a, Mass balance monitoring of Kaffiøyra glaciers, Svalbard. The Dynamic and Mass Budget of Arctic Glaciers. Extended abstracts, Workshop and GLACIODYN (IPY) Meeting, IASC Working Group on Arctic Glaciology, Utrecht University: 108–111.
- Sobota I., 2007b, Uwarunkowania czasowej i przestrzennej zmienności ablacji lodowców Kaffiøyry w roku 2005 i 2006, Svalbard. [w:] Abiotyczne środowisko Spitsbergenu w latach 2005-2006 w warunkach globalnego ocieplenia, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń, 2007: 197–213.
- Sobota I., Grześ M., 2006, Charakterystyka pokrywy śnieżnej na lodowcach Kaffiøyry. Problemy Klimatologii Polarnej, 16: 147-159.
- Winther J.G., Bruland O., Sand K., Kiltingveit A., Marechal D., 1998, Snow accumulation distribution on Spitsbergen, Svalbard, in 1997., Polar Research, 17(2): 155–164.

Summary

Size and spatial variability of snow accumulation on the Kaffiøyra glaciers were analysed in the summer of 2006. The values of accumulation changeability at the growing altitude and the diversity of accumulation density were based on detailed measurements. This enabled to estimate the thickness of the snow cover in water equivalent (w.e.).

In the summer season of 2006 average snow accumulation on the Waldemar Glacier was 9.3 cm of water equivalent. On average, it changed from 24.1 cm w.e. at the beginning of the summer season

to 1.1 cm w.e. in August. Mean snow accumulation on the Irene Glacier amounted to 7.3 cm e.w.; on average it changed from 15.6 to 1.0 cm w.e. Mean snow accumulation on the Elise Glacier was 25.8 cm w.e. and it changed from 36.1 July to 12.0 cm w.e. at the end of August.

The largest diversity of snow accumulation at the growing altitude was recorded on the Elise Glacier. From both the Waldemar Glacier and Irene Glacier the snow cover disappeared quickly. As a result, at the end of the ablation season snow was only visible in the upper parts of the accumulation zones of those glaciers and at the foot of the mountain slopes. The Elise Glacier had a longer-lasting snow cover on large areas which survived until the end of the season. This was not only the outcome of the weather conditions but, predominantly, larger altitude diversity between the snout of this glacier and its accumulative parts as well.

In higher parts of the glacier a larger snow loss in time is recorded. Mean snow thickness in the summer season is nearly twice higher than during the spring season with the snow cover.

There is a correlation between the snow cover thickness and the altitude. However, with time and the diminishing snow cover this interrelation is less distinct.

Another distinct interrelation exists between spatial diversity of snow accumulation and the size and spatial diversity of snow ablation. Melting of the snow cover during the summer season favours the creation of different glacial zones which influence the intensity of summer ablation. The knowledge of the thickness and spatial variability of the snow cover during the summer season, as well as the glacial zones poses an important element of the study and assessment of the rate of glacial ablation.