

Klimat

Wstęp

Klimat Karkonoszy w naturalny sposób od dawna przyciągał uwagę ze względu na jego wielostronny wpływ na przyrodę i działalność człowieka. Odmienność klimatu Karkonoszy w stosunku do niższych pasm górskich, a szczególnie do śląskich nizin, była łatwo dostrzegalna na co dzień, choćby z racji piętrowo zmieniającej się roślinności czy z daleka widocznych, długo zalegających wysoko w górach śniegów. Z tych powodów zjawiska atmosferyczne – szczególnie te odbiegające od normy i jednocześnie dotkliwe – już od średniowiecza odnotowywano w różnych zapiskach prowadzonych głównie przez kronikarzy, duchownych oraz lokalną administrację (MARGAS & SZYMCAK 1969; BUGAJ 1985).

Pomiary i obserwacje meteorologiczne

Za początek pomiarów instrumentalnych w Karkonoszach uznaje się ograniczone do lata pomiary prowadzone na Śnieżce od 1824 do 1834 roku, których rezultaty opublikował wrocławski astronom Johann Gottfried GALLE (1857), skądinąd znany jako odkrywca planety Neptun. Do rozpoczęcia tych pomiarów istotnie przyczynił się poeta i przyrodnik Johann Wolfgang Goethe, który po swym pobycie w Kotlinie Jeleniogórskiej we wrześniu 1790 roku i wejściu na Śnieżkę stał się współautorem planu rozpoczęcia pomiarów meteorologicznych dla porównawczych badań pogody w dwóch stacjach – Jeleniej Górze i na Śnieżce (BAUMGART 1940; CHMAL 2010).

Pomiary całoroczne na Śnieżce rozpoczęto 1 lipca 1880 r. i od tamtego czasu są kontynuowane aż do dzisiaj (CZERWIŃSKI i in. 1995). W kolejnych dziesięcioleciach liczba stanowisk pomiarowych w Karkonoszach szybko rosła, przez co sieć stacji osiągnęła dużą gęstość, największą bezpośrednio przed wybuchem II wojny światowej. W końcu lat 1930. w śląskiej (niemieckiej) części Karkonoszy i jej bliskim sąsiedztwie kompleksowe pomiary i obserwacje meteorologiczne prowadzono w kilkunastu, a pomiary opadowe w około 30 miejscach. Dane meteorologiczne gromadzone przez niemiecką służbę pogody były systematycznie publikowane w rocznikach meteorologicznych od początku prowadzenia obserwacji instrumentalnych do lat czterdziestych XX wieku, ponadto ukazywały się opracowania zbiorcze zawierające dane wieloletnie (KLIMAKUNDE... 1939).

W latach powojennych sieć pomiarowa została częściowo odbudowana, a zarządzał nią Państwowy Instytut Hydrologiczno-Meteorologiczny, przekształcony w 1972 roku w Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, sprawujący tę rolę do dzisiaj. Niestety od prawie czterdziestu lat dane pomiarowe nie są publikowane, co stanowi podstawową trudność w obecnych badaniach klimatu Karkonoszy. Poza stacjami i posterunkami PIHM/IMGW od 1957 roku istnieje stacja Uniwersytetu Wrocławskiego na Szrenicy, prowadząca pomiary meteorologiczne i badania nad strukturą depozycji zanieczyszczeń atmosferycznych. Należy podkreślić, że najważniejszą stacją pomiarową w Karkonoszach od z górą stu lat pozostaje obserwatorium na Śnieżce (Ryc. 1), które pełni rolę stacji synoptycznej oraz realizuje zadania naukowe. Obecny budynek obserwatorium wybudowany w 1974 roku stał się, dzięki swej futurystycznej bryle, jednym z najbardziej rozpoznawalnych obiektów Dolnego Śląska.

Problematyka badawcza

W długiej historii obserwacji i pomiarów meteorologicznych w Karkonoszach zainteresowania badawcze koncentrowały się na różnych zagadnieniach. Przed rokiem 1945 w literaturze przedmiotu przewijały się głównie wątki dotyczące opadów atmosferycznych (szczególnie w kontekście przyczyn powodzi), orograficznych zaburzeń

przepływu powietrza nad górami, pokrywy śnieżnej i zjawisk specyficznych dla klimatu gór. W okresie powojennym pojawiły się nowe wątki, jak atmosferyczne aspekty depozycji zanieczyszczeń i kłęski ekologicznej w lasach, a także problematyka zmian klimatu.

