

## BADANIA GLACJOLOGICZNE WSPÓŁCZESNYCH ZMIAN LODOWCA IRENY, SVALBARD

### GLACIOLOGICAL INVESTIGATIONS OF CONTEMPORARY CHANGES OF THE IRENE GLACIER, SVALBARD

Ireneusz Sobota

Zakład Kriologii i Badań Polarnych, Instytut Geografii UMK  
ul. Gagarina 9, 87-100 Toruń  
irso@umk.pl

**Zarys treści.** Badania glaciologiczne przeprowadzono na Lodowcu Ireny, o powierzchni 4,1 km<sup>2</sup> (2009), zlokalizowanym na Kaffiøyryze na północno-zachodnim Spitsbergenie. Obejmowały one zagadnienia topnienia lodowca, zmienności akumulacji śniegu w sezonie wiosennym i letnim oraz zmian bilansu masy, powierzchni i położenia czoła lodowca. Szczegółowo przeanalizowano lata 2008 i 2009. Różniły się one wyraźnie warunkami pogodowymi, zwłaszcza w okresie letnim, co miało istotny wpływ na poszczególne elementy określające wielkość zmian i dynamiki lodowca. W dłuższym przedziale czasowym (2002-2009), lodowiec Ireny charakteryzuje się wyraźnie negatywnymi zmianami, zwłaszcza ujemnym bilansem masy, jak również cofaniem się czoła i zmniejszaniem powierzchni. Jednakże występują lata, które wyraźnie różnią się od ogólnego negatywnego kierunku zmian. Przykładowo sytuacja taka miała miejsce w roku 2008.

**Słowa kluczowe:** bilans masy lodowca, akumulacja śniegu, ablacja, lodowiec, Svalbard.

#### 1. Wstęp

Badania zmian lodowców są jednymi z najważniejszych zagadnień współczesnej glaciologii. Szczególnie istotne jest to w aspekcie szerokiej dyskusji na temat współczesnych zmian klimatu. Na zmiany lodowców wpływa wiele czynników, nie tylko meteorologicznych. Należą do nich przede wszystkim: ekspozycja, nachylenie, pokrycie materiałem morenowym, wysokość nad poziomem morza, odległość od morza, czy gęstość sieci cieków supraglacialnych. Tylko szczegółowe badania terenowe pozwalają wyjaśnić tempo i intensywność tego zjawiska.

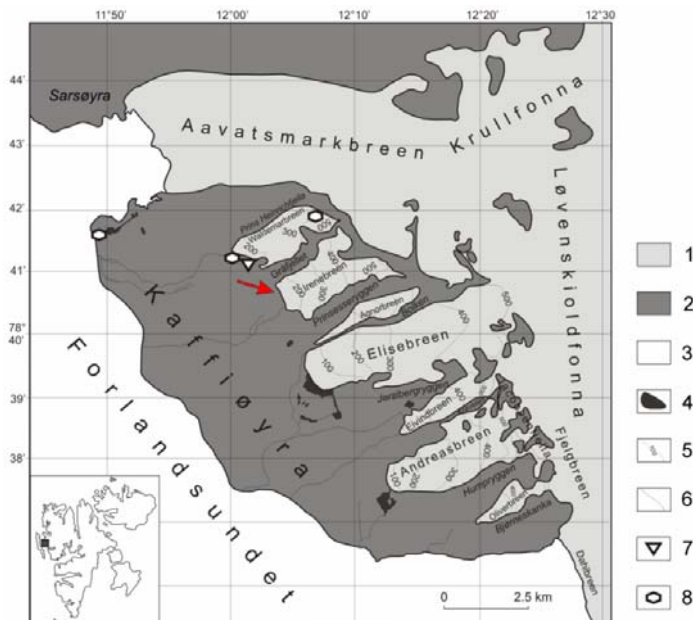
Systematyczne badania glaciologiczne na Lodowcu Ireny prowadzone są od 2001 roku (Sobota 2003, 2004a,b, 2005a,b, 2007a,b,c,d,e). Są one częścią programu badań nad bilansem masy lodowców rejonu Kaffiøyry (Aavatsmarka, Waldemara, Ireny, Elizy; ryc. 1), które wchodzi w sieć lodowców objętych światowym monitoringiem (Sobota 2009). Badania glaciologiczne Lodowca Ireny stanowią część programu badań współczesnych zmian kriosfery północno-zachodniego Spitsbergenu.

Badania glaciologiczne Lodowca Ireny dotyczą: topnienia lodowca, zmienności akumulacji śniegu w sezonie wiosennym i letnim, zmian bilansu masy oraz zmian powierzchni i położenia czoła lodowca.

W niektórych latach prowadzono również badania zmienności odpływu z lodowca. Celem opracowania jest charakterystyka zmian Lodowca Ireny w okresie 2002-2009, ze szczególnym uwzględnieniem lat 2008 i 2009. Lata te wyraźnie różniły się warunkami pogodowymi, zwłaszcza w okresie letnim, co miało istotny wpływ na poszczególne elementy określające wielkość zmian i dynamiki lodowca. Duży nacisk położono na charakterystykę bilansu masy lodowca.

## 2. Obszar i metody badań

Objęty badaniami Lodowiec Ireny zlokalizowany jest na Kaffiøyrze (ryc. 1) leżącej w obrębie 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 (ryc. 1). Powierzchnia Lodowca Ireny wynosi 4,1 km<sup>2</sup>. Charakterystyczną cechą badanego lodowca są dwa wyraźne cyrki lodowcowe.

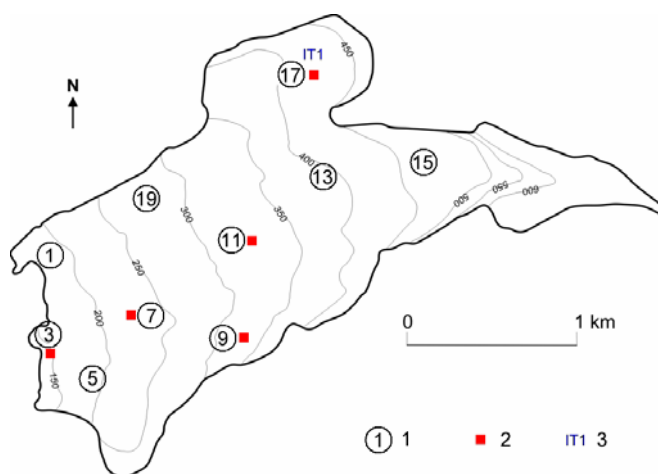


Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań. 1 – lodowce i obszary zlodowacone, 2 – obszary niezlodowacone, 3 – morze, 4 – jeziora, 5 – poziomicze na lodowcach, 6 – rzeki, 7 – punkt pomiaru przepływu, 8 – stacje meteorologiczne

Fig. 1. Location of investigations area. 1 – glaciers and glacial areas, 2 – ice free areas, 3 – sea, 4 – lakes, 5 – contour lines on glaciers, 6 – rivers, 7 – gauging station, 8 – meteorological stations

Głównym elementem charakteryzującym zmiany lodowca jest jego bilans masy. Do oceny bilansu masy Lodowca Ireny zastosowano metodę bezpośrednich pomiarów, opartych o sieć tyczek ablacyjnych, uzupełnianych badaniami pokrywy śnieżnej w profilach śniegowych. Jest to najdokładniejsza i najczęściej stosowana metoda (Østrem i Brugman 1991, Kaser i in. 2003, Hubbard i Glasser 2005).

