

HANNA OJRZYŃSKA, MAREK BŁAŚ, MACIEJ KRYZA, MIECZYŚLAW SOBIK,
GRZEGORZ URBAN

Znaczenie lasu oraz morfologii terenu w rozwoju pokrywy śnieżnej w Sudetach Zachodnich na przykładzie sezonu zimowego 2003/2004

The role of forest and terrain morphology in snow cover development in the Western Sudety – 2003/2004 winter season case study

ABSTRACT

Ojrzyńska H., Błaś M., Kryza M., Sobik M., Urban G. 2010. Znaczenie lasu oraz morfologii terenu w rozwoju pokrywy śnieżnej w Sudetach Zachodnich na przykładzie sezonu zimowego 2003/2004. Sylwan 154 (6): 412-428.

GIS method was used to describe changes in factors influencing snow cover depth in relation to land cover category (forested/woodless area) and terrain morphology. In the snow cover increase phase, differences in its depth between forest and woodless area weren't visible. During this phase directional screening/exposure indices were responsible for snow cover differentiation. In maximum water equivalent phase the role of terrain roughness as the factor controlling snow depth was clear. On one hand it depends on land cover type, which is especially visible in characteristic of diverse density and height of forest stand, but on the other hand it depends also on terrain morphology. In the snow cover disappearance phase, stand canopy slows the ablation process down and the snow cover in forest is higher than on the open air area. During the whole winter season, significantly smaller impact of absolute altitude, terrain slope and aspect as factors controlling snow cover depth differentiation in the Western Sudety Mountains was observed.

KEY WORDS

snow cover, land category, GIS modeling, Western Sudety

ADDRESSES

Hanna Ojrzyńska ⁽¹⁾ – e-mail: brysh@meteo.uni.wroc.pl

Marek Błaś ⁽¹⁾

Maciej Kryza ⁽¹⁾

Mieczysław Sobik ⁽¹⁾

Grzegorz Urban ⁽²⁾

⁽¹⁾ Zakład Meteorologii i Klimatologii, Uniwersytet Wrocławski; ul. Kosiby 8, 51-670 Wrocław

⁽²⁾ Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej; Oddział we Wrocławiu; ul. Parkowa 30, 51-616 Wrocław

Wstęp

Wysokość nad poziomem morza jest najczęściej wymieniana jako kluczowy czynnik mający wpływ na rozkład przestrzenny miąższości śniegu oraz zapasu wody w pokrywie śnieżnej [Kosiba 1949; Yoshino 1975; Barry 1992; Trepińska 2002]. W wielu opracowaniach wykazano jednak, że w przypadku Sudetów Zachodnich ważniejszą rolę niż wysokość bezwzględna odgrywają: przebieg pasm górskich wobec głównych kierunków cyrkulacji atmosferycznej, zasłonięcia terenowe, zwartość masywu oraz wysokość względna [Kosiba 1949; Głowicki 1977, 2005; Sadowski 1977; Kwiatkowski 1978a, b, 1985; Sobik i in. 2001, 2009]. Znaczenie wymienionych czynników przekłada się na istotną przewagę sum opadów oraz wysokości i czasu zalegania pokrywy

śnieżnej na dowietrznych stokach Karkonoszy i Grzbietu Wysokiego Gór Izerskich (ekspozycja S-SW-W). Różnice wysokości pokrywy wahają się od 34 cm na 600 m n.p.m. do 78 cm na 1000 m n.p.m., przy większej o około 23 liczbie dni z pokrywą [Sobik i in. 2009]. Wymienione charakterystyki pokrywy śnieżnej są ponadto modyfikowane przez zasięg oddziaływania fenu. Wschodnia część Karkonoszy, która najczęściej znajduje się pod jego wpływem, charakteryzuje się znacznie szybszym tempem zaniku pokrywy śnieżnej. Zupełnie inaczej jest w Górach Izerskich, gdzie ze względu na silne zróżnicowane morfologicznie oraz skrajne NW położenie w skali Sudetów, rola fenu jest wyraźnie ograniczona [Kwiatkowski 1978b, 1985; Błaś, Sobik 2005].

Znaczenie prędkości i kierunku wiatru oraz szorstkości podłoża (rodzaj pokrycia i geometria rzeźby terenu) najsilniej uwidacznia się na wierzcholinie Karkonoszy. Z miejsc pozbawionych pokrywy roślinnej śnieg jest przewiewany, a następnie akumulowany we wklęsłych formach terenu (np. w kotłach i niszach niwalnych) lub tam, gdzie wzrasta szorstkość podłoża spowodowana zmianą pokrycia terenu (np. w strefie górnej granicy lasu, w obrębie zwartych płatów kosodrzewiny [Sadowski 1973, 1977; Głowicki 1977, 2005]).

Okres zalegania pokrywy śnieżnej w Sudetach Zachodnich podzielony został na charakterystyczne fazy. Podstawowy dla Karkonoszy podział Kwiatkowskiego [1978b, 1985] obejmuje 4 fazy: początkowego wzrostu (przeciętnie do drugiej dekady grudnia), stabilizacji (na ogół do połowy lutego), ponownego wzrostu z rocznym maksimum (do połowy marca) oraz zaniku (abłacji). Dla Gór Izerskich Mrugasiewicz i Sobik [2000] wydzielili dodatkowo trwającą średnio 28 dni fazę maksimum wysokości pokrywy. Bardziej szczegółowy, bo aż 7-fazowy, podział z dodatkowymi okresami: wczesnozimowym, sporadycznej pokrywy i wiosennych nawrotów zaproponował dla Szrenicy Piaseckiej [1995]. W fazie wzrostu pokrywy śnieg zatrzymywany jest w zwartej warstwie koron drzew, dzięki czemu na terenach leśnych obserwuje się obniżenie wysokości pokrywy. Z drugiej strony, w fazie stabilizacji oraz abłacji, korony drzew ograniczają dopływ promieniowania słonecznego pełniąc rolę powierzchni czynnej, przez co przyczyniają się do znacznego zmniejszenia tempa topnienia śniegu [Głowicki 1977; Kwiatkowski 1985; Mrugasiewicz, Sobik 2000].

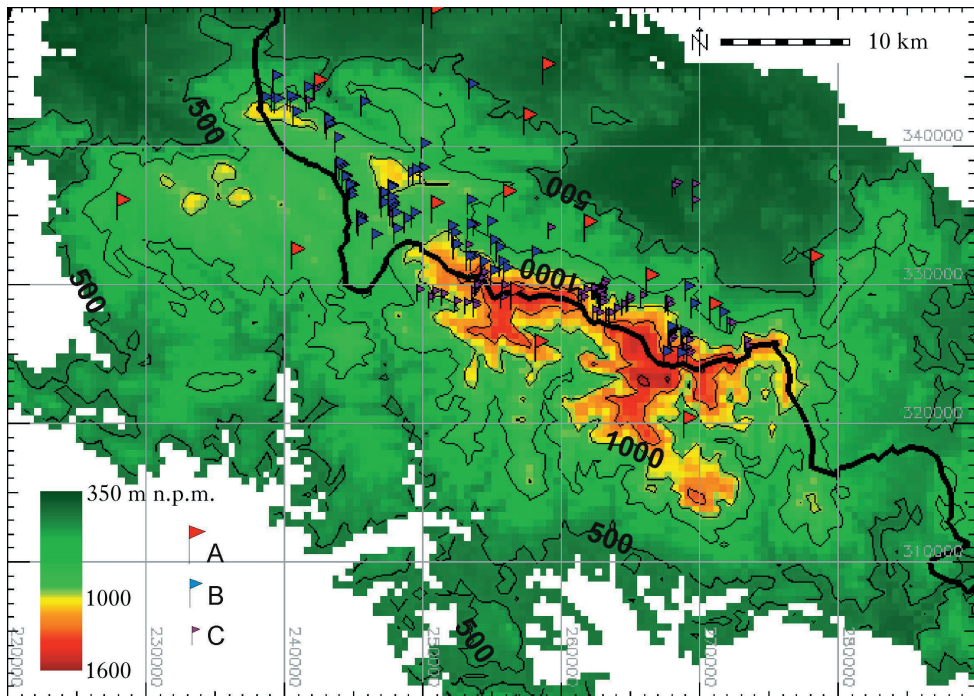
W analizach przestrzennych warunki śnieżne najczęściej rozpatrywane są w odniesieniu do czasu zalegania trwałej pokrywy, jej miąższości oraz zapasu wody [Kosiba 1949; Sadowski 1977; Głowicki 1977; Kwiatkowski 1978b; Nowosad 1992, 1993; Sobik i in. 2009]. W ostatnich kilkunastu latach coraz częściej wykorzystuje się możliwości tkwiące w technikach Geograficznych Systemów Informacyjnych (GIS). Określanie ilościowych zależności między charakterystykami pokrywy śnieżnej a cechami hipsometrycznymi i morfologicznymi rzeźby (topo- i mikroklimatyczne determinanty rozkładu elementów meteorologicznych) oraz pokryciem terenu umożliwia szacowanie średniej wysokości i długości zalegania pokrywy w dowolnym miejscu objętym modelem hipsometrycznym [Coughlan, Running 1997; Klein, Barnett 2003; Wetzel i in. 2004; Ogrin 2005; Sobik i in. 2009]. Celem niniejszego opracowania jest przeprowadzenie analizy zmian wysokości pokrywy śnieżnej w wymiarze przestrzennym oraz czasowym (w nawiązaniu do wydzielonych faz sezonu śnieżnego) w oparciu o narzędzia GIS. Praca ma za zadanie uwypuklić zmianę istotności czynników modyfikujących miąższość pokrywy śnieżnej w czasie, w zależności od rodzaju pokrycia terenu, z rozróżnieniem na tereny leśne i niezalesione. Uwzględnione zostaną także zmiany zróżnicowania wysokości pokrywy śnieżnej w obrębie strefy krańdziejowej lasu.