Wśród ważniejszych prac warto wymienić niektóre publikacje o charakterze syntez klimatycznych dla Prus i Niemiec, uwzględniające dane pochodzące z Karkonoszy i ich otoczenia (REGELL 1905; HELLMANN 1921; BIEL 1934; MOESE 1937). Kolejne syntezy klimatu datują się już na czasy powojenne (KOSIBA 1948; SCHMUCK 1969; KWIATKOWSKI & HOŁDYS 1985; KWIATKOWSKI 1985; MIGAŁA i in. 1995; GŁOWICKI 2005; SOBIK 2005; METELKA i in. 2007). Publikacje odnoszące się do bardziej szczegółowych zagadnień będą omawiane w dalszej części opracowania.

Materiał opracowania

Warunki klimatyczne w Karkonoszach należy rozpatrywać w skali obejmującej pełen profil wysokościowy od Śnieżki po dno Kotliny Jeleniogórskiej. Ponadto z uwagi na istniejący podział klimatyczny Karkonoszy na subregiony wschodniokarkonoski oraz zachodniokarkonosko-izerski należy także uwzględnić dane pomiarowe z Gór Izerskich. Kierując się tymi przesłankami dokonaliśmy wyboru branych pod uwagę stacji pomiarowych oddzielnie w odniesieniu do

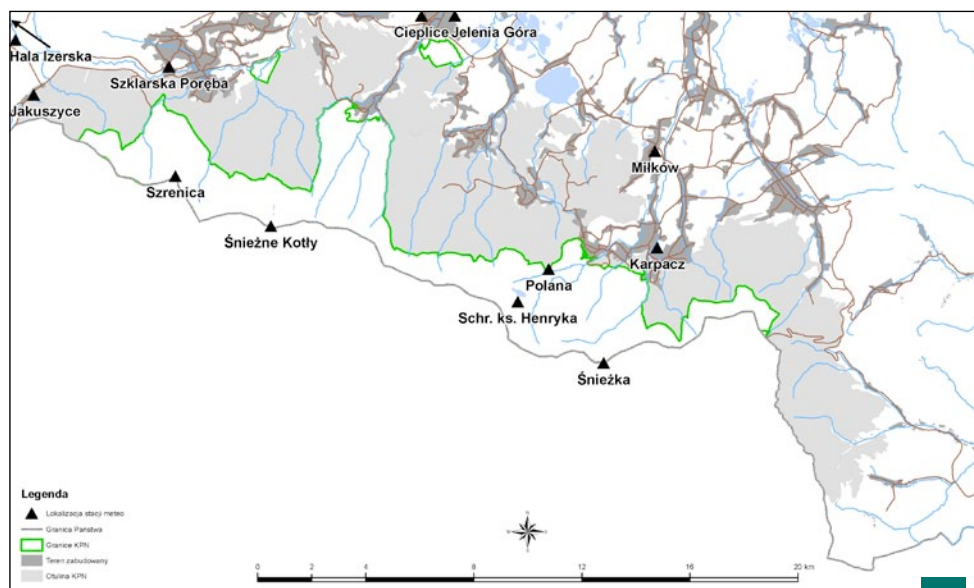


Ryc. 1. Budynek obserwatorium meteorologicznego na Śnieżce (1900–1974), rozebrany w 1989 roku.

Tab. 1. Metadane serii pomiarowych wykorzystanych w opracowaniu.

Nazwa stacji	współrzędne geograficzne	wysokość [m n.p.m.]	zakres czasowy	uwagi
Jelenia Góra	50° 54' N, 15° 48' E	342	1961-1965	dno Kotliny Jeleniogórskiej
Cieplice	50° 52' N, 15° 41' E	345	1934-1938 1961-1965	dno Kotliny Jeleniogórskiej
Mitków	50° 48' N, 15° 46' E	443	1934-1938	Pogórze Karkonoskie, dolina
Szklarska Poręba	50° 50' N, 15° 32' E	643	1934-1938 1961-1965	Karkonosze,
Karpacz	50° 46' N, 15° 46' E	650	1934-1938 1961-1965	dolna część stoku/dolina
Hala Izerska	50° 51' N, 15° 22' E	840	1934-1938	Karkonosze, dolna część stoku
Jakuszyce	50° 49' N, 15° 27' E	860	1991-2000	G. Izerskie, dno kotliny śródgórskiej
Polana	50° 46' N, 15° 42' E	1077	1934-1938	Karkonosze/G. Izerskie, dno doliny; Głowicki 2005
Szrenica	50° 48' N, 15° 31' E	1332	1961-2011	Karkonosze – śr. część stoku
Schr. ks. Henryka	50° 45' N, 15° 42' E	1405	1934-1938	grzbiet Karkonoszy
Śnieżne Kotły	50° 47' N, 15° 34' E	1490	1934-1938	grzbiet Karkonoszy
Śnieżka	50° 44' N, 15° 44' E	1602	1881-2010	grzbiet Karkonoszy
stacje opadowe śląskie			1891-1930	grzbiet Karkonoszy
stacje opadowe czeskie			1901-1950	strona polska, 15 stacji

kolejnych elementów klimatu (Tab. 1; Ryc. 2). Z uwagi na złożoną historię pomiarów meteorologicznych w Karkonoszach oraz wspomnianą trudność w dostępie do danych źródłowych, nie udało się zachować jednakowych ram czasowych analizowanych serii pomiarowych.



Ryc. 2. Lokalizacja stanowisk pomiarowych.

Warunki synoptyczne i wiatr

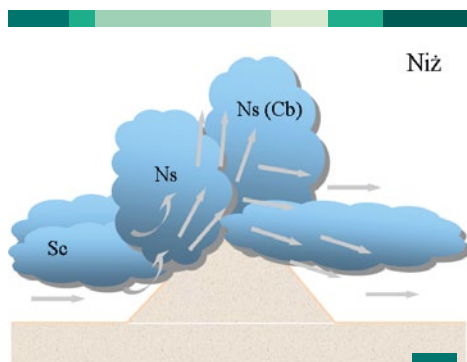
O pogodzie i klimacie w znacznej części decydują warunki synoptyczne, na które składa się charakter i częstość występowania mas powietrznych oraz cyrkulacja atmosfery, pozostająca pod wpływem nieustannie zmieniającej się konfiguracji układów barycznych sterujących cyrkulacją atmosferyczną w skali całej Europy. W rejon Karkonoszy najczęściej, bo przez 64% dni w roku napływają pochodzące z południowego Atlantyku wilgotne masy powietrza polarnomorskiego (Pm) o względnie wysokiej temperaturze w chłodnej połowie roku, natomiast ochłodzonej w cieplej części roku i dlatego napływ takiego powietrza zimą oznacza ocieplenie i odwilż, a latem ochłodzenie oraz bez względu na porę roku duże zachmurzenie i opady. Na powietrze polarno-kontynentalne (Pk) napływające ze wschodu przypada 30% czasu, na spływające z północy powietrze arktyczne (A) – 4% oraz około 2% na masę powietrza zwrotnikowego (Z) z obszarów sąsiadujących z Europą od południa. Masa Pk jest względnie chłodna w zimowej połowie roku, natomiast względnie ciepła w połowie letniej, z kolei niezależnie od pory roku masa A jest zimna, a masa Z ciepła. Stąd np. fale upałów związane są z napływem powietrza Z lub Pk, a fale mrozów towarzyszą masom powietrza A lub Pk.