Na Lodowcu Ireny zainstalowano 10 tyczek ablacyjnych (ryc. 2) na całym obszarze, a nie tylko, jak to często jest praktykowane, wzdłuż głównej osi lodowca. Tyczki zainstalowane były na głębokość 10 m za pomocą świdra parowego *Ice Heucke Drill* (Heucke 1999). Wartości poszczególnych elementów bilansu wyrażono w cm ekwiwalentu wodnego (cm e.w.). Pomiary ablacji w okresie letnim wykonywano co 5-10 dni. Tyczki ablacyjne zlokalizowane były we wszystkich przedziałach wysokościowych. Wartości ablacji zostały interpolowane na całą powierzchnię lodowca. Dzięki temu uzyskano ablację w poszczególnych przedziałach wysokości nad poziomem morza. W sezonie letnim przeprowadzono również szczegółowe badania czasowej i przestrzennej zmienności miąższości pokrywy śnieżnej, a także gęstości powierzchniowej warstwy śniegu 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).



Ryc. 2. Lokalizacja tyczek ablacyjnych, profili śniegowych oraz punktu pomiaru temperatury powierzchniowej warstwy lodu na Lodowcu Ireny. 1 – tyczki ablacyjne, 2 – profile śniegowe, IT1 – punkt pomiaru temperatury powierzchniowej warstwy lodu

Fig. 2. Ablation stakes, snow pits and the near-surface ice temperature measurement point (boreholes) location on the Irene Glacier. 1 – ablation stakes, 2 – snow pits, IT1 – ice temperature measurements point

Sondowania głębokości pokrywy śnieżnej wykonywano w każdym sezonie w około 100 punktach, co dało bardzo dokładny obraz zróżnicowania przestrzennego zimowej akumulacji śniegu. Prowadzono także szczegółowe pomiary wybranych cech fizycznych śniegu w wybranych profilach śniegowych. Głównie dotyczyło to struktury, rodzaju uziarnienia, wielkości ziaren, twardości oraz gęstości śniegu. Lokalizację punktów pomiarowych określano na podstawie pomiarów geodezyjnych i odbiornikiem GPS, a następnie nanoszono na mapę topograficzną lodowca w skali 1:10 000 (Lankauf 2002). Bazowymi punktami pomiarowymi były tyczki ablacyjne. 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). Badania bilansu letniego i zimowego pozwoliły określić bilans masy netto badanego lodowca w analizowanym okresie.

### 3. Zmiany ablacji Lodowca Ireny

Topnienie lodowców jest bardzo ważnym wskaźnikiem współczesnych zmian klimatu. Odgrywa istotną rolę jako główny czynnik kształtowania bilansu letniego, którego szacunek jest niezbędny do określenia bilansu masy lodowca. Wielkość ablacji uwarunkowana jest wieloma czynnikami, nie tylko meteorologicznymi (Sobota 2007c, 2007d).

Średnia dobowa ablacja Lodowca Ireny w roku 2008 wynosiła od 3,0 cm e.w. w strefie czołowej do 1,2 cm e.w. w części akumulacyjnej. Z kolei w roku 2009 wyniosła 4,4 i 1,6 cm e.w. odpowiednio. W roku 2009, w czasowej zmienności ablacji lodowców największe wartości stwierdzono w okresie z najwyższymi wartościami temperatury powietrza. Przebieg ablacji na tle temperatury powietrza wyraźnie podkreśla rolę, jaką odgrywa ona w intensywności topnienia lodowców. Należy jednak pamiętać, że funkcja warunków pogodowych często w istotny sposób jest determinowana przez wiele czynników, związanych z lokalnymi uwarunkowaniami lodowca. Sezony letnie 2008 i 2009 roku charakteryzowały się różnymi warunkami pogodowymi. Miało to wyraźny wpływ nie tylko na czasową, ale także na całkowitą wielkość ablacji lodowców.

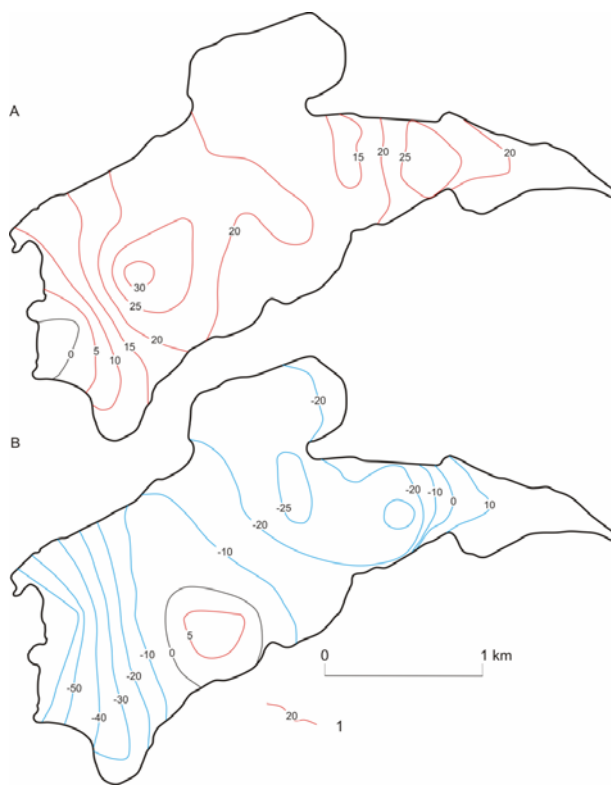
Istnieje wyraźna różnica w przebiegu intensywności ablacji w części czołowej i części akumulacyjnej lodowca. Jest to głównie związane z odmiennymi warunkami pogodowymi jakie tam panują.

W przestrzennej zmienności ablacji Lodowca Ireny stwierdzono pewne prawidłowości. Największa ablacja występowała w północnej części strefy czołowej lodowca, a najmniejsza – na obszarze pól akumulacyjnych. Niższe wartości ablacji wystąpiły także po południowej stronie lodowca, u podnóża stoków górskich, które wpływają na zacienienie jego powierzchni. Ma to istotne znaczenie w kształtowaniu wielkości ablacji.

W przypadku Lodowca Ireny największą ablację w latach 2008-2009 stwierdzono do wysokości 200 m n.p.m. W tej części lodowca w roku 2008 wartości ablacji osiągały do 220 cm e.w., a w roku 2009 nawet do 270 cm e.w. W miarę wzrostu wysokości i w częściach akumulacyjnych lodowca ablacja wyraźnie się zmniejszała, do poniżej 60 cm e.w. w roku 2008 i poniżej 100 cm e.w. latem 2009 roku.

Zaobserwowano również pewne zmniejszenie ablacji w przedziale wysokości 350-450 m n.p.m. i jej ponowny wzrost powyżej tej części lodowca (Sobota 2007d). Szczególnie widoczne to było w roku 2009. 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. Na obszarze tym występuje pewne spłaszczenie, po którym następuje strome przejście do wyższych partii lodowca. Sprzyja ono zwiększonej zimowej akumulacji śniegu.