Metodyka

ORGANIZACJA POMIARÓW TERENOWYCH. Podstawowy materiał badawczy obejmuje wyniki codziennych pomiarów miąższości pokrywy śnieżnej z sezonu zimowego 2003/2004, prowadzonych

w 20 punktach pomiarowych rozmieszczonych na terenie Karkonoszy i Gór Izerskich. W większości są to profesjonalne posterunki meteorologiczne Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (Jagniątków, Jakuszyce, Karpacz, Kopaniec, Kowary, Pobiedna, Przesieka, Rębiszów, Stara Kamienica, Świeradów, Szklarska Poręba) oraz stacje ČHMÚ (Český Hydrometeorologický Ústav: Bedřichov, Desná-Souš, Špindlerův Mlýn – Labská Bouda, Pec pod Sněžkou, Horní Mísečky). Do drugiej grupy należy zaliczyć stanowiska z codzienną obsługą, zorganizowane na potrzeby projektu (Szrenica, Karpacz-Wang, Biała Dolina – „Chatka Robaczka”, Dolina Kamionka – „Orle”). Dodatkowo wykorzystano wyniki pomiarów z 98 zainstalowanych w terenie tyczek śnieżnych oraz dane uzyskane przy użyciu przenośnych sond śnieżnych (ryc. 1). Pomiary połowe były prowadzone tylko w wybranych terminach dla uzyskania bardziej szczegółowego obrazu w przestrzennym rozkładzie miąższości pokrywy śnieżnej.

W celu przesłedzenia zmian wysokości pokrywy śnieżnej w strefie brzegowej lasu wykorzystano 9 śniegowskazów stałych rozstawionych w pozycji 90, 75, 35 i 1 m przed granicą lasu oraz 10, 22, 42, 90 i 240 m w głąb lasu w strefie stokowej i szczytowej Cichej Równi (975-1000 m n.p.m.) w Górach Izerskich. Dodatkowo, tam gdzie stwierdzano znaczne różnice wysokości pokrywy śnieżnej pomiędzy sąsiednimi stanowiskami, wykonywano pomiary uzupełniające przy pomocy przenośnej sondy. Pomiary miąższości pokrywy śnieżnej wykonywano wzdłuż wyznaczonego profilu średnio raz na dwa tygodnie, ogółem przeprowadzając 11 sesji pomiarowych we wszystkich charakterystycznych fazach rozwoju pokrywy.



Ryc. 1.

Rozmieszczenie punktów pomiaru miąższości pokrywy śnieżnej

Distribution of snow cover depth measurements

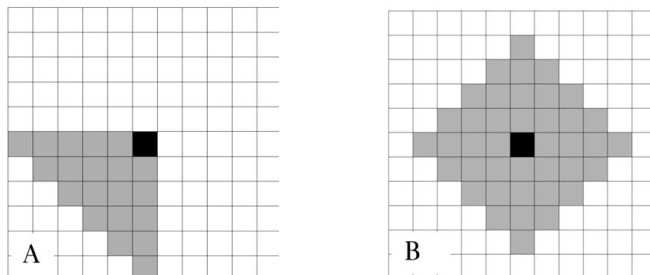
A – posterunki i stacje IMGW i ČHMÚ; B – stanowiska z zainstalowanymi tyczkami śnieżnymi; C – pomiary przy użyciu przenośnych sond śnieżnych

A – IMGW and ČHMÚ rainfall and meteorological stations; B – snow poles locations; C – measurement sites with the use of portable snow probes

Do scharakteryzowania warunków meteorologicznych sezonu zimowego w szerszym, wieloletnim kontekście wykorzystano bazę danych z Terenowej Stacji Meteorologicznej Uniwersytetu Wrocławskiego na Szrenicy w Karkonoszach oraz dane ze stacji synoptycznych IMGW położonych w sąsiedztwie i na terenie Sudetów Zachodnich (Śnieżka i Jelenia Góra).

METODY OPRACOWANIA ZMIENNYCH NIEZALEŻNYCH. W analizach przestrzennych, prowadzonych przy wykorzystaniu programu GIS GRASS 6.2 [2006], wykorzystano numeryczny model terenu (DEM) o źródłowej rozdzielczości 90×90 m, przekształcony za pomocą standardowych procedur GIS do rozdzielczości 50×50 m oraz 100×100 m. DEM, udostępniony przez NASA (www.jpl.nasa.gov/srtm), został opracowany na podstawie zdjęć radarowych sporządzonych podczas misji promu Endeavour (Shuttle Radar Topography Mission, SRTM). Źródłowa rozdzielczość mapy pokrycia terenu CORINE (Coordination of Information on the Environment Land Cover, www.eea.europa.eu/themes/landuse/clc-download), która służyła do identyfikacji terenów leśnych i niezalesionych, wynosi 100×100 m. Na podstawie cyfrowego modelu terenu przygotowano 62 warstwy rastrowe GIS, tworzące zbiór potencjalnych zmiennych niezależnych (predyktorów) do budowy modelu regresji wieloczynnikowej. Zbiór ten obejmował: wysokość bezwzględna, ekspozycję i nachylenie stoków, średnią wysokość terenu wokół punktu pomiarowego (zwartość), zasłonięcie/wyeksponowanie na wskazane sektory kierunkowe cyrkulacji oraz formę terenu (wklęsłość/wypukłość).

Parametryzacja zasłonięcia/wyeksponowania polegała na obliczeniu różnicy wysokości bezwzględnej bieżącego pola elementarnej mapy rastrowej i średniej wysokości dla wskazanego sektora kierunkowego (SW, NW, NE, SE; ryc. 2a, 3a, b). Wynik dodatni interpretowany jest jako wyeksponowanie, a ujemny jako zasłonięcie na dany sektor. Kolejny wskaźnik wypukłości/wklęsłości należy rozumieć jako różnicę pomiędzy wysokością bezwzględną i średnią wysokość w zadanym sąsiedztwie (ryc. 2b i 3c). W tym przypadku wielkości dodatnie oznaczają formy wypukłe, natomiast ujemne odpowiadają formom wklęsłym. Opisane powyżej wskaźniki terenowe rozpatrywano w kilku wariantach, tj. w zależności od zasięgu analizowanego sąsiedztwa (np. 1; 2; 5; 7,5; 10; 15; 20; 25; 30; 50 km). Grupa wskaźników dotyczących zasłonięcia/wyeksponowania jest formą parametryzacji wzrostu natężenia opadu po dowietrznej stronie przeszkody orograficznej i pojawiania się efektu cienia opadowego po jej stronie zawietrznej [Kostarkiewicz 1975]. Zadaniem wskaźnika wklęsłość/wypukłość jest uwzględnienie efektu

