



Jan RODZIK

Pokrywa śnieżna południowego obrzeżenia Bellsundu (Spitsbergen)

STAN BADAŃ I MATERIAŁY

Podczas wypraw naukowych na Spitsbergen, organizowanych przez Instytut Nauk o Ziemi Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, podobnie jak na innych wyprawach „letnich”, badania pokrywy śnieżnej prowadzono sporadycznie. Dla większości takich ekspedycji, miesiącami pobytu w Arktyce są lipiec i sierpień, gdy na tundrze pozostają tylko wytapiające się stopniowo płyty śnieżne. Tymczasem na zachodnim wybrzeżu Spitsbergenu pokrywa śnieżna zalega przez większą część roku i chroni podłoże przed bezpośrednim wpływem czynników atmosferycznych (Perey-
ma 1981, Rodzik 1985). Jest ona ważnym składnikiem bilansu gólcjalnego, a także bilansu wodnego potoków peryglacjalnych (Bartoszewski 1998). Określenie jej roli na podstawie badań prowadzonych w okresie niepełnego sezonu ablacyjnego stanowi poważny problem badawczy (Leszkiewicz 1987).

Rozpoznanie pokrywy śnieżnej w rejonie Bellsundu opiera się głównie na badaniach prowadzonych podczas nieco opóźnionego, jednego pełnego sezonu ablacyjnego w 1987 roku. Wyprawa UMCS dotarła do Calypsoben już 13 czerwca i od następnego dnia rozpoczęto badania rozmieszczenia i struktury oraz pomiary miąższości, gęstości i tempa ablacji pokrywy śnieżnej. Systematycznie, praktycznie do końca sezonu ablacyjnego, prowadzono je zarówno na równinie Calypsostranda i stokach pobliskich grzbietów górskich: Bohlinryggen i Wijkanderberget (Rodzik 1988), jak również na okolicznych lodowcach: Scotta i Renarda (Piasecki 1988b). Dodatkowo wykonano patrolowe badania na innych pobliskich lodowcach: Blomli, Gløttfonna oraz na Varderygfonna w strefie akumulacyjnej lodowca Recherche (Piasecki 1998).

Obserwacje pokrywy śnieżnej prowadzono ponadto na początku wyjątkowo wczesnej zimy sezonu 1988/89 (Rodzik 1989), gdy pokrywa śnieżna w Hornsundzie zaczęła tworzyć się już 14 września (Kwaczyński 2006). Poza tym, w drugiej połowie maja w latach: 1993 i 1995, wykonano patrolowe pomiary podczas rekonesansowych wypadów z Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie. Z konieczności, do charakterystyki pokrywy śnieżnej w Bellsundzie, posłużono się wieloletnimi danymi ze stacji w Hornsundzie (Rodzik 1985, Kwaczyński 2006). Jest ona odległa tylko około 70 km w linii

prostej; na podstawie porównania pokrywy śnieżnej z zimy 1986/87 można sądzić, że warunki akumulacji śniegu w tych obszarach nie różnią się znacznie (Migała 1988, Rodzik 1988).

WARUNKI AKUMULACJI I ROZMIESZCZENIE

Opady atmosferyczne w postaci śniegu zdarzają się na Spitsbergenie nawet latem, szczególnie w górach. Ciągła pokrywa śnieżna na równinach nadmorskich może występować od połowy września do czerwca (wyjątkowo do pierwszych dni lipca), a zaczyna tworzyć się zwykle około 10 października (Kwaczyński 2006). Formuje się ona pod wpływem wiatru, osiagającego często prędkości 15-25 m/s, a w porywach przekraczającego 40 m/s. Powoduje to nierównomierne rozmieszczenie pokrywy śnieżnej. Podnoszona wówczas zamieć wysoka może transportować śnieg na odległość kilkuset metrów, a nawet kilku kilometrów. Wiatr o takiej prędkości zbija obtoczone kryształy śniegu w tzw. gips lub beton, poza tym niszczy nawet ustabilizowaną pokrywę śnieżną, tworząc zastrugi (Rodzik 1985).