Intensywność i wielkość ablacji w poszczególnych częściach lodowca prezentują mapy różnic wartości całkowitej ablacji w danym roku w stosunku do średniej wartości wieloletniej (ryc. 3). W roku 2008 praktycznie na całej powierzchni lodowca topnienie było mniejsze od średniej ablacji w latach 2002-2009 stwierdzonej przez autora na podstawie prowadzonych wieloletnich badań terenowych. Największą różnicę – do 30 cm e.w. – zaobserwowano w środkowej części lodowca. Z kolei w roku 2009, za wyjątkiem środkowej partii i południowego cyrku lodowca ablacja była wyraźnie większa w stosunku do średniej wieloletniej. Należy podkreślić, że obszary o ablacji bliskiej bądź mniejszej od wartości wieloletniej pokrywały się z obszarami o największej miąższości i najdłużej zalegającej pokrywie śnieżnej.



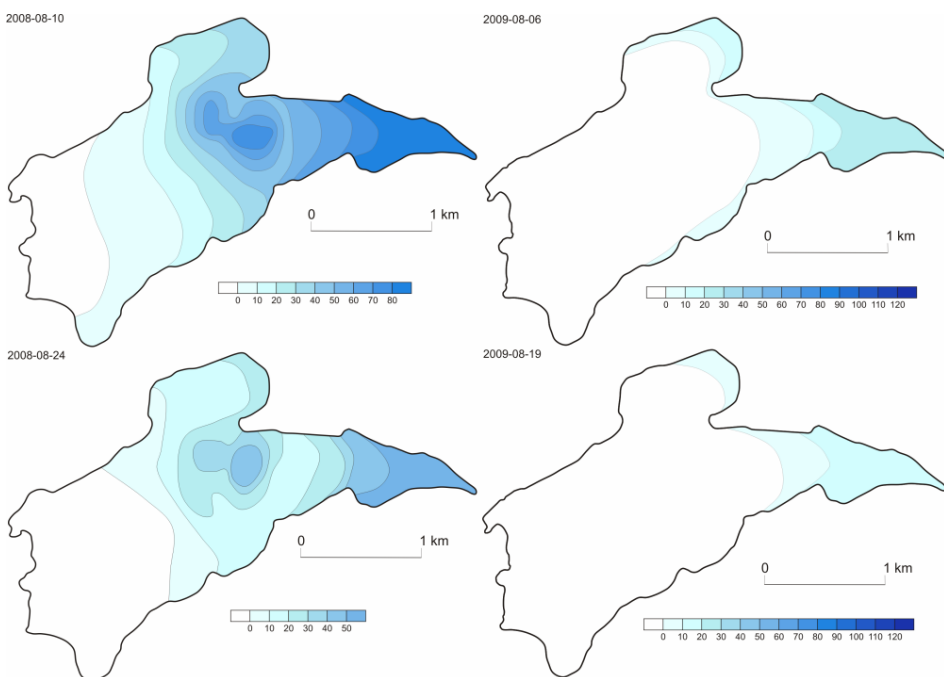
Ryc. 3. Mapy różnic między ablacją w roku 2008 i średnią ablacją w latach 2002-2009 (A) oraz różnic między ablacją w roku 2009 i średnią ablacją w latach 2002-2009 (B). 1 – izolinie ablacji (cm e.w.)

Fig. 3. Maps of ablation differences on the Irene Glacier between the ablation in 2008 and the average in 2002-2009 years (A) and in 2009 and the average in 2002-2009 years (B). 1 – ablation isolines (cm w.e.)

#### 4. Zmiany pokrywy śnieżnej w okresie letnim

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 poprzę 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 letniej ablacji lodowca (Sobota 2007e). W związku z tym latem 2008 i 2009 roku wykonano badania akumulacji śniegu na Lodowcu Irene. Przeanalizowano takie elementy jak: miąższość pokrywy śnieżnej, jej zróżnicowanie przestrzenne i wysokościowe, a także gęstość śniegu.

Na początku sezonu letniego 2008 roku śnieg zalegał na całej powierzchni Lodowca Irene. Największą miąższość śniegu na początku lipca 2008 stwierdzono na obszarze cyrków lodowcowych. Na początku sierpnia śnieg zajmował ponad połowę obszaru lodowca, a w górnych partiach jego miąższość wynosiła miejscami ponad 70 cm. Pod koniec sezonu ablacyjnego pokrywa śnieżna nadal występowała na znacznej powierzchni lodowca, zwłaszcza w cyrkach, wynosząc miejscami powyżej 50 cm (ryc. 4).

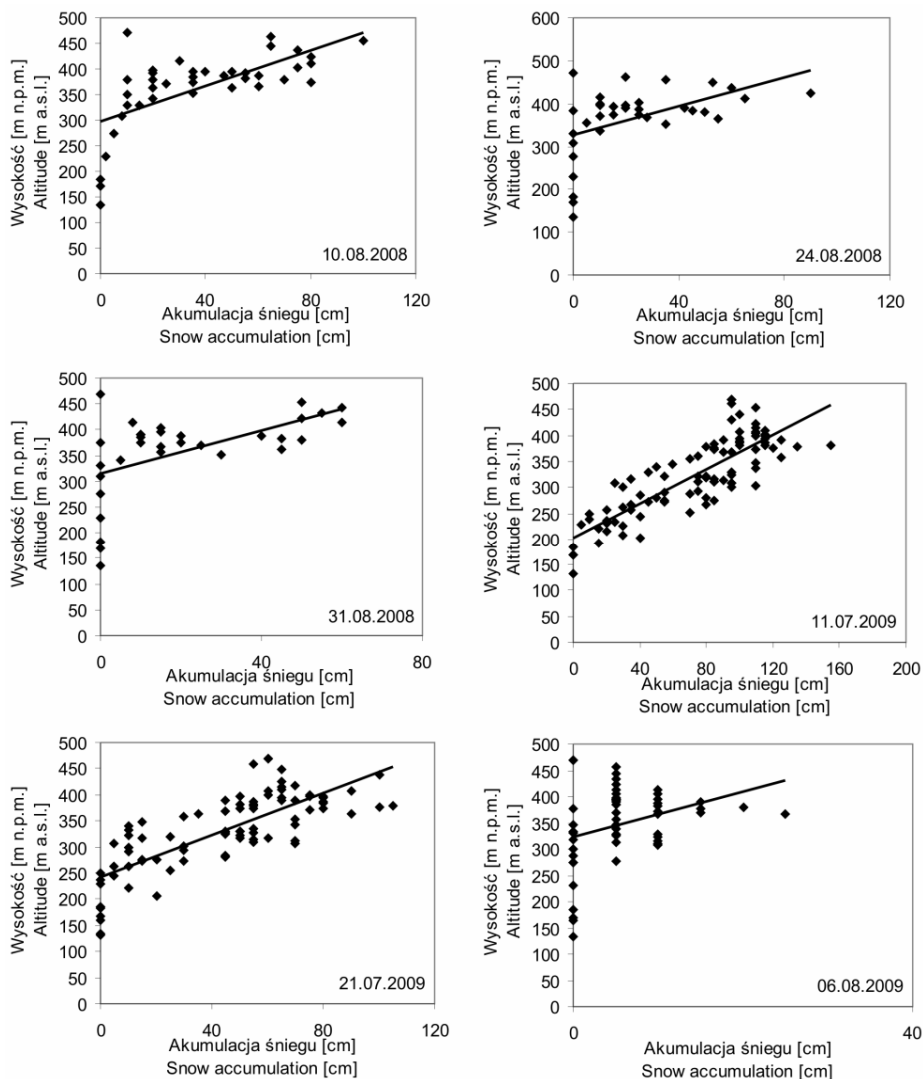


Ryc. 4. Mapy akumulacji śniegu (w cm) na Lodowcu Irenej w sezonie letnim 2008 i 2009 roku  
 Fig. 4. Snow accumulation maps (in cm) of the Irene Glacier during the summer 2008 and 2009