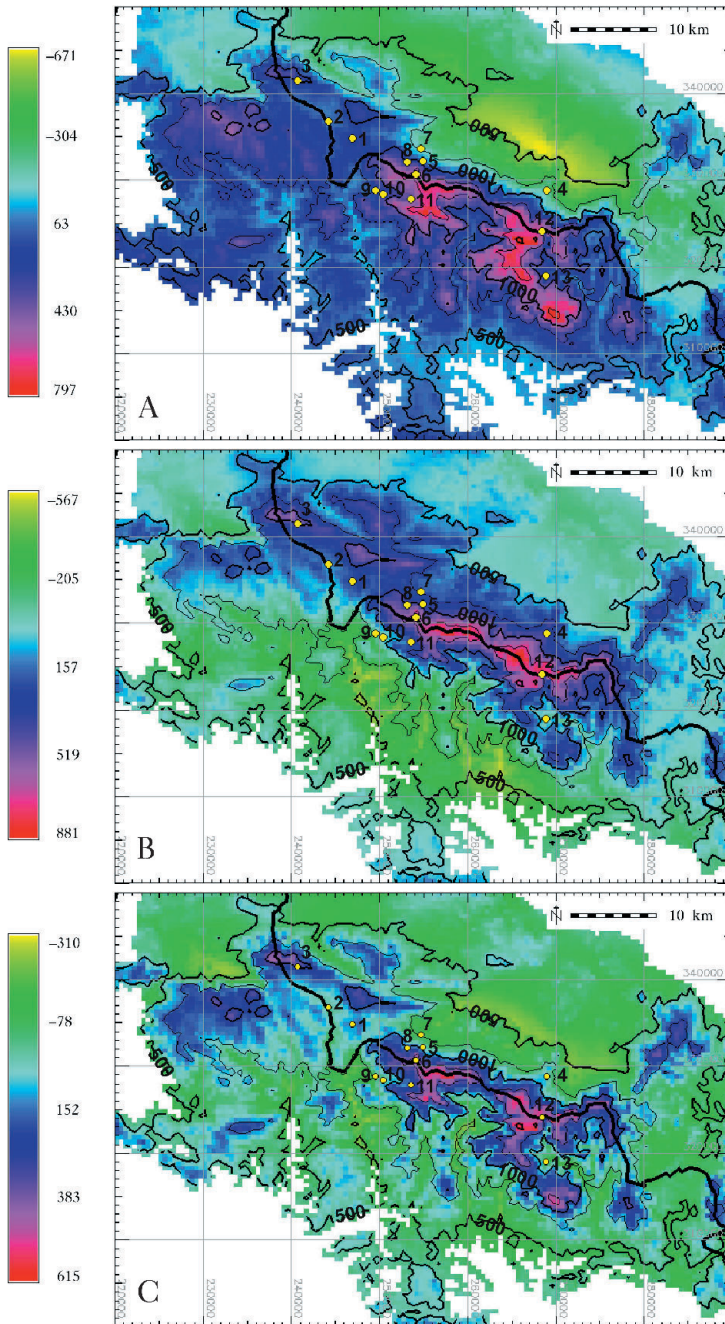


Ryc. 2.

Wskaźnik zasłonięcia/wyeksponowania na adwekcję powietrza z wybranego sektora kierunkowego (A) i wskaźnik wklęsłości/wypukłości (B) w analizie sąsiedztwa

Direction of advection screening/exposure index (A) and concavity/convexity index (B) in the neighborhood analysis

Kolor czarny – pole, dla którego obliczana jest wartość średnia, kolor szary – pola, z których liczona jest wartość średnia
Black color – raster, which index value is calculated for, grey color – rasters used in index calculation



Ryc. 3.

Zasłonięcie/wyeksponowanie na sektor SW (A), zasłonięcie/wyeksponowanie na sektor NE (B) oraz wklęsłość/wypukłość dla otoczenia o promieniu 25 km (C)

Screening/exposure on SW sector (A), screening/exposure on NE sector (B) and concavity/convexity from 25 km neighborhood radius (C)

Punkty z numerami odpowiadają stanowiskom z tabeli 2

Points with numbers correspond with sites from table 2

deflacji śniegu na formach wypukłych oraz akumulacji śniegu i konserwującej roli inwersji termicznych we wklęsłych formach terenu.

MODEL REGRESJI WIELOCZYNNIKOWEJ. Wyniki pomiarów terenowych wysokości pokrywy śnieżnej stanowiły podstawę do uzyskania statystycznego modelu regresji wieloczynnikowej (MLR). Ponieważ wszystkie zmienne niezależne, włączone do MLR, istniały jako przestrzennie ciągłe warstwy GIS, model mógł być wyliczony również przestrzennie w formie map, prezentujących miąższość pokrywy śnieżnej w dowolnym punkcie analizowanego obszaru. Zastosowanie MLR w kontekście przestrzennym lokuje tą metodę w grupie interpolatorów wielowymiarowych [Dobesch i in. 2001; Sobik i in. 2001; Ustrnul, Czekerda 2003; Szymanowski i in. 2006; Tveito 2006].

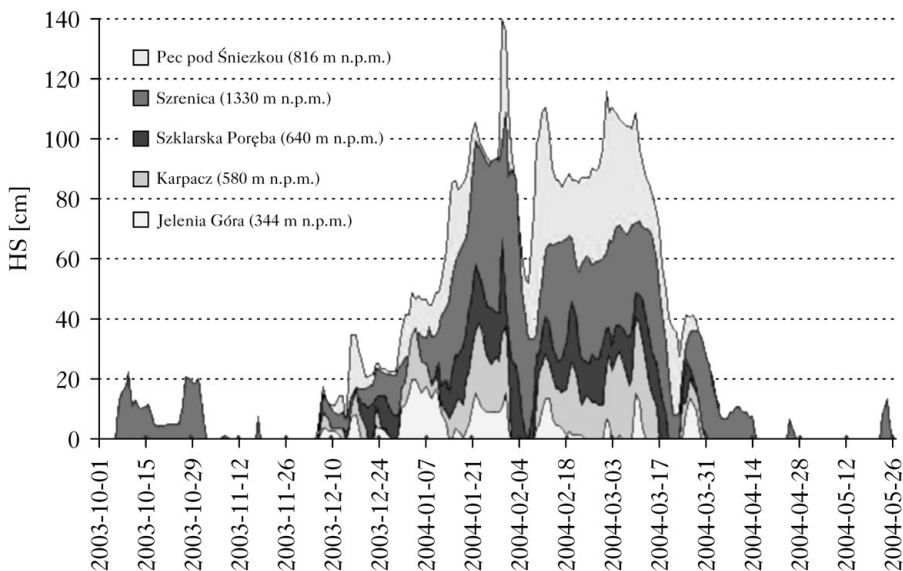
Dobór predyktorów do równania regresji wielokrotnej, opisującej rozkład przestrzenny wysokości pokrywy śnieżnej, prowadzono w oparciu o metodę krokową, stosując kryterium najwyższego współczynnika determinacji R^2 i najbliższego zera współczynnika istotności α [Faraway 2002]. Liczbę zmiennych niezależnych uwzględnianych w równaniu regresji ograniczono do trzech, aby uniknąć błędów wynikających z ich wzajemnej korelacji. Oceny uzyskanych modeli regresji dokonano analizując współczynniki determinacji R^2 i średnie błędy standardowe reszt estymacji (BSR) oraz przeprowadzając ich weryfikację wizualną.

Przygotowano osobne modele dla 3 głównych faz rozwoju pokrywy śnieżnej: 18 grudnia 2003 – faza wzrostu (FW); 8 marca 2004 – faza maksymalnego ekwiwalentu wodnego (FMEW) oraz 17 kwietnia 2004 – faza wiosennych nawrotów pokrywy (FN). Celem takiego podejścia jest zwrócenie uwagi na różnice w oddziaływaniu analizowanych wskaźników w kolejnych fazach kształtowania się pokrywy śnieżnej. Dodatkowo dla faz FMEW oraz FN opracowano osobne równania regresji dla dwóch głównych kategorii pokrycia terenu: leśne (wraz z kosodrzewiną) i niezalesione (głównie tereny porośnięte trawą). W toku dalszego postępowania uzyskane formuły zastosowano do całej domeny, czyli wszystkich rastrów, uzyskując ciągłą informację przestrzenną o wysokości pokrywy śnieżnej w Sudetach Zachodnich.

Wyniki i dyskusja

CHARAKTERYSTYKA SEZONU ZIMOWEGO 2003/2004. Pokrywa śnieżna w sezonie zimowym 2003/2004 pojawiła się już w pierwszej dekadzie października 2003 roku, ale tylko w najwyższych partiach Sudetów (>1000 m n.p.m.). Natomiast początek fazy jej trwałego wzrostu przypadał dopiero na 7 grudnia. Większe opady śniegu odnotowano 7 i 14 grudnia (na Szrenicy było to odpowiednio 22,7 i 43,2 mm). Pierwszą serię pomiarów miąższości śniegu, reprezentującą fazę wzrostu pokrywy FW, przeprowadzono 18 grudnia. Grubość śniegu wahała się wówczas od 2 cm w Kotlinie Jeleniogórskiej do 40 cm w strefie górnej granicy lasu oraz w kosodrzewinie porastającej grzbietowe partie Karkonoszy (ryc. 4). W drugiej połowie grudnia i w styczniu pokrywa systematycznie przyrastała, by na przełomie stycznia i lutego w większości stanowisk osiągnąć maksymalną miąższość sezonową (Szkłarska Poreba – 68 cm, Szrenica – 110 cm, Pec pod Sněžkou – 139 cm).

W pierwszej dekadzie lutego miała miejsce głęboka odwilż, która objęła cały profil wysokościowy Sudetów. Maksymalna temperatura dobową osiągała 16,0°C w Jeleniej Górze (344 m n.p.m.) i 6,0°C na Śnieżce (1617 m n.p.m.). Odwilż ta spowodowała istotny lub całkowity zanik pokrywy w dolnych i środkowych partiach Karkonoszy. W ich zachodniej części dotyczyło to przede wszystkim strefy sięgającej od 700 do 800 m n.p.m., a we wschodniej nawet do 900 m n.p.m. W grzbietowych partiach Karkonoszy oraz w Górach Izerskich (>750 m n.p.m.) redukcja pokrywy śnieżnej osiągnęła mniej więcej 50%. Faza ponownego wzrostu rozpoczęła się



Ryc. 4.

Wysokość pokrywy śnieżnej [cm] na Szrenicy, w Pec pod Śnieżką, Szklarskiej Porębie, Karpaczu i Jeleniej Górze w sezonie zimowym 2003/2004

Snow cover depth [cm] on Szrenica Mountain, in Pec pod Śnieżką, Szklarska Poręba, Karpacz and Jelenia Góra in 2003/2004 winter season

w drugiej dekadzie lutego i zakończyła drugorzędym maksimum miąższości pokrywy śnieżnej pod koniec pierwszej dekady marca (Szklarska Poręba – 50 cm, Szrenica – 72 cm, Pec pod Śnieżką – 119 cm). 8 marca przeprowadzono kolejną serię pomiarów terenowych, które są podstawą do szczegółowej charakterystyki czynników związanych z przestrzennym zróżnicowaniem pokrywy śnieżnej w fazie FMEW.

Faza zaniku i wiosennych nawrotów pokrywy śnieżnej FN w analizowanym sezonie zimowym miała charakter dwuetapowy. W pierwszym (14-21 marca) zanotowano całkowite wycofanie się pokrywy w dolnych i środkowych partiach stoków Karkonoszy oraz jej 80% redukcję w strefie powyżej 900 m n.p.m. W Górach Izerskich, które nie są w istotnym stopniu objęte wpływem fenu, ta redukcja wyniosła zaledwie 65%. Po obfitych opadach śniegu, które wystąpiły w trzeciej dekadzie marca (23-25 marca), rozpoczął się kolejny etap odwilży. Na terenach nieleśnych ciągła pokrywa śnieżna zaniknęła około połowy kwietnia. W piętrze regla górnego, na terenach porośniętych lasem notowano ją natomiast do pierwszych dni maja. Szczegółowe pomiary terenowe reprezentatywne dla tej części sezonu zimowego przeprowadzono 17 kwietnia, a więc na etapie, kiedy pojawiły się już istotne różnice w występowaniu ciągłej pokrywy śnieżnej pomiędzy terenami leśnymi i nieleśnymi. Sezon zimowy zakończył się krótkim nawrotem zimy i opadów śniegu w dniach 23-26 maja.

Pod względem śnieżności zimę 2003/2004 należy zaliczyć do przeciętnych w dolnych i środkowych partiach Karkonoszy i Gór Izerskich oraz nieco mniej śnieżną w partiach grzbietowych. Liczba dni z pokrywą śnieżną w sezonie 2003/2004 wyniosła w Jeleniej Górze 73 dni oraz 167 na Szrenicy, wobec 61 i 179 dni w wieloleciu 1971-2000. Maksymalna grubość pokrywy osiągnęła natomiast 20 cm w Jeleniej Górze i 108 cm na Szrenicy w porównaniu z 24 i 138 cm we wspomnianym wcześniej wieloleciu [Głowicki 2005].

ROZKŁAD PRZESTRZENNY WYSOKOŚCI POKRYWY ŚNIEŻNEJ W KOLEJNYCH FAZACH JEJ ROZWOJU. Analizę determinant rozkładu wysokości pokrywy śnieżnej w czasie oparto na 5 modelach przygotowanych dla 3 etapów kształtowania pokrywy, przy czym dla okresu maksimum wysokości pokrywy oraz wiosennych nawrotów pokrywy osobne modele objęły tereny leśne i niezalesione. Spośród grupy 62 wskaźników najbardziej istotnymi ($\alpha < 0,05$) okazały się: zasłonięcie/wyeksponowanie na napływ mas powietrza z sektorów SW, NW i NE, wskaźnik wklęsłości/wypukłości oraz współrzędna X (tab. 1). Warto zaznaczyć, że w grupie tej nie znalazła się wysokość n.p.m., która tylko w pośredni sposób jest uwzględniona we wcześniej wymienionych wskaźnikach.

Wyniki analizy regresji wieloczynnikowej wskazują, że w początkowym etapie formowania się pokrywy śnieżnej w Karkonoszach i Górach Izerskich (18 grudnia 2003) najistotniejszą rolę w objaśnianiu jej przestrzennej zmienności, odgrywały wskaźniki zasłonięcia/wyeksponowania na sektor SW (rozpatrywane w odległości 20 km) oraz sektor NW (zakres 15 km; tab. 1). W fazie maksymalnego ekwiwalentu wodnego pokrywy śnieżnej, poza dominującą rolą zasłonięcia/wyeksponowania na sektor SW, na terenach leśnych istotną była również współrzędna X, a na obszarach niezalesionych – mezoskalowa forma terenu. Istotną rolę wskaźników zasłonięcia/wyeksponowania zaznacza się także w okresie wiosennych nawrotów pokrywy, z najistotniejszą rolą sektora NE, i dotyczy to szczególnie terenów niezalesionych. Największy współczynnik determinacji (0,76) uzyskano dla terenów leśnych w fazie FMEW, przy średnich błędach standardowych reszt z regresji sięgających 20 cm. W konfrontacji z wynikami pomiarów najsłabiej wypadł model dla FA, ponieważ współczynnik determinacji zarówno dla terenów leśnych, jak i nieleśnych wyniósł odpowiednio 0,42 i 0,47, a średnie błędy reszt z równań estymacji 32 i 30 cm (tab. 1).

W fazie wzrostu pokrywy śnieżnej najobfitsze opady zanotowano w dniach 14-17 grudnia 2003 roku. Charakteryzowały się one adwekcją mas powietrznych z sektora SW i NW. W strefie objętej ruchem wstępującym, tj. na stokach wyeksponowanych przede wszystkim na sektor SW, dochodziło do ochładzania się powietrza i, w dalszej konsekwencji, wzrostu wodności chmury orograficznej. Po zawietrznej stronie przeszkody górskiej (ujemna wartość wskaźnika wyeksponowania), w strudze powietrza zstępującego, obserwowany był wzrost temperatury i spadek wodności. Zwiększona wodność chmury orograficznej po stronie dowietrznej ma kluczowe znaczenie w notowanym wzroście natężenia opadu atmosferycznego, co wynika z roli tzw. efektu „seeder-feeder” [Dore i in. 1999; Błaś, Sobik 2003; Fourier i in. 2005]. Jego wydajność jest wypadkową wodności chmury orograficznej oraz natężenia opadu, co szczególnie wyraźne jest podczas opadów śniegu, ze względu na duże rozwinięcie powierzchni płatków. Stąd też największą miąższość pokrywy śnieżnej w fazie wzrostu zmierzono w punktach wyeksponowanych na adwekcję mas powietrznych z sektora SW i NW (tab. 2; ryc. 5a). Dotyczy to przede wszystkim NW części Gór Izerskich (np. Cicha Równia, przełęcz Łącznik) oraz SW części Karkonoszy (Wodospad Mumlawy, Krakonošova Snidaně, Szrenica). Najmniejszą miąższość śniegu osiągnęły punkty charakteryzujące się największymi zasłonięciami w sektorze SW i NW, a więc położone po stronie zawietrznej (np. Karpacz–Wang, dolna i pośrednia stacja wyciągu na Szrenię). Na tym etapie zróżnicowanie szorstkości podłoża pomiędzy terenami leśnymi i niezalesionymi nie jest jeszcze istotne dla wzrostu pokrywy śnieżnej, dlatego zdecydowano się na potraktowanie danych łącznie, bez rozgraniczania punktów na leśne oraz nieleśne. Darni o wysokości kilkunastu cm dość skutecznie utrzymuje śnieg i ogranicza jego deflację. Nie dotyczy to tylko grzbietowych partii Karkonoszy, gdzie ze względu na wyższą pokrywę śnieżną i dużą siłę wiatru obserwowano akumulację śniegu w miejscach porośniętych kosodrzewiną.

W fazie maksymalnego ekwiwalentu wodnego pokrywy śnieżnej FMEW (8 marca 2004), przy grubości śniegu przekraczającej na ogół 30-40 cm, zanika rola darni w redukcji efektu

Tabela 1.

Charakterystyka statystyczna modeli regresji wieloczynnikowej dla poszczególnych faz kształtowania się pokrywy śnieżnej i dwóch kategorii pokrycia terenu
 Statistical characteristics of multiple regression models for particular phases of snow cover development and land cover categories

Zmienne	Faza wzrostu pokrywy (FW)	Faza maksymalnego ekwiwalentu wodnego (FMIEW)		Faza wiosennych nawrotów pokrywy (FN)	
		tereny leśne	tereny nieleśne	tereny leśne	tereny nieleśne
Zasłonięcie/wyeksponowanie w sektorze SW	20 km	***	***	***	
	10 km	***	***	***	**
	5 km				
Zasłonięcie/wyeksponowanie w sektorze NW	15 km	***		*	
	50 km		**		
Zasłonięcie/wyeksponowanie w sektorze NE	15 km			***	***
	wskaźnik wklęsłości/wypukłości ($r=25$ km)				
współrzędna x		***	***	***	***
R^2	0,66	0,76	0,63	0,42	0,47
Błąd standardowy reszt z równań estymacji	7 cm	20 cm	26 cm	32 cm	30 cm

Isotne statystycznie na poziomie *** $0 < \alpha < 0,001$; ** $0,001 < \alpha < 0,01$; * $0,01 < \alpha < 0,05$
 significant at *** $0 < \alpha < 0,001$; ** $0,001 < \alpha < 0,01$; * $0,01 < \alpha < 0,05$

Tabela 2.

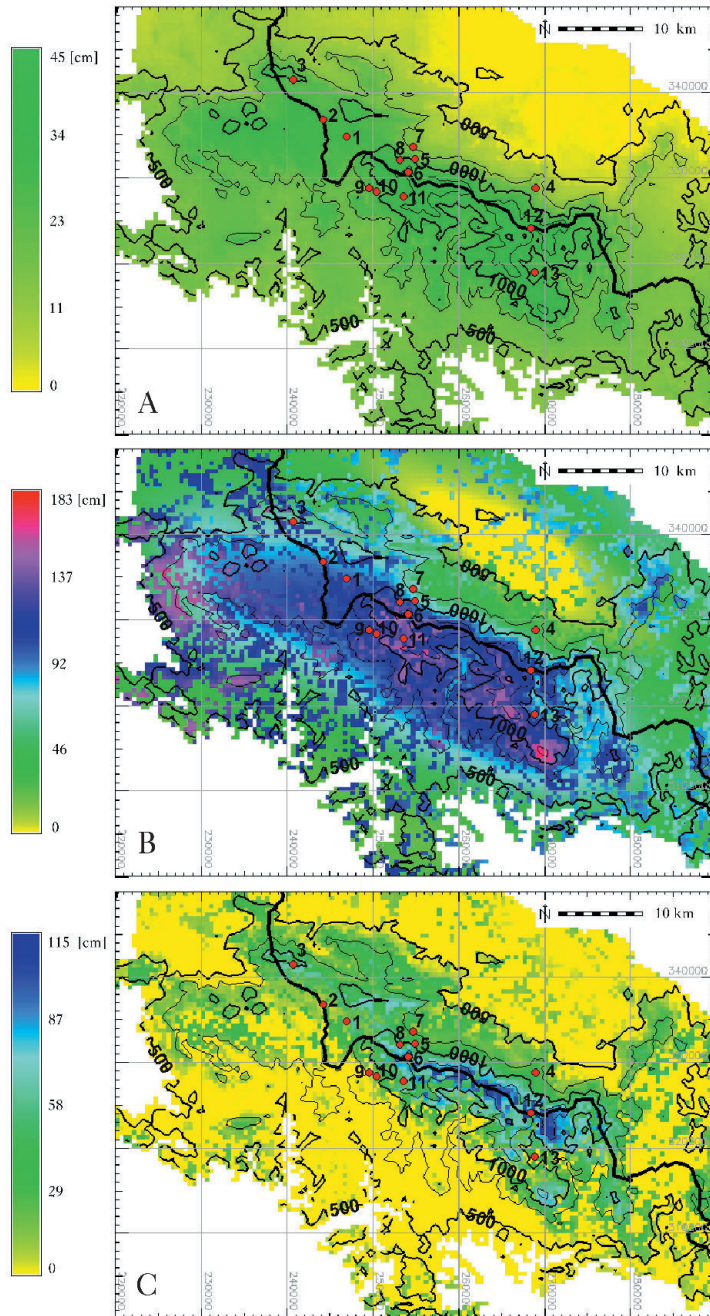
Wielkości istotnych statystycznie wskaźników, objaśniających przestrzenną zmienność modelowanej wysokości pokrywy śnieżnej dla wybranych punktów z obszaru Karkonoszy i Gór Izerskich

Statistically significant indices explaining spatial variability of modeled snow depth in selected sites from Karkonosze and Izerskie Mountains

Nazwa stanowiska	Położenie		H	HSW			Wskaźniki zasłonięcia			Forma terenu (r=25 km)
	φ	λ		18 XII	8 III	17 IV	20 km SW15 km NW15 km NE	249	149	
1. Cicha Równia	50°49'31	15°24'22	983	29	95	17	239	149	249	135
2. Hala Izerska	50°50'30	15°21'55	832	27	99	36	69	78	129	6
3. Przełęcz Łącznik	50°52'55	15°18'43	976	26	68	38	241	469	437	277
4. Karpacz – Wang	50°46'51	15°43'26	833	19	43	38	-222	184	342	17
5. Pośrednia stacja wyciągu na Szrenicę	50°48'19	15°31'18	857	30	84	45	25	20	315	-2
6. Dolna stacja wyciągu na Szrenicę	50°49'30	15°31'50	712	37	103	70	-128	-88	211	-112
7. Szrenica – ogródek meteo.	50°47'26	15°30'43	1328	15	74	13	602	473	716	477
8. Szrenica – schron (połowa podejścia czerwonym szlakiem na szczyt)	50°48'12	15°29'51	1003	27	96	35	83	40	316	23
9. Wodospad Mumława	50°46'22	15°26'56	777	38	110	3	170	-61	-128	-77
10. Mumława – dolina	50°46'80	15°27'41	928	41	121	12	268	35	-49	17
11. Krakonošova Snidaně	50°45'57	15°30'24	1061	44	127	50	397	182	198	166
12. Równia pod Śnieżką	50°44'17	15°43'60	1432	44	123	110	602	530	753	502
13. Špindlerův Mlýn	50°46'12	15°32'43	1003	28	115	0	392	-19	96	-101

H – wysokość [m n.p.m.]; HSW – modelowana wysokość pokrywy śnieżnej [cm]

H – altitude [m a.s.l.]; HSW – modeled snow depth [cm]



Ryc. 5.

Modelowana wysokość pokrywy śnieżnej w Sudetach Zachodnich – fazy: wzrostu (A), maksymalnego ekwiwalentu wodnego (B) oraz nawrotów pokrywy śnieżnej (C)

Modelled snow depth in the Western Sudety – phases: increase (A); maximum water equivalent and snow cover recurrence (C)

Punkty z numerami odpowiadają stanowiskom z tabeli 2

Points with numbers correspond with sites from table 2

deflacji. Z tego powodu wyraźnie wzrastają różnice w szorstkości podłoża pomiędzy terenami leśnymi i niezalesionymi. W rozkładzie przestrzennym najważniejszym czynnikiem kontrolującym miąższość pokrywy śnieżnej (bez względu na kategorię pokrycia terenu) nadal pozostaje zasłonięcie/wyeksponowanie na sektor SW (tab. 1). Kolejne zmienne już w większym stopniu nawiązują do charakteru podłoża. Na terenach porośniętych lasem istotność współrzędnej X odzwierciedla wzrost natężenia opadów w zachodniej części obszaru i stopniowy spadek ich wydajności w kierunku wschodnim. Wynika to ze wzrostu natężenia opadu na stokach dowietrznych i stopniowego zubażania się masy powietrznej w wilgoć w trakcie przemieszczania się jej nad kolejnymi przeszkodami orograficznymi. Na wypukłych, pozbawionych lasu formach terenu pokrywa śnieżna może być wyraźnie obniżona w wyniku deflacji (okolice Szrenicy – punkt nr 7). Duże znaczenie ma także podniesienie sum opadu w głęboko wciętych dolinach po południowej stronie Karkonoszy. Oś tych wąskich i głęboko wciętych dolin przebiega prostopadle bądź skośnie do przeważającego kierunku cyrkulacji (SW-W). W efekcie notuje się w tych miejscach zwiększone opady atmosferyczne oraz przeciętnie dwukrotnie wyższą pokrywę śnieżną w porównaniu do północnej, polskiej, części Karkonoszy. Jest to szczególnie wyraźne dla środkowych partii stoków (750-1000 m n.p.m.; ryc. 5b). O ile po południowej stronie Karkonoszy pokrywa śnieżna w tym pasie oścytuje wokół 100 cm (punkty nr 9, 10 i 11 w tab. 2), o tyle po stronie północnej jest to tylko 50 cm (nr 4, 5 oraz 6). Znacznie słabsze warunki śnieżne po północnej stronie Karkonoszy wynikają z braku głęboko wciętych dolin, ale także podniesienia temperatury na stokach północnych w sytuacjach z fenem [Kwiatkowski 1985]. Te dysproporcje są znacznie mniejsze na terenie Gór Iżerskich ze względu na ich mniejszą wysokość, skrajnie NW położenie w skali całych Sudetów oraz zróżnicowaną morfologię.

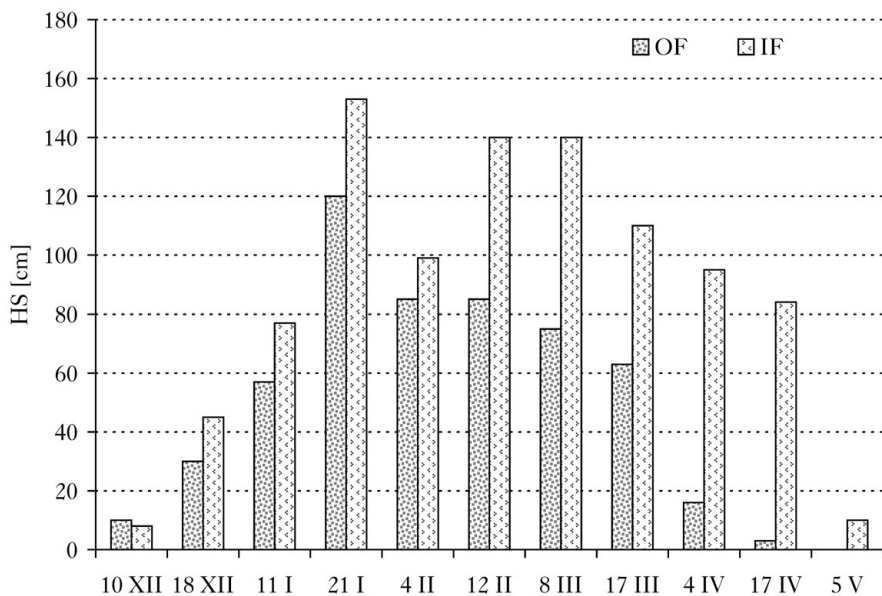
U schyłku sezonu zimowego, w fazie wiosennych nawrotów pokrywy śnieżnej FN (17 kwietnia 2004), decydujące znaczenie w kształtowaniu miąższości pokrywy śnieżnej odgrywało pokrycie terenu. Na terenach niezalesionych pokrywa śnieżna była nieciągła, natomiast obszary zalesione charakteryzowały się pokrywą, która w strefie górnej granicy lasu w Karkonoszach przekraczała nawet 100 cm grubości. Mrugasiewicz i Sobik [2000] wyjaśniają, że zwarta korona drzew przejmuje rolę powierzchni czynnej i nie dopuszcza promieni słonecznych do powierzchni śniegu, co prowadzi do znaczącego zmniejszenia ablacji. W efekcie, im bardziej zwarte są korony drzew, tym dłuższy czas zalegania pokrywy śnieżnej. Na etapie FN przestrzenne zróżnicowanie miąższości śniegu na całym badanym obszarze najlepiej tłumaczy zmienność współczynnika zasłonięcia/wyeksponowania na sektor NE (tab. 2). Jest to o tyle zaskakujące, że przez cały sezon istotny był sektor SW oraz NW. Zadecydowały o tym praktycznie 4 dni (23-26 marca 2004) z intensywnymi opadami śniegu przy cyrkulacji atmosferycznej z kierunku NE i N. W tej sytuacji wyraźnie większe opady wystąpiły po północnej (dowietrznej) stronie Karkonoszy. W efekcie wyższą miąższość pokrywy śnieżnej zanotowano po stronie północnej (np. 40-50 cm w pkt. 4, 5 i 8; tab. 2) niż na podobnej wysokości po stronie południowej (10-20 cm w pkt. 9, 10, 11 i 13; ryc. 5c). Spora część śniegu z tych opadów, szczególnie w obszarach leśnych, pozostała do 17 kwietnia, wpływając na pewne modyfikacje w istotności zmiennych objaśniających. Na terenach poza lasami, gdzie pokrywa po wspomnianych opadach odbudowywała się na nowo, wskaźnik wyeksponowania/zasłonięcia na sektor NE należy uznać jako dominujący. Z kolei na obszarach porośniętych lasem za stan pokrywy śnieżnej nadal odpowiadają wcześniejsze opady kształtowane przez cyrkulację z sektora SW-NW. Stąd poza zasłonięciem/wyeksponowaniem na sektor NE, drugoplanową rolę odgrywa sektor SW oraz NW.

ROLA LASU W KSZTAŁTOWANIU MIĄŻSZOŚCI POKRYWY ŚNIEŻNEJ W MIKROSKALI. Na rozkład przestrzenny wysokości pokrywy śnieżnej na terenach zalesionych mają wpływ nieco inne czynniki

niż na terenach niezalesionych. Dane ze stacji meteorologicznych, jak i stałe punkty pomiaru śniegu zainstalowane na potrzeby realizacji projektu, nie odzwierciedlają jednocześnie roli czynników mikroklimatycznych. Dla uzyskania reprezentatywności w odniesieniu do większego obszaru przez minimalizację wpływów lokalnych, stacje te są lokalizowane na ogół w miejscach względnie płaskich i odsłoniętych o podłożu trawiastym. Jednak w rzeczywistości pokrywa śnieżna jest silnie zróżnicowana w skali mikroklimatycznej w związku ze zmieniającym się pokryciem terenu, które decyduje o szorstkości i wymianie energii między podłożem i atmosferą. Zaprezentowany model nie jest w stanie uwzględnić wpływu tych czynników z uwagi na jego rozdzielczość przestrzenną (100×100 m). W celu ilościowego scharakteryzowania wpływu pokrycia terenu na warunki śnieżne przeprowadzono dodatkowe szczegółowe pomiary w profilu przez eksponowaną w kierunku zachodnim i północno-zachodnim krawędź lasu na Cichej Równi w Górach Izerskich. Mamy tutaj do czynienia z względnie zdrowym drzewostanem świerkowym o wysokości około 10 m i zwartości 80%.

Na początku fazy wzrostu obserwowano nieco większą miąższość pokrywy śnieżnej na terenie otwartym niż w zwartym lesie, ponieważ przy pierwszych opadach spora część śniegu zostaje zatrzymana na powierzchni koron drzew (ryc. 6). Jednocześnie, mimo wyraźnie mniejszej szorstkości terenów porośniętych trawą, nie stwierdzono istotnej roli wiatru w wywiewaniu i transporcie śniegu do stref o większej szorstkości. Darni wystająca z cienkiej pokrywy śnieżnej dość skutecznie ogranicza deflację śniegu. Jej znaczenie podlega istotnemu ograniczeniu, o ile grubość pokrywy śnieżnej przekracza wyraźnie 20 cm (18 grudnia).

Po kolejnych epizodach opadowych (11 oraz 21 stycznia) pokrywa śnieżna systematycznie przyrastała, a jej miąższość wynosiła przeciętnie 120 cm na terenie otwartym i była nieco większa na obszarze porośniętym lasem (ok. 150 cm). Na tym etapie zmiana szorstkości podłoża



Ryc. 6.

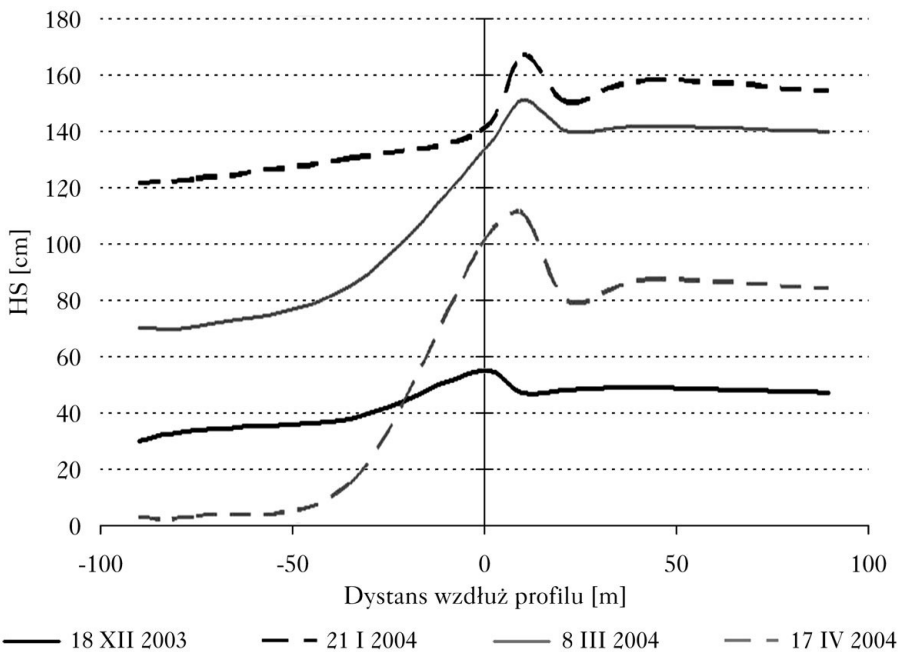
Wysokość pokrywy śnieżnej [cm] w terenie bezleśnym (OF) i zalesionym (IF) na Cichej Równi w Górach Izerskich podczas zimy 2003/2004 roku

Snow cover depth [cm] in forestless (OF) and forested (IF) terrain at Cicha Równia in the Izerskie Mts. during 2003/4 winter season

wzdłuż profilu pomiarowego przekładała się jedynie na powstanie poprzecznego wału o szerokości kilkunastu metrów, przebiegającego w odległości około 10 m od krawędzi lasu (ryc. 7).

Pomiary wykonane 4 lutego dokumentują epizod z intensywną odwilżą, po którym na powierzchni pokrywy śnieżnej pojawia się warstwa lodoszreni. Od tego momentu przyrost pokrywy śnieżnej w lesie i poza lasem zaczyna się różnicować w znacznie większym zakresie niż dotychczas. Pojawienie się lodoszreni powoduje dodatkową redukcję szorstkości podłoża, co znacząco ułatwia przemieszczanie śniegu przez wiatr na terenie otwartym. Pomiary przeprowadzone 12 lutego i 8 marca wskazują, że pomimo kolejnych opadów śniegu obserwowana jest tu stabilizacja pokrywy. Jej przyrost ma miejsce jedynie na terenie zalesionym, gdzie ze względu na wyraźnie wyższą szorstkość dochodzi do akumulacji śniegu transportowanego przez wiatr z miejsc odsłoniętych. Przekłada się to na stopniowy przyrost miąższości pokrywy śnieżnej w wąskim pasie wzdłuż krawędzi lasu. 8 marca jej grubość dochodziła do 230 cm i była ponad dwukrotnie większa w porównaniu z wysokością na terenie otwartym (ryc. 6 i 7).

W fazie zaniku pokrywy śnieżnej różnice pomiędzy terenem bezleśnym i lasem nadal się zaostwiają. Korony drzew przejmują na tym etapie rolę powierzchni czynnej, ograniczając dopływ promieniowania słonecznego do powierzchni śniegu oraz utrudniają odpływ na zewnątrz lasu powietrza wychłodzonego od podłoża, co w konsekwencji zmniejsza tempo ablacji. Potwierdzają to wyniki pomiarów, które dokumentują dwukrotnie szybsze zanikanie śniegu na terenie otwartym. W ciągu miesiąca (17 marca-17 kwietnia 2004) na terenie poza lasem pokrywa śnieżna zmniejszyła się o około 60 cm, natomiast w lesie jedynie o 28 cm. 17 kwietnia poza lasem notowana jest już pokrywa z przerwami o miąższości kilku centymetrów, natomiast



Ryc. 7.

Pokrywa śnieżna w profilu poprzecznym na Cichej Równi w Górach Izerskich podczas zimy 2003/2004 roku
 Snow cover along transverse profile at Cicha Równia in the Izerskie Mts. during 2003/4 winter season
 teren niezalesiony [-100 m]; krawędź lasu [0 m]; las [100 m]
 forestless area [-100 m]; forest margin [0 m]; forest [100 m]

w lesie jest to nadal pokrywa ciągła o przeciętnej grubości 80 cm. Bardzo wyraźnie zaznacza się usypany na skraju lasu wał śniegu o szerokości kilkunastu metrów, którego przeciętna wysokość sięgała 120 cm (ryc. 7).

W czasie ostatniej sesji pomiarowej przeprowadzonej 5 maja 2004, teren bezleśny był całkowicie pozbawiony pokrywy śnieżnej, a w lesie śnieg występował w formie izolowanych płatów. Ciągła pokrywa, o miąższości dochodzącej do 20 cm, pozostała jedynie w wąskim pasie przebiegającym wzdłuż krawędzi lasu.

Podsumowanie

Najistotniejszymi czynnikami modyfikującymi przestrzenny rozkład pokrywy śnieżnej w sezonie zimowym 2003/2004 w Sudetach Zachodnich są wskaźniki zasłonięcia/wyeksponowania danego miejsca na adwekcję mas powietrza z sektora SW i NW. Wpływ zasłonięcia przekłada się na zróżnicowanie pola opadów śniegu między dowietrznymi a zawietrznymi stokami Karkonoszy. W znacznie mniejszym stopniu dotyczy to Gór Izerskich. Rola formy terenu jest istotna na terenach nieleśnych, ale uwidacznia się dopiero, gdy miąższość śniegu jest na tyle duża, aby ograniczyć szorstkość warstwy darni.

Na etapie fazy maksimum ekwiwalentu wodnego i fazy nawrotów pokrywy przyczyniły dużej różnicy w wysokości i długości zalegania pokrywy śnieżnej w lesie i na terenach niezalesionych są złożone i dotyczą w głównej mierze szorstkości podłoża, wynikającej z jednej strony z parametrów morfometrycznych drzewostanu, z drugiej zaś – z formy terenu, jak i warunków meteorologicznych towarzyszących rozwojowi i zanikowi pokrywy śnieżnej.

Należy przypuszczać, że scharakteryzowane na przykładzie Cichej Równi w Górach Izerskich prawidłowości kształtowania pokrywy śnieżnej w lesie i na terenie bezleśnym występują na obszarze całych Sudetów Zachodnich, zachodząc jednak przy specyficznej dla danej lokalizacji wysokości pokrywy oraz sekwencji odpowiednich faz rozwojowych w czasie. Użycie warstw cyfrowych GIS do modelowania wysokości pokrywy śnieżnej z uwzględnieniem roli lasu jako modyfikatora jej rozkładu przestrzennego wymaga wykorzystania szczegółowych modeli pokrycia terenu z informacją o cechach morfometrycznych drzewostanu. Zastosowanie ich może w istotny sposób zbliżyć modelowaną wysokość pokrywy do rozkładu rzeczywistego w danej fazie rozwoju pokrywy, a tym samym podnieść użyteczną wartość proponowanych modeli.

Literatura

- Barry K. G. 1992. *Mountain weather and climate*. Routledge, London and New York.
- Błaś M., Sobik M. 2003. Natural and human impact on pollutant deposition in mountain ecosystems with the Sudetes as an example. *Studia Geograficzne* 75: 420-438.
- Błaś M., Sobik M., 2005. Osobliwości klimatu Karkonoszy i Gór Izerskich. W: Krzemień K., Trepiańska J., Bokwa A. [red.]. *Rola stacji terenowych w badaniach geograficznych*. Wydawnictwo IGiP UJ, Kraków. 109-121.
- Coughlan J. C., Running S. W. 1997. Regional ecosystem simulation: A general model for simulating snow accumulation and melt in mountainous terrain. *Landscape Ecology* 12: 119-136.
- Dobesch H., Tveito O. E., Bessemoulin P. 2001. *Geographic Information Systems in Climatological Application*, DNMI-Report 13/01 KLIMA.
- Dore A. J., Sobik M., Migala K. 1999. Patterns of precipitation and pollutant deposition in the Western Sudety Mountains, Poland. *Atmospheric Environment* 33: 3301-3312.
- Faraway J. J. 2002. *Practical Regression and Anova using R*.
- Fournier N., Weston K. J. W., Dore A. J., Sutton M. A. 2005. Modeling the wet deposition of reduced nitrogen over the British Isles using a multi-layer atmospheric transport model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131: 703-722.
- Głowicki B. 1977. Struktura przestrzenna pokrywy śnieżnej w górnej części Potoku Szrenickiego. *Mat. Bad. IMGW, Ser. Meteorol.*: 77-95.
- Głowicki B. 2005. *Klimat Karkonoszy*. W: Mierzejewski M. [red.]. *Karkonosze. Przyroda nieożywiona i człowiek*. Wydawnictwo Uwr. 381-397.

- Geographic Resources Analysis Support System. 2006. GRASS Development Team. GNU General Public License.
- Klein A., Barnett A. 2003. Validation of daily MODIS snow cover map of the Upper Rio Grande River Basin for the 2000-2001 snow year. *Remote Sensing of Environment* 86: 162-176.
- Kosiba A. 1949. Częstość szaty śnieżnej na Ziemiach Śląskich. *Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego Seria B*. 21: 1-91.
- Kostrakiewicz L. 1975. Modele matematyczne zależności średnich sum opadów atmosferycznych w Karpatach Polskich od hipsometrii, ekspozycji i rzeźby terenu oraz długości geograficznej. *Przegląd Geofizyczny* 49: 53-65.
- Kwiatkowski J. 1978a. Opady rzeczywiste w Sudetach. *Przegląd Geofizyczny* 23 (31/1): 35-44.
- Kwiatkowski J. 1978b. Pokrywa śnieżna Sudetów, jej gęstość i zawarty w niej zapas wody. *Czasopismo Geograficzne* 49 (4): 419-435.
- Kwiatkowski J. 1985. Szata śnieżna, szadź i lawiny. W: Jahn A. [red.]. *Karkonosze Polskie*. Zakład Narodowy imienia Ossolińskich, Wydawnictwo PAN. 117-144.
- Mrugasiewicz P., Sobik M. 2000. Morfologiczne i środowiskowe uwarunkowania pokrywy śnieżnej w polskiej części zlewni Izery. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 2269: 159-172.
- Nowosad M. 1993. Trwałość pokrywy śnieżnej w okolicy Ustrzyk Dolnych. *Annales UMCS* 42/43 sec. B: 189-202.
- Nowosad M. 1992. The Dynamics of Snow Depth Depending on the Types of Atmospheric Circulation on the Example of the Bieszczady Mountains. *UMCS, Lublin*.
- Ogrin M. 2005. Measuring winter precipitation with snow cover water accumulation in mountainous areas. *Acta Geographica Slovenica* 45 (2): 63-92.
- Piasecki J. 1995. Pokrywa śnieżna na Szrenicy w latach 1960-1990. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1705: 23-57.
- Sadowski M. 1973. Pokrywa śnieżna i zapas wody w Kotle Szrenickim w Karkonoszach. *Opera Corcontica* 10: 101-109.
- Sadowski M. 1977. Pokrywa śnieżna w Karkonoszach. *Mat. Bad. IMGW, seria Meteorologia*: 63-76.
- Sobik M., Urban G. 2000. Warunki termiczne zlewni Kamionka w Górach Izerskich. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 2269: 143-157.
- Sobik M., Netzel P., Quiel F. 2001. Zastosowanie modelu rastrowego do określenia pola rocznej sumy opadów atmosferycznych na Dolnym Śląsku. *Rocznik Fizyczno-Geograficzny* 4: 27-34.
- Sobik M., Urban G., Błaś M., Kryza M., Tomczyński K. 2009. Uwarunkowania pokrywy śnieżnej w Sudetach Zachodnich sezonach zimowych 2001/2002-2005/2006. *Wiadomości Meteorologii Hydrologii Gospodarki Wodnej* 53 (2-3): 31-47.
- Szymanowski M., Kryza M., Wieczorek M. 2006. Problemy przestrzennej interpolacji danych. W: Pawlak W., Spallek W. [red.]. *Główne problemy współczesnej kartografii: Świat techniki w kartografii*. Uniwersytet Wrocławski, Wrocław. 60-77.
- Trepińska J. 2002. *Górskie klimaty*. Wydawnictwo IGI GP UJ.
- Tveito O. E., Schöner W. 2002. Applications of spatial interpolation of climatological and meteorological elements by the use of geographical information systems (GIS). *KLIMA Report* 28/02.
- Ustrnul Z., Czekiernia D. 2003. *Zróźnicowanie przestrzenne warunków termicznych powietrza Polski z wykorzystaniem GIS*. IMGW, seria: *Atlasy i Monografie*.
- Wetzel M., Meyers M., Borys R., McAnelly R., Cotton W., Rossi A., Frisbie P., Nadler D., Lowenthal D., Cohn S., Brown W. 2004. Mesoscale snowfall prediction and verification in mountainous terrain. *Weather and Forecasting* 19 (5): 806-828.
- Yoshino M. 1975. *Climate in a small area. An introduction to Local Meteorology*. University of Tokyo Press.

SUMMARY

The role of forest and terrain morphology in snow cover development in the Western Sudety – 2003/2004 winter season case study

The study is an example of GIS method used to model spatial variation of snow cover depth depending both on land cover category (forested/forestless area) and terrain morphology. The substantial part of the Western Sudety, i.e. the Izerskie and the Karkonosze Mountains constitute the research area. Analyses are based on the results of snow depth measurements from several professional meteorological stations completed by patrol attended calibrated snow pole sites and field measurements with portable snow probes). In winter season 2003/2004 there were divided three main snow cover evolution phases. On the basis of the measurement results a multiple regression model of snow cover depth was prepared. As many as 62 variables extracted

from the digital elevation and land-use model were tested as independent variables controlling snow depth. These were land cover category and morphological factors like slope, aspect, different scale convexity/concavity indices, directional terrain screening and exposure indices, etc.

It was proved that the category of land cover determined spatial variability of snow cover depth during the winter season. In the snow cover increase phase, differences of snow cover depth between forest and forestless area weren't visible yet. During this phase directional screening/exposure indices were responsible for snow cover differentiation. In maximum water equivalent phase the role of terrain roughness as the factor controlling snow depth was clearly visible. On one hand it is dependent on kind of land cover, which is especially visible in characteristic of diverse density and height of forest stand, but on the other hand depends on terrain morphology. In disappearance phase forested areas were characterised by slower snow cover ablation and its longest duration, whereas increasing snow cover depth in spring snow cover return phase depended on directional screening and exposure of terrain. During the winter season as a whole, there was observed clearly lesser impact of absolute altitude, terrain slope and aspect as factors controlling snow cover depth differentiation in the Western Sudety Mountains.