W Hornsundzie zimą dominują wiatry wschodnie z dużym udziałem kierunku NE. Na południowym obrzeżu Bellsundu również przeważa kierunek wschodni, jednak układ fiordów i dużych dolin warunkuje znaczny udział kierunku SE. Wskazuje na to rozmieszczenie pokrywy śnieżnej zarówno na lodowcach, jak i na terenie niezlodowaconym. Na lodowcach Renarda i Scotta przewiewanie śniegu z SE na NW powoduje widoczną w przekrojach poprzecznych asymetrię ich powierzchni. Ta ogólna tendencja modyfikowana jest dodatkowo wskutek lokalnej deflacji i akumulacji na nierównych powierzchniach lodowców uwarunkowanych rzeźbą podłoża. Generalnie jednak miąższość pokrywy śnieżnej na lodowcach południowego obrzeża Bellsundu pod koniec okresu akumulacji wzrasta od prawie 100 cm w strefach ablacji do ponad 200 cm w strefach akumulacji (Piasecki 1988).

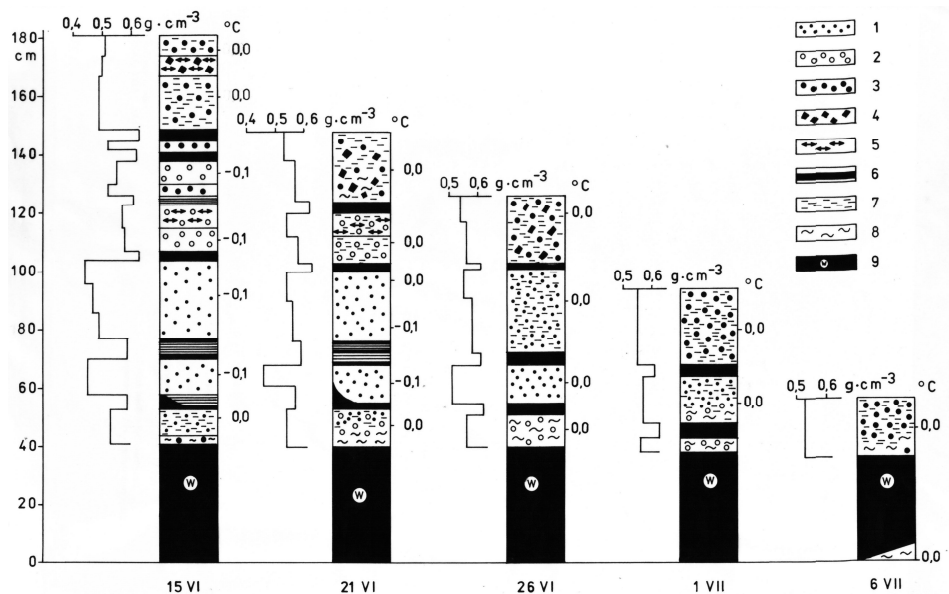
Przewiewanie śniegu ma również miejsce na równinach nadmorskich, jednak o nierównomiernym rozmieszczeniu pokrywy śnieżnej decyduje tu lokalne urzeźbienie. Śnieg przechwytywany jest przez rozcięcia erozyjne, skałki oraz dolne załomy krawędzi podniesionych teras morskich. Zwykle pozbawione śniegu są wypukłe elementy rzeźby, jak: grzbiety skałek, starych wałów burzowych i górne załomy dowietrznych krawędzi. Akumulacja zachodzi natomiast przed i za skałkami, u podnóża krawędzi oraz w rozcięciach (Rodzik 1985). Małe rozcięcia o kilkumetrowej szerokości, przeważające w rzeźbie Calypsostrandy, zasypywane są całkowicie. Z kolei dolinki potoków proglacialnych, jak: Blomlibekken, Tjørnbekken i Dyrstadelva, o charakterze kanionów, zasypywane są częściowo wskutek nadbudowy ich zawietrznych krawędzi. „Przyklejone” do nich zasy, urozmaicone zwykle nawisami śnieżnymi, mają zwykle miąższość kilku metrów.