Na początku lipca 2009 r. największa miąższość śniegu występowała na obszarze cyrków lodowcowych, zwłaszcza na południowym polu akumulacyjnym. Wyniosła ona powyżej 100 cm, a miejscami nawet ponad 120 cm. Na początku sezonu ablacyjnego śnieg występował również w niektórych partiach czoła lodowca. Pod koniec lipca na całym lodowcu miąższość śniegu się zmniejszyła. W pierwszej dekadzie sierpnia śnieg zanikł na większości powierzchni lodowca, a pod koniec lata występował jedynie w jego najwyższych partiach i u podnóży stoków górskich (ryc. 4).

Na podstawie analizy zmienności grubości pokrywy śnieżnej na Lodowcu Irenej z wysokością nad poziomem morza w sezonach letnich 2008 i 2009 r. stwierdzono, że wzrost miąższości śniegu z wysokością zmniejsza się w czasie. świadczą o tym wartości gradientu grubości pokrywy śnieżnej. W 2009 roku zmieniał się on średnio od 39 do 2 cm na 100 m wysokości. Z kolei w sierpniu 2008 roku gradient ten wahał się od 11 do 3 cm na 100 m wysokości, podczas gdy na początku sierpnia 2009 roku wyniósł zaledwie 2 cm. Stwierdzono wyraźny związek miąższości śniegu w okresie letnim z wysokością nad poziomem morza. Charakterystyczne jest, że w miarę zmniejszania się miąższości śniegu, związek ten był mniej wyraźny (ryc. 5).

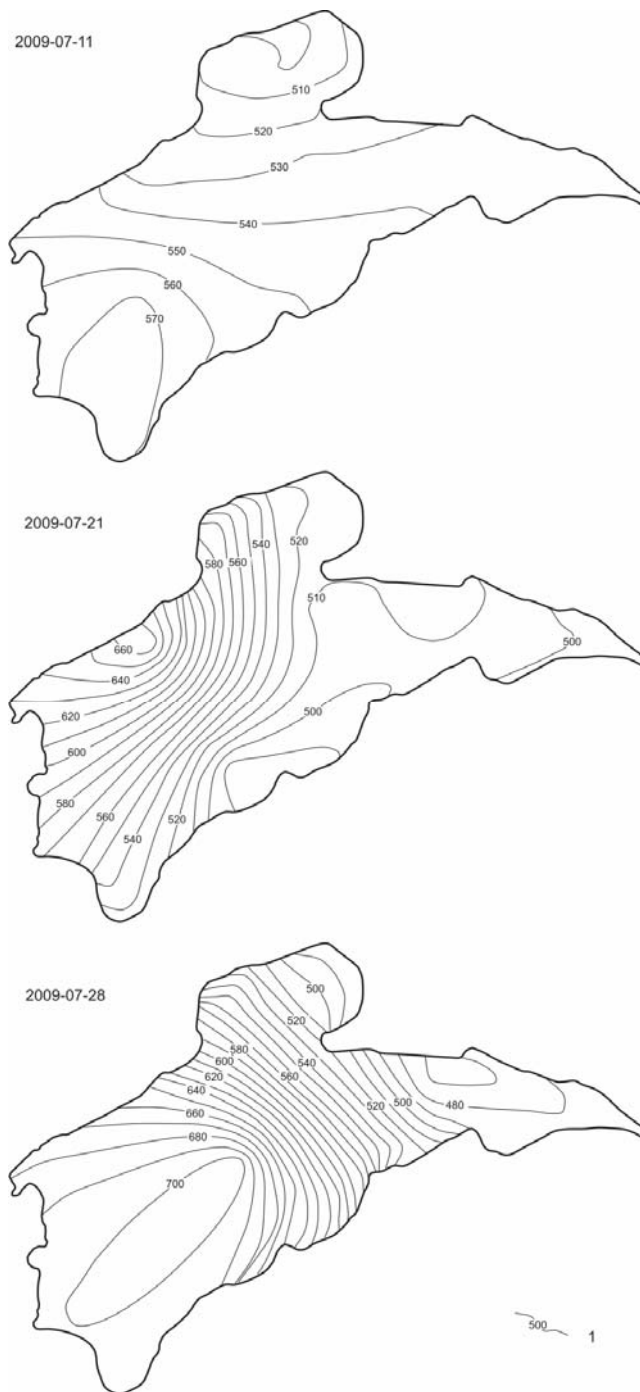
Przestrzenne zróżnicowanie miąższości śniegu uwarunkowane było odmienną jego gęstością w różnych częściach lodowca (ryc. 6). W roku 2009 gęstość powierzchniowej warstwy śniegu wykazywała w poszczególnych terminach obserwacyjnych pewne zróżnicowanie. Na początku sezonu letniego zróżnicowanie to było niewielkie i zwiększało się w miarę przeobrażania śniegu suchego w mokry i papkę wodno-śnieżną. Obserwowano również spadek gęstości śniegu z wysokością nad poziomem morza (ryc. 7). 11 lipca 2009 roku średnia powierzchniowa gęstość śniegu wyniosła 537,



Ryc. 5. Związek akumulacji śniegu z wysokością nad poziomem morza na Lodowcu Irenej w okresach letnich 2008 i 2009 roku

Fig. 5. The relationship of snow accumulation and elevation of the Irene Glacier during the summer 2008 and 2009

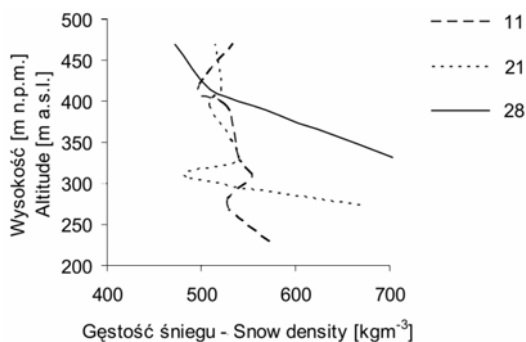
21 lipca – 540 i 28 lipca – 561  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ . Podobne prawidłowości i wartości stwierdzono na Lodowcu Irenej w sezonie letnim 2006 r. Średnia gęstość śniegu latem tego roku wyniosła 540  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$  (Sobota 2007e). Była ona wyraźnie wyższa, aniżeli w sezonie zimowym, która dla powierzchniowej warstwy pokrywy śnieżnej (0-20 cm głębokości) w latach 2002-2009 wynosi średnio ok. 300  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ . W okresie lata gęstość śniegu była wyższa, aniżeli w okresie z wiosennym. Wynikało to głównie z większej ilości wody w śniegu, powstającej w wyniku jego topnienia lub z zasilania opadami deszczu.



Ryc. 6. Mapy gęstości powierzchniowej warstwy śniegu (0-20 cm) na Lodowcu Irenej latem 2009 roku.  
1 – izolinie gęstości śniegu w  $\text{kg m}^{-3}$

Fig. 6. Surface snow density (0-20 cm) maps on the Irene Glacier in 2009 summer.  
1 – snow density isolines in  $\text{kg m}^{-3}$





Ryc. 7. Zmienność gęstości powierzchniowej warstwy śniegu na Lodowcu Irenej z wysokością nad poziomem morza latem (11, 21 i 28 lipca) 2009 roku

Fig. 7. Surface snow density the Irene Glacier as a function of elevation, the summer 2009 (in 11, 21 and 28 July)

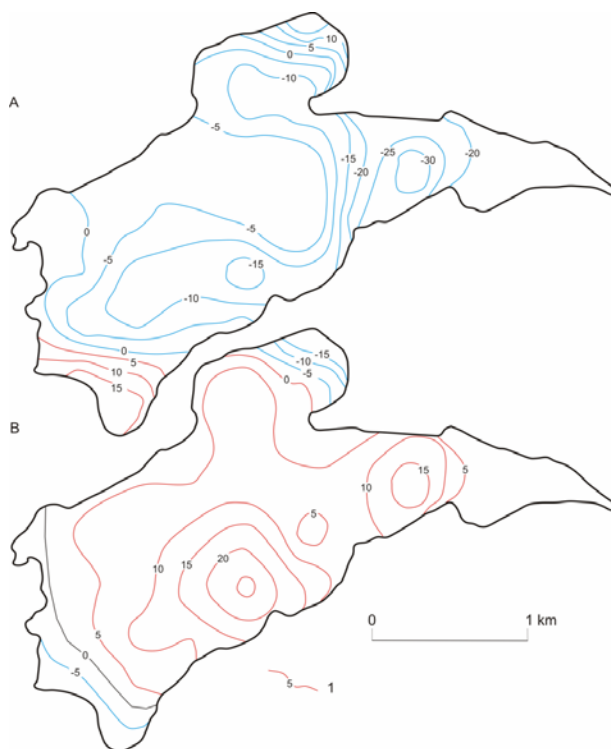
## 5. Zmiany zimowej akumulacji śniegu na Lodowcu Irenej

Badania zimowego bilansu masy dotyczyły przede wszystkim oceny wielkości akumulacji śniegu na lodowcu i jego wybranych parametrów fizycznych. Gradient miąższości śniegu na Lodowcu Irenej w roku 2008 wyniósł 12 cm e.w. na każde 100 m wysokości, a w roku 2009 był niższy i wyniósł 9 cm. Duży wpływ na kształtowanie się wielkości gradientu ma wielkość pokrywy śnieżnej na czole lodowca. W tej strefie następuje duże wiatrowe przemieszczanie śniegu. W tej części lodowca w poszczególnych sezonach zimowych występują również miejsca z brakiem pokrywy śnieżnej. Jednakże w roku 2009 odnotowano większą akumulację śniegu w strefie czołowej, co związane było z ogólnie dużą miąższością śniegu w stosunku do lat poprzednich. Przyczyniło się to do mniejszej różnicy akumulacji śniegu w częściach położonych niżej i wyżej nad poziomem morza. Pewien wpływ na zwiększenie grubości pokrywy śnieżnej z wysokością ma wtórna depozycja śniegu w części, poniżej miejsca załamania profilu podłużnego. Lokalnie zależność wzrostu akumulacji śniegu od wysokości terenu może być zaburzona, co głównie należy wiązać z przewiewaniem śniegu w obrębie lodowca. Podobną prawidłowość autor stwierdził na innych lodowcach Svalbardu (Sobota 2003, 2005, 2007e, Sobota i Grześ 2006, 2008), podobne spostrzeżenia przedstawia także Grabiec i in. (2006).

W przestrzennym rozkładzie zimowej akumulacji śniegu na Lodowcu Irenej obserwuje się pewne prawidłowości (Sobota i Grześ 2006, 2008). Miąższość pokrywy śnieżnej wyraźnie wzrasta od czola w kierunku pól akumulacyjnych. W roku 2008 grubość śniegu w najwyższych położonych częściach lodowca wynosiła ponad 100 cm e.w., a w roku 2009 powyżej 90 cm e.w.. W strefie czołowej lodowca w roku 2009 wyraźnie wyższa miąższość śniegu zajmowała większe obszary, co spowodowało wyższą, w stosunku do roku poprzedniego, średnią akumulację śniegu.

Rozkład różnicy akumulacji śniegu na Lodowcu Irenej w roku 2008 w stosunku do średniej z lat 2002-2009 przedstawia ryc. 8. Wynika z niej, że prawie na całym obszarze lodowca w omawianym roku akumulacja była niższa od średnich wartości wieloletnich. Jedynie w południowej części czola i w cyrku północnym była ona nieco wyższa. Z kolei w roku 2009, za wyjątkiem części czołowej lodowca i północnego cyrku, akumulacja śniegu była wyraźnie wyższa w stosunku do wartości przeciętnej w wieloletniu. Szczególnie duża akumulacja śniegu miała miejsce w środkowej części po

południowej stronie lodowca. Należy stwierdzić, że w 2009 roku wartości akumulacji najbardziej zbliżone do średnich wieloletnich charakterystyczne są dla strefy czołowej i akumulacyjnej lodowca.



Ryc. 8. Mapy różnic między akumulacją śniegu w roku 2008 (A) i w roku 2009 (B) a średnią w latach 2002-2009. 1 – izolinie akumulacji (cm e.w.)

Fig. 8. Maps of snow accumulation differences on the Irene Glacier between the accumulation in 2008 (A) and in 2009 (B) and the average in 2002-2009 years. 1 – accumulation isolines (cm e.w.)

Na podstawie wykonanych pomiarów struktury i uziarnienia pokrywy śnieżnej stwierdzono jej różnicowanie w poszczególnych częściach lodowca. We wszystkich analizowanych profilach śniegowych stwierdzono warstwy o różnym uziarnieniu. W pokrywie śnieżnej Lodowca Irene w analizowanych latach przeważał śnieg drobnoziarnisty i średnioziarnisty, a w warstwie nad lodem silnie przemarznięty śnieg gruboziarnisty. Pokrywa śnieżna charakteryzowała się różnymi stopniami twardości (od R1 do R6). Licznie występowały również lodoszrenie. Świadczą one o okresowych ociepleniach powyżej 0°C, powodujących topnienie i ponowne zamarzanie śniegu głównie w okresie formowania się pokrywy śnieżnej.

W punkcie zlokalizowanym w części akumulacyjnej (IT1) w kwietniu 2009 roku średnia gęstość śniegu wyniosła 359 kg·m<sup>-3</sup>, z kolei w lipcu w tym samym miejscu wyniosła ona 516 kg·m<sup>-3</sup>. Średnia gęstość śniegu na lodowcu w latach 2002-2009 zmieniała się od 346 kg·m<sup>-3</sup> do 380 kg·m<sup>-3</sup>. Podobne wartości dla innych lodowców Svalbardu podają inni autorzy (m.in. Migała i in. 1988, Michalev i Zinger 1975, Warren i in. 1999, Winther i in. 1998).

## 6. Zmiany bilansu masy Lodowca Ireny

W obu analizowanych latach Lodowiec Ireny charakteryzował się pewnym zróżnicowaniem przestrzennym bilansu masy. Szczególnie widoczne było to w roku 2008. Granica między częścią z bilansem ujemnym i dodatnim miała wyraźnie bardziej skomplikowany przebieg, aniżeli w roku następnym. Związane to było z dużą akumulacją śniegu, który zalegał nierównomiernie w tej części lodowca przez cały sezon letni. Ponadto na wysokości 400-500 m n.p.m. w południowej części lodowca obserwowano często większe topnienie, aniżeli w partii położonej nieco niżej. Stąd linia rocznej równowagi (ELA) w tej części przebiegała wyżej, niż w strefie północnej lodowca. Powyżej tej wysokości topnienie ponownie się zmniejszało. Intensywne topnienie w roku 2009 spowodowało, że bilans masy był ujemny na większej części lodowca, a ELA miała wyrównany przebieg.

W większości analizowanych lat bilans masy zmniejszał się wraz z wysokością nad poziomem morza. W roku 2008 w przedziale wysokości 350-450 m n.p.m. bilans masy osiągnął wartości dodatnie, po czym na pewnej wysokości odnotowano ponownie wartości ujemne. Spowodowane to było nieco wyższą ablacją letnią na obszarze południowego pola akumulacyjnego. Powyżej 450-500 m n.p.m. bilans masy był już dodatni. W roku 2009 ujemny bilans masy również zmniejszał się z wysokością, a niewielkie dodatnie wartości osiągnął jedynie w najwyższych partiach lodowca.

Powierzchnia lodowca z dodatnim bilansem masy w roku 2008 była wyraźnie większa niż w roku 2009. O zróżnicowaniu tym świadczą wartości współczynnika akumulacji AAR (stosunek powierzchni o dodatnim bilansie masy do powierzchni całego lodowca), który w roku 2008 wyniósł 31%, a w roku 2009 – 6% – i był znacznie niższy od średniej wartości wieloletniej.

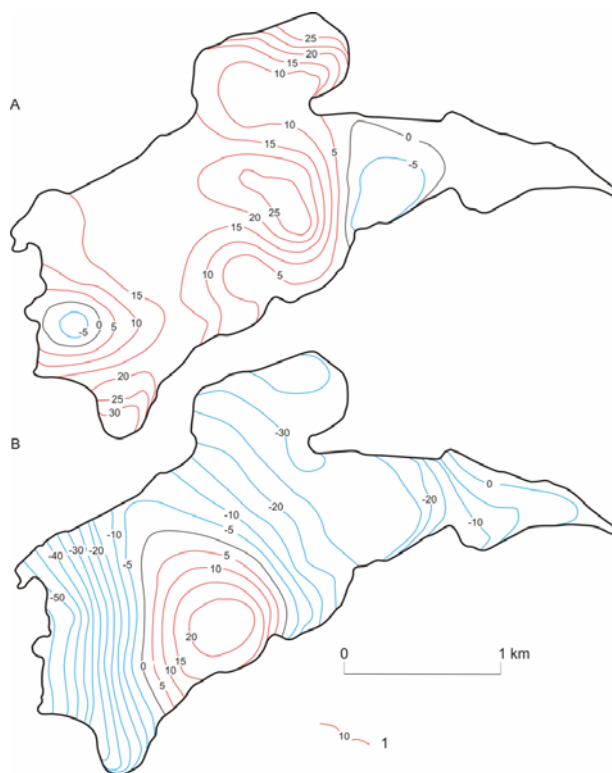
Bilans masy w 2008 roku był tylko nieco niższy od średniego bilansu z lat 2002-2009, osiągając w niektórych miejscach wartości wyższe nawet o 25 cm e.w. Bardziej ujemny bilans masy stwierdzono w przypadku południowego pola akumulacyjnego. W roku 2009, za wyjątkiem środkowej części lodowca bilans masy był znacznie niższy od średniej wieloletniej (ryc. 9). Przestrzenna zmienność bilansu masy Lodowca Ireny kształtowana jest przede wszystkim przez warunki pogodowe w danej części lodowca oraz lokalne uwarunkowania morfologiczne. Najwyższe partie lodowców charakteryzowały się na ogół niewielkim dodatnim bilansem, a jego wartości nie były duże.

Zmiany masy lodowców w istotny sposób determinują ich uwarunkowania morfometryczne. Głównie widoczne są one w zmniejszaniu lub zwiększaniu się powierzchni lodowców, a także w zmianach położenia ich czoła.

Zasięg czoła Lodowca Ireny w latach 2000-2009 zmniejszył się średnio o 97 m. Lodowiec cofał się średnio 11 m na rok. Szczególnie duże cofnięcie czoła lodowca dotyczy jego środkowej części (ryc. 10, 11). W miejscu tym aktualnie występuje duże nagromadzenie ciągłego materiału morenowego, tworzące wał morenowy, odcinający ten fragment od pozostałej części lodowca. Na przedpolu tworzą się liczne jeziora wytopiskowe, świadczące również o zanikaniu jego powierzchni. Powierzchnia lodowca w tym okresie zmniejszyła się o około 3%.

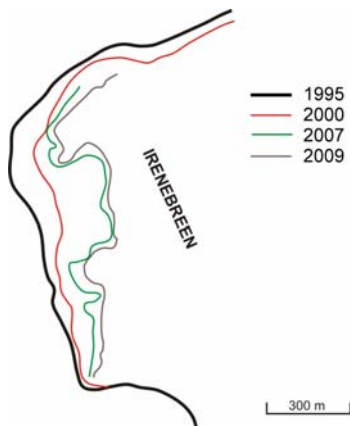
## 7. Podsumowanie

W ramach badań glaciologicznych Lodowca Ireny szczegółowo przeanalizowano jego zachowanie w latach 2008 i 2009. Lata te wyraźnie różniły się warunkami pogodowymi, szczególnie w okresie letnim, co miało istotny wpływ na poszczególne elementy określające wielkość zmian i dynamiki lodowca.



Ryc. 9. Mapy różnic między bilansem masy netto w roku 2008 (A) i 2009 (B) a średnim bilansem w latach 2002-2009 . 1 – izolinie bilansu masy (cm e.w.)

Fig. 9. Maps of net mass balance differences on the Irene Glacier between the mass balance in 2008 (A) and 2009 (B) and the average in 2002-2009 years. 1 – mass balance isolines



Ryc. 10. Recesja lodowca Ireney w latach 1995-2009. Na podstawie mapy Lanakufa (2002) oraz pomiarów GPS

Fig. 10. The recession of the Irene Glacier in the period from 1995 to 2009. Based on Lanakauf's topographical map from 1995 (2002) and GPS measurements



Ryc. 11. Zmiany lodowca Ireny w latach 2001-2009 (2001-fot. I. Sobota, 2009-fot. M. Nowak).

Fig. 11. The Irene Glacier changes in 2001-2009 (2001-photo by I. Sobota, 2009-photo by M. Nowak).

Jako podstawowe parametry, które mogą charakteryzować wielkość zmian lodowca przyjęto bilans masy lodowca, ablację, akumulację śniegu, właściwości fizyczne pokrywy śnieżnej, gęstość śniegu, położenie czoła i zmiany powierzchni. Badania ich czasowej i przestrzennej zmienności dają obraz współczesnych zmian lodowca.

Pomimo niewielkiej powierzchni Lodowiec Ireny charakteryzuje się dużym przestrzennym zróżnicowaniem wielkości ablacji. Obok gradientu wysokości, zmienność ta wywołana jest warunkami lokalnymi (ekspozycja, osłonięcie, pokrycie materiałem morenowym, selektywne topnienie, nachylenie powierzchni oraz gęstość i układ cieków supraglacialnych). Dodatkowo wpływ ten jest potęgowany przez warunki meteorologiczne panujące w danym sezonie letnim. Szczególną rolę odgrywa temperatura powietrza i oddziaływanie wiatru (Sobota 2005, 2007d).

Wysoka średnia temperatura powietrza, przy niewielkiej powierzchni Lodowca Ireny powodowała, że przez większą część sezonu letniego, ablacja intensywnie zachodziła na jego całej powierzchni. W czasie badań prowadzono równocześnie szczegółowe obserwacje struktury powierzchni lodowca oraz rozwoju sieci rzecznej. Okresy wzmożonej ablacji pokrywały się z terminami zwiększonego natężenia przepływu cieków na lodowcu i spływu powierzchniowego. Powodowało to większą intensywność ablacji, poprzez rozmywanie obszarów pokrytych papką wodną-śnieżną, co doprowadzało do odsłaniania coraz większych partii „czystego” lodu.

Lodowiec Ireny, podobnie jak inne lodowce regionu Kaffiøry rozciąga się w kierunku wschód-zachód i otoczony jest pasmami górskimi. Ma to istotne znaczenie w kształtowaniu wielkości ablacji letniej, zwłaszcza, kiedy występuje zjawisko fenu, często obserwowane na tym obszarze. Szczegółowo rolę ekspozycji lodowców Svalbardu w kształtowaniu procesów na nich zachodzących podkreśla Evans (2007) oraz Evans i Cox (2010).

Pewien, pośredni wpływ na kształtowanie wielkości ablacji wydaje się mieć także wielkość opadów deszczu. Intensyfikacja ablacji polega głównie na rozmywaniu papki wodno-śnieżnej i śniegu, co podwyższa wartość ablacji w danym okresie. Opady deszczu przyczyniają się również do przekształcania pokrywy śnieżnej w papkę wodno-śnieżną, co ma wpływ na zmianę jej albedo, co może istotnie zmienić wielkość ablacji w czasie (Sobota 2004b, 2007d).

Ważnym elementem kształtującym wielkość ablacji jest występowanie w okresie letnim pokrywy śnieżnej. Na Lodowcu Ireny śnieg w najwyższych jego partiach zalega często do końca sezonu ablacyjnego, a jego miąższość osiąga różne wartości w poszczególnych sezonach letnich.

Średnia roczna akumulacja śniegu na Lodowcu Ireny w roku 2008 wyniosła 55 cm e.w. i była zbliżona do wartości średniej w latach 2002-2009. Z kolei w roku 2009 była wyższa od średniej wieloletniej o 10 cm e.w. i wyniosła 65 cm e.w.

Zdecydowany wpływ na kształtowanie wielkości bilansu masy Lodowca Ireny miała ablacja letnia. Przeprowadzone badania wykazały, że lodowiec ulegał intensywnemu topnieniu. Było to przede wszystkim związane z warunkami pogodowymi panującymi w sezonach letnich, które z lokalnymi uwarunkowaniami lodowców odgrywają najważniejszą rolę w kształtowaniu intensywności ich ablacji.

W roku bilansowym 2009 pomimo wyższej od przeciętnej zimowej akumulacji śniegu na Lodowcu Ireny, roczny bilans masy był wyraźnie ujemny, ale zbliżony do wartości średniej dla wielolecia. Spowodowane to było przede wszystkim intensywną ablacją w sezonie letnim. Średni roczny bilans masy Lodowca Ireny w roku 2008 wyniósł -36 cm e.w., a w roku 2009 -63 cm e.w. Średni roczny bilans masy netto Lodowca Ireny zbliżony jest do innych lodowców Svalbardu o podobnej powierzchni. Na podstawie metod pośrednich – klimatycznych (Sobota, 2000, 2005b, 2007a) – stwierdzono, że lodowiec charakteryzuje się również wyraźnie ujemnym bilansem w wieloleciu 1970-2009.

Zmiany powierzchni lodowców dają jasny obraz warunków kształtowania się bilansu masy badanych lodowców w analizowanym czasie. Zmniejszenie się powierzchni lodowa Ireny w latach 2000-2009 wyniosło około 3%. Z kolei średnia recesja wyniosła 97 m. Należy jednak pamiętać, że wartości te są obarczone pewnym błędem, jak również istotny jest fakt, że w świetle szybkich zmian bilansu masy, również powierzchnie lodowców ulegają ciągłym przemianom.

Znamiennym jest, że analizowane lata charakteryzowały się wyraźnie odmiennymi zmianami poszczególnych parametrów w stosunku do wartości wieloletnich. Jednym ze wskaźników zmian może być procentowy udział wielkości bilansu masy w wartości średniej wieloletniej. Dla Lodowca Ireny w roku 2008 udział ten wyniósł 55%, a w roku 2009 97%.

Należy zwrócić uwagę, że duża zimowa akumulacja śniegu nie zawsze przyczynia się do osiągnięcia pozytywnego lub zmniejszenia negatywnego bilansu netto, a intensywne topnienie w okresie letnim do wyraźnie ujemnych wartości bilansu. Jest to powiązane z warunkami pogodowymi w danym roku i sezonach bilansowych, jak również z innymi lokalnymi uwarunkowaniami lodowca. Powoduje to, że niekiedy zależność klimat-bilans masy może być nieco zaburzona. Jednakże nie wyklucza to faktu, że bilans masy lodowca jest jednym z najważniejszych identyfikatorów współczesnych zmian klimatu.

Lodowiec Ireny w ostatnich latach charakteryzuje się ujemnym bilansem masy, cofaniem się czoła i zmniejszaniem powierzchni. Jednakże występują lata, które wyraźnie różnią się od ogólnego negatywnego kierunku przemian. Przykładowo sytuacja taka miała miejsce w roku 2008.

Na przykładzie Lodowca Ireny można stwierdzić, że małe lodowce szczególnie nadają się do pomiarów oceny ich współczesnej ewolucji na tle zmian klimatycznych. Głównie poprzez znacznie szybszą na nie reakcję, aniżeli duże lodowce czy lądolody. Z drugiej strony zauważa się, że zmiany małych lodowców w ostatnich latach nie są tak wyraźne, a procentowy udział zmian objętości lodu i ich zasięgów, jest znacznie mniejszy, aniżeli w przypadku dużych lodowców, zwłaszcza tych kończących się w morzu. Badania glaciologiczne Lodowca Ireny stanowią ważny element oceny współczesnych zmian kriosfery rejonu Kaffiøyry, jako przykład przemian środowiska polarnego północno-zachodniego Spitsbergenu.