Pogoda cyklonalna i antycyklonalna

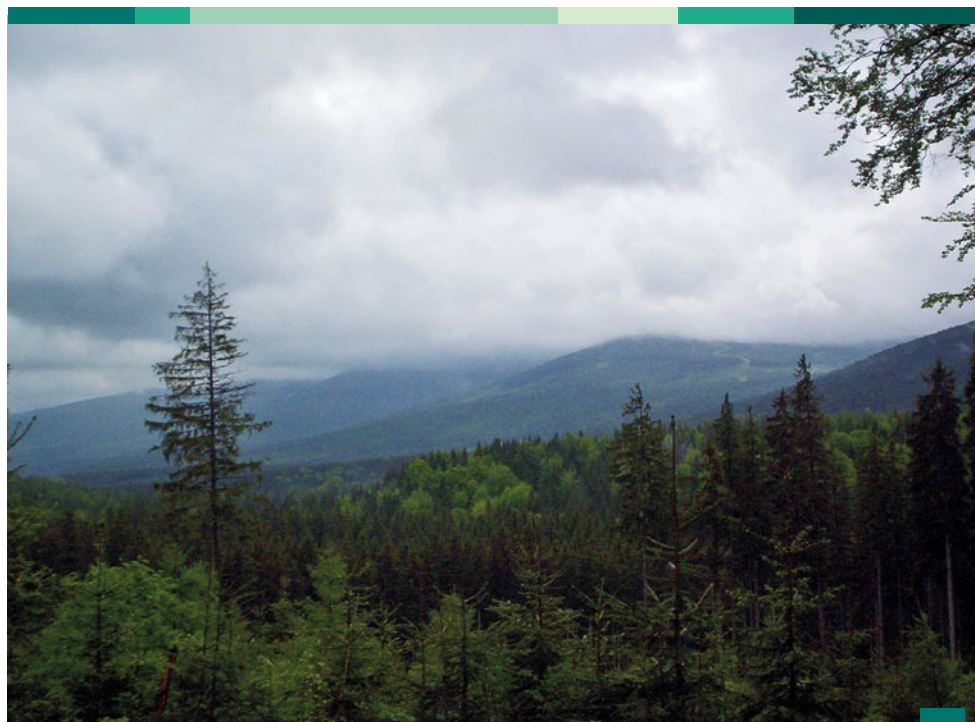
Sytuacje synoptyczne można podzielić na cyklonalne, kształtowane w warunkach występowania nizu barycznego i antycyklonalne, gdy zaznacza się wpływ wyżu, a następnie przypisać im kierunek, z którego napływa powietrze. Typ pogody cyklonalnej albo antycyklonalnej jest skojarzony z sobie tylko właściwymi warunkami pogodowymi. Typowe cechy pogody cyklonalnej to wstępujący ruch powietrza w dolnej i środkowej troposferze, wskutek czego powietrze podczas unoszenia ku górze ochładza się adiabatycznie (bez wymiany ciepła z otoczeniem), co prowadzi do kondensacji pary wodnej, wzrostu zachmurzenia i często do wystąpienia opadów atmosferycznych. Podczas pogody cyklonalnej (Ryc. 3) występuje zatem konsekwentny spadek temperatury ze wzrostem wysokości. W warunkach Karkonoszy pogoda cyklonalna łączy się zwykle z obecnością niskich chmur, których podstawy mogą stykać się ze stokami (Ryc. 4) – stąd w wyższych partiach gór z reguły występują

opady atmosferyczne, gęsta mgła oraz towarzyszący jej osad ciekły lub sadź. W wysokich partiach gór zwykle wieje silny wiatr, który zimą powoduje zjawisko zamieci (Ryc. 5), a w skrajnych przypadkach także zjawisko *white-out*. Warunki pogody cyklonalnej znacząco utrudniają funkcjonowanie człowieka w wysokich partiach gór, w tym np. uprawianie turystyki.

Pogoda antycyklonalna kształtowana jest przez wyż baryczny, w którym na dużym obszarze przeważa osiadanie, tzn. bardzo powolny ruch zstępujący powietrza z wyższej części troposfery ku warstwom dolnym (Ryc. 6). U podstawy warstwy osiadania tworzy się mniej lub bardziej wyraźna inwersja termiczna, poniżej której pozostaje tylko warstwa powietrza o grubości zwykle kilkuset metrów z „normalnym”



Ryc. 3. Schemat cyklonalnych warunków pogodowych w Karkonoszach. (Rodzaje chmur: Sc – stratocumulus, Ns – Nimbostratus, Cb – Cumulonimbus).



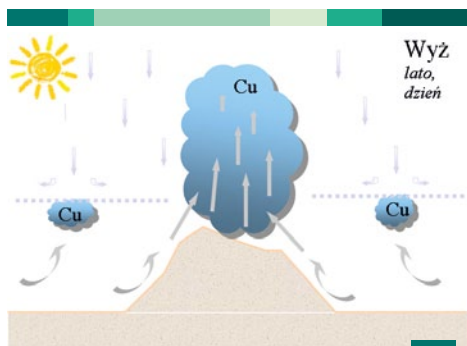
Ryc. 4. Pogoda cyklonalna, nisko zawieszone podstawy chmur z rodzaju Stratocumulus dotykają północnych stoków Szrenicy i Łabskiego Szczytu (28.05.2006, fot. M. Godek).

spadkiem temperatury wraz ze wzrostem wysokości. Z osiadaniem powietrza wiąże się jego ogrzewanie i spadek wilgotności względnej. Podczas bezchmurnych i bezwietrznych nocy przy podłożu tworzy się nocna radiacyjna inwersja temperatury, która przed południem zanika.

Pogodę antycyklonalną cechują duże dobowe różnice temperatury i wilgotności względnej powietrza, małe zachmurzenie, brak opadów, słaby wiatr przechodzący w noc w ciszę atmosferyczną oraz występowanie w nocy osadów atmosferycznych w postaci rosy lub szronu i - na spłaszczeniach terenu oraz w dnach form wklęsłych – radiacyjnej mgły przyziemnej. Pogoda antycyklonalna z dużą intensywnością promieniowania słonecznego podczas dnia (Ryc. 7) powoduje zróżnicowanie warunków pogodowych na stokach o wystawie północnej i po-



Ryc. 5. Zamięć śnieżna wysoka na północnym stoku Szrenicy w Karkonoszach Zachodnich, śnieg unoszony z podłoża przez wiatr znacząco ogranicza widzialność poziomą (13.03.2008, fot. M. Kowalczyk).



Ryc. 6. Schemat antycyklonalnych warunków pogodowych latem w Karkonoszach (Cu – Cumulus, chmury kłębiaste).

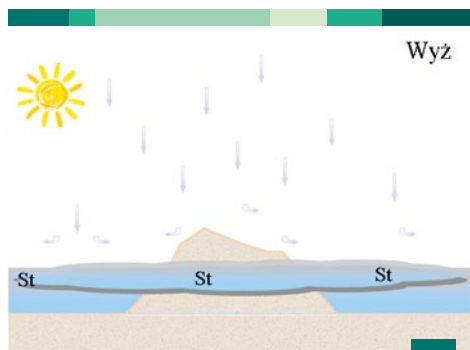
łudniowej, a także pomiędzy wypukłymi i wklęsłymi formami terenu. W tym typie pogody dochodzi także do rozwoju w rytmie dobowym lokalnych ruchów powietrza o genezie termicznej w postaci wiatru stokowego, dolinnego i górskiego (Ryc. 6). Jeśli pogodzie antycyklonalnej towarzyszy niezbyt gruba warstwa chmur w piętrze średnim lub górnym, kontrasty ogrzewania stoków o różnej ekspozycji są mniejsze (Ryc. 8).



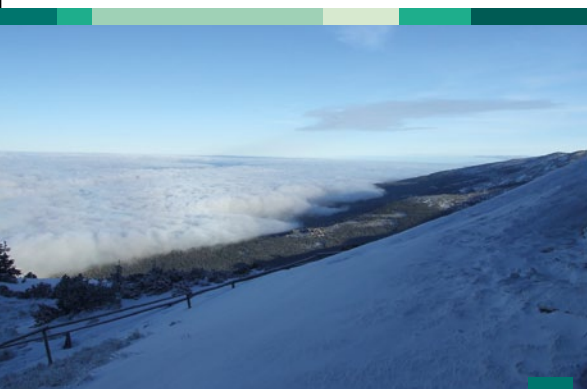
Ryc. 7. Pogoda antycyklonalna bezchmurna w Karkonoszach. Ciemnoniebieski kolor nieba świadczy o wyjątkowej czystości i suchości atmosfery, do podłoża dociera bezpośrednie promieniowanie słoneczne o dużym natężeniu, a rozpraszanie promieniowania jest bardzo małe (fot. M. Błaś).



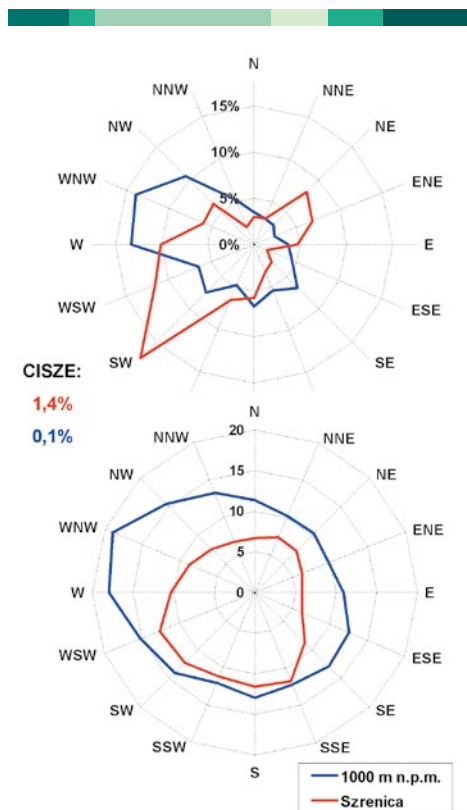
Ryc. 8. Pogoda antycyklonalna z chmurami Altostratus. Energia słoneczna, dociera do podłoża głównie jako promieniowanie rozproszone (fot. T. Nasiółkowski).



Ryc. 9. Schemat antycyklonalnych warunków pogodowych zimą w Karkonoszach. (St – Stratus, chmury warstwowe).



Ryc. 10. Pogoda antycyklonalna zimą, charakterystyczne morze chmur styka się z północnymi stokami Karkonoszy na wysokości ok. 1000 m n.p.m. (10.01.2011, fot. M. Godek).