Przechwytywanie śniegu przez formy dolinne i skałki sprawia, że miąższość pokrywy śnieżnej na równinach Lyellstranda i Dyrstadflya nie przekracza z reguły 20 cm. Poza tym ich położenie przypomina usytuowanie wyjątkowo ubogiej w szatę śnieżną równiny Kwartsitsletta w rejonie Hornsundu, z której śnieg wywiewany jest do morza lub ulega sublimacji pod-

czas często występujących wiatrów fenowych (Pereyma 1981, Rodzik 1985). Z kolei w obrębie rozleglejszej równiny, jaką jest Calypsostranda, średnia miąższość pokrywy śnieżnej wzrasta od około 20-50 cm do około 50-100 cm wraz z wysokością n.p.m. (Rodzik 1988). O takim rozmieszczeniu nie decyduje raczej niewielki (około 100 m) gradient hipsometryczny, ale przewiewanie śniegu z obszaru nadmorskiego w kierunku grzbietu Bohlinryggen.

CECHY FIZYCZNE I TRANSFORMACJA

W rejonie Hornsundu pokrywa śnieżna zalega średnio 245 dni, z wartościami skrajnymi 203 i 275 dni. Nawet w środku zimy, z wyjątkiem marca i kwietnia, zdarzają się dni bez ciągłej pokrywy śnieżnej (Kwaczyński 2006). Jest to skutkiem niszczenia jej przez wiatr oraz zimowe odwilże z opadami deszczu i mżawki (Pereyma 1981, Rodzik 1985, 1988, Migala 1988). W zależności od grubości i rodzaju śniegu, a także przebiegu pogody, woda zamraża przy powierzchni pokrywy, tworząc warstwy szreni i lodoszreni lub bezpośrednio na gruncie, powodując jego zlodzenie (ryc. 1).



Ryc. 1. Stratyfikacja, struktura, gęstość i temperatura zanikającej pokrywy śnieżnej podczas sezonu ablacyjnego w 1987 roku, wypełniającej rozcięcie martwego klifu w Calypsobyen (Rodzik 1988): 1- śnieg średnioziarnisty, 2- śnieg gruboziarnisty, 3- firn, 4- konglomeraty, 5- liczne warstwy szreni, 6- lodoszrenie, 7- śnieg mokry, 8- śnieg przesiąknięty wodą, 9- lód wstęgowy.

Struktura pokrywy śnieżnej jest wiernym zapisem przebiegu warunków pogodowych w okresie jej akumulacji. Pod tym względem można na Spitsbergenie wyróżnić dwa typy zim: z pokrywą stosunkowo grubą od początku i nieznacznie przyrastającą w przebiegu zimy oraz z pokrywą formującą się w środku zimy i przyrastającą dość szybko do końca okresu

akumulacji. W typie pierwszym, obfite opady śniegu występują już w pierwszych tygodniach, mroźnej zwykle, zimy. Przewiany śnieg zatrzymuje wodę podczas zimowych odwilży i ulega nieznacznemu zlodzeniu, osiągając stonkowo niedużą, jak na warunki spitsbergeńskie, gęstość około $0,4 \text{ g/cm}^3$. W spągu pokrywy zalega wówczas dość luźna warstwa śniegu, silnie przeobrażonego przez szron wglębny (Pereyma 1981, Rodzik 1985). Jako przykład może służyć wspomniana zima 1988/89.

Częściej jednak, szczególnie w ostatnich latach, występuje typ drugi, gdy w pierwszych miesiącach zimy przeważają opady ciekłe, których zamrażanie powoduje silne zlodzenie gruntu (Kwaczyński 2006). Pokrywa śnieżna zaczyna wówczas tworzyć się praktycznie dopiero w styczniu lub w lutym, zwykle na warstwie lodu wstęgowego. Dodatkowo liczne odwilże powodują jej znaczne zlodzenie podnoszące jej gęstość, która może przekraczać $0,5 \text{ g/cm}^3$ (Pereyma 1981, Rodzik 1985). W taki sposób utworzyła się, badana w Bellsundzie, pokrywa śnieżna podczas zimy 1986/87 (Migala 1988), której zlodzenie można określić jako skrajne. Po uwzględnieniu zalegającego w spągu lodu wstęgowego o gęstości około $0,75 \text{ g/cm}^3$, średnia gęstość pokrywy śnieżno-lodowej przekraczała $0,6 \text{ g/cm}^3$, a udział lodu w ekwiwalencie wodnym określono na około 40% (Rodzik 1988). Gęstość ta nie uległa prawie zwiększeniu podczas ablacji, mimo nasycenia śniegu wodą (ryc. 1).