## 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.
- Evans I.S., 2007. Glacier distribution and direction in the Arctic: the unusual nature of Svalbard. *Landform Analysis*, 5: 21–24.
- Evans I.S., Cox N.J., 2010. Climatogenic north-south asymmetry of local glaciers in Spitsbergen and other parts of the Arctic. *Annals of Glaciology*, 51 (55): 16–22.
- Grabiec M., Leszkiewicz J., Głowacki P., Jania J., 2006. Distribution of snow accumulation on some glaciers of Spitsbergen. *Polish Polar Research*, 27 (4): 309–326.
- Heucke E., 1999. A light portable stream-driven ice drill suitable for drilling holes in ice and firn. *Geografiska Annaler*, 81 A (4): 603–609.
- Hubbard B., Glasser N., 2005. *Field techniques in glaciology and glacial geomorphology*, John Wiley & Sons, Ltd.: 400 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.
- Michalev F.A., Zinger E.M., 1975. *Pitanje lednikov [w:] Oledenenje Szpicbergena (Svalbarda)*, Izd. Nauka, Moskwa, 277 s.
- Migała K., Pereyma J., Sobik M., 1988. Akumulacja śnieżna na południowym Spitsbergenu. *Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego, Uniwersytet Śląski, Katowice*: 12–48.
- 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.

- Sobota I., 2000. Ablation and discharge of the Waldemar Glacier, north-western Spitsbergen, in summer 1998, *Polish Polar Research*, 21(1): 3–18.
- 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., 2004a. Bilans masy lodowca (1996–2003) Waldemara i lodowca Ireny (2002–2003), *Polish Polar Studies*, 30: 345–355.
- Sobota I., 2004b. Wpływ warunków pogodowych na zmienność ablacji Lodowca Waldemara i Lodowca Ireny w sezonie letnim 2003 roku. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 14: 95–106.
- 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. Charakterystyka zmienności pokrywy śnieżnej w okresie sezonu letniego (ablacyjnego) na lodowcach Kaffiøyry (Spitsbergen). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 17: 135–145.
- Sobota I., 2007b. Ablation and outflow from Kaffiøyra glaciers in 1996-2006, Svalbard. The Dynamics and Mass Budget of Arctic Glaciers. IASC Working Group on Arctic Glaciology Meeting. IMAU: 104-107.
- Sobota I., 2007c. Mass balance monitoring of Kaffiøyra glaciers, Svalbard. The Dynamic and Mass Budget of Arctic Glaciers. Workshop and GLACIODYN (IPY) Meeting. IMAU: 108–111.
- Sobota I., 2007d. 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., 2007e. Selected methods in mass balance estimation of Waldemar Glacier, Spitsbergen. *Polish Polar Research*, 28 (4): 249–268.
- Sobota I., 2009. Waldemarbreen (Norway/Spitsbergen) [w:] Glacier Mass Balance Bulletin No. 10, (Haeberli W., Gärtner-Roer, Hoelzle M., Frank P., Zemp M., eds.), World Glacier Monitoring Service, IAHS(ICS)/UNEP/UNESCO, University and ETH Zurich, 3 (7–8): 64–67.
- Sobota I., Grześ M., 2006. Charakterystyka pokrywy śnieżnej na lodowcach Kaffiøyry. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 16: 147–159.
- Sobota I., Grześ, M., 2008. Regional distribution of snow accumulation on north-western Spitsbergen glaciers, Svalbard. The Dynamics and Mass Budget of Arctic Glaciers. Workshop and GLACIODYN (IPY) Meeting. IMAU: 105–108.
- 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 (6): 1814–1829.
- Winther J.G., Bruland O., Sand K., Kilingtveit A., Marechal D., 1998. Snow accumulation distribution on Spitsbergen, Svalbard, in 1997., *Polar Research*, 17 (2): 155–164.

Wpłynęło: 18 czerwca 2010; poprawiono: 15 września 2010.

## SUMMARY

The glaciological investigations of the Irene Glacier changes, a 4.1 km<sup>2</sup> glacier located in NW Spitsbergen, Svalbard, were undertaken. Traditional glaciological mass balance measurements by stake readings and snow surveying have been conducted annually since 2002. In this paper 2008 and 2009 mass balance years were analyzed in details..



Glaciological research of the Irene Glacier refers to the following issues: glacier's melting, changes in the snow accumulation during the spring and summer seasons, and the changes of the area and the position of the glacier's tongue. The years 2008 and 2009 were distinct in terms of the weather conditions, especially during the summer season. This significantly influenced the individual elements which describe the changes and dynamics of the glacier.

Glaciological methods of mass balance estimation involve repeated stake measurements at the glacier surface to determine the rates of ablation and accumulation. These methods involve estimation of local mass balance using ablation poles, supplemented with studies of the snow cover in pits.

At the end of the 2008 ablation season snow cover occurred on about half of the glacier surface. In 2009 in the same time snow was visible only in the upper part of the accumulation zones of this glacier and at the foot of the mountain slopes. The 2008 winter balance of the Irene Glacier was 55 cm w.e, and 65 cm e.w. in 2009. In the balance year 2009, in spite of the winter snow accumulation higher than the average, the annual net mass balance of the Irene Glacier was definitely negative. In 2008 mean annual mass balance of the Irene Glacier was -38 cm w.e. In 2009 mean annual mass balance of the Irene Glacier was -63 cm w.e. and was very similar to the mean multi-annual value of the annual net mass balance of this glacier.

Spatial diversity of mass balance of the Irene Glacier is mainly influenced by weather conditions over a specific part of the glacier and by local morphology. In 2009, the spatial diversity of the net mass balance of the Irene Glacier was mostly influenced by its negative value in the ablation area. The net mass balance in the ablation area of the glacier was up to -250 cm w.e. The zone of the negative net balance covered a larger area if compared to the previous years and especially to the year 2008. Such a situation predominantly resulted from a higher ablation. In 2009 mean annual mass balance of the Irene Glacier was similar to the mean multi-annual value of the net mass balance of this glacier.

In the balance year 2009, in spite of the winter snow accumulation, higher than the average, the annual mass balance of the Irene Glacier was definitely negative. This was the result of intensive ablation during the summer season.

The negative net mass balance of the Kaffiøyra region glaciers recorded in recent years influences their geometry, especially shrinking the area and lowering the surface, as well as changing their front positions. Between 2000 and 2009, the area of the Irene Glacier decreased by about 3%.

In the years 2002-2009 the Irene Glacier showed negative tendencies, especially in its mass balance. Moreover, the retreat of the tongue and the decrease of the glacier's area were recorded. However, there were also years which differed a lot from the general negative trend of changes. For instance, such a situation was recorded in 2008.

It must be stressed that large winter snow accumulation does not necessarily influence the lower negative mass balance. Similarly, intensive melting during the summer season does not necessarily mean significant negative mass balance value. It is connected with the weather conditions in a given year and seasonal balance, as well as with other local conditions of the glacier. As a result, the interdependency between climate and mass balance may be slightly distorted. Nevertheless, mass balance of a glacier remains one of the most important indexes of modern climate changes.

Glaciological studies of the Irene Glacier pose an important element in the estimation of modern changes in the cryosphere of the Kaffiøyra Region, which is an example of changes in the environment of the NW Spitsbergen.