PODSUMOWANIE

Pokrywa śnieżna na południowym obrzeżu Bellsundu nie różni się zasadniczo od pokrywy śnieżnej w rejonie Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie. Ciągła pokrywa zalega zwykle nieco ponad 8 miesięcy w roku, od drugiej dekady października, do połowy czerwca, przy czym największy przyrost ma miejsce zwykle w styczniu i lutym. Pod koniec okresu akumulacji jej średnia grubość wynosi od $0,2\text{-}0,5 \text{ m}$ na równinach nadmorskich, $0,5\text{-}1,0 \text{ m}$ u podnóża grzbietów górskich oraz $1,0\text{-}2,0 \text{ m}$ na lodowcach.

Formowanie pokrywy śnieżnej odbywa się przy decydującym udziale wiatru, co różnicuje znacznie jej miąższość w terenie o urozmaiconej rzeźbie. Obok pozbawionych śniegu wypukłych elementów rzeźby, jak: grzbiety skałek, wałów burzowych i morenowych, górne załomy krawędzi, występują kilkumetrowe zasy w obrębie form wklęsłych. Wzmoczona akumulacja ma miejsce szczególnie przed i za przeszkodami oraz w rozcięciach.

Nawet utrwalona pokrywa śnieżna jest modyfikowana przez procesy deflacji i korazji niveo-eolicznej. Poza tym w jej strukturze wyróżniają się liczne warstwy szreni i lodoszreni, utworzone podczas śródzimowych odwilży z opadami ciekłymi. Często powodują one zlodzenie gruntu pod pokrywą śnieżną. Procesy eoliczne oraz zlodzenie wpływają na jej dużą gęstość, sięgającą, a nawet przekraczającą $0,5 \text{ g/cm}^3$.

LITERATURA

- BARTOSZEWSKI S., 1998: *Reżim odpływu rzek Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)*. Wydział Biologii i Nauk o Ziemi UMCS. Rozprawy habilitacyjne, LX, Lublin, 1-167.
- KWACZYŃSKI J., 2006: *Wybrane charakterystyki klimatu Hornsundu 1983-2002*. Maszynopis w Zakładzie Meteorologii i Klimatologii UMCS.
- LESZKIEWICZ J., 1987: *Charakterystyczne cechy zlewni polarnych oraz próba modelowania statystycznego topnienia śniegu i odpływu ablacyjnego w zachodniej części Spitsbergenu*. Prace Naukowe UŚ, 920, Katowice, 1-84.
- MIGAŁA K., 1988: *Wpływ pokrywy śnieżnej na warstwę zmarzliny w rejonie Hornsundu (SW Spitsbergen)*. XV Sympozjum Polarne, Wrocław, 230-239.
- PEREYMA J., 1981: *Pokrywa śnieżna w rejonie Fiordu Hornsund na Spitsbergenie*. VII Sympozjum Polarne, Sosnowiec, 7-20.
- PIASECKI J., 1988: *Problemy akumulacji pokrywy śnieżnej na lodowcach południowego Bellsundu (Zachodni Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 65-76.
- RODZIK J., 1985: *Morfogenetyczna rola pokrywy śnieżnej w strefie peryglacjalnej Hornsundu (SW Spitsbergen)*. Maszynopis w Zakładzie Geografii Fizycznej UMCS.
- RODZIK J., 1988: *Rozmieszczenie i struktura pokrywy śnieżnej w sezonie ablacyjnym 1987 w rejonie Calypsostrandy*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 93-102.
- RODZIK J., 1989: *Termiczno-opadowe zróżnicowanie południowego wybrzeża Bellsundu w sezonie letnio-jesiennym 1988 r.* Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 29-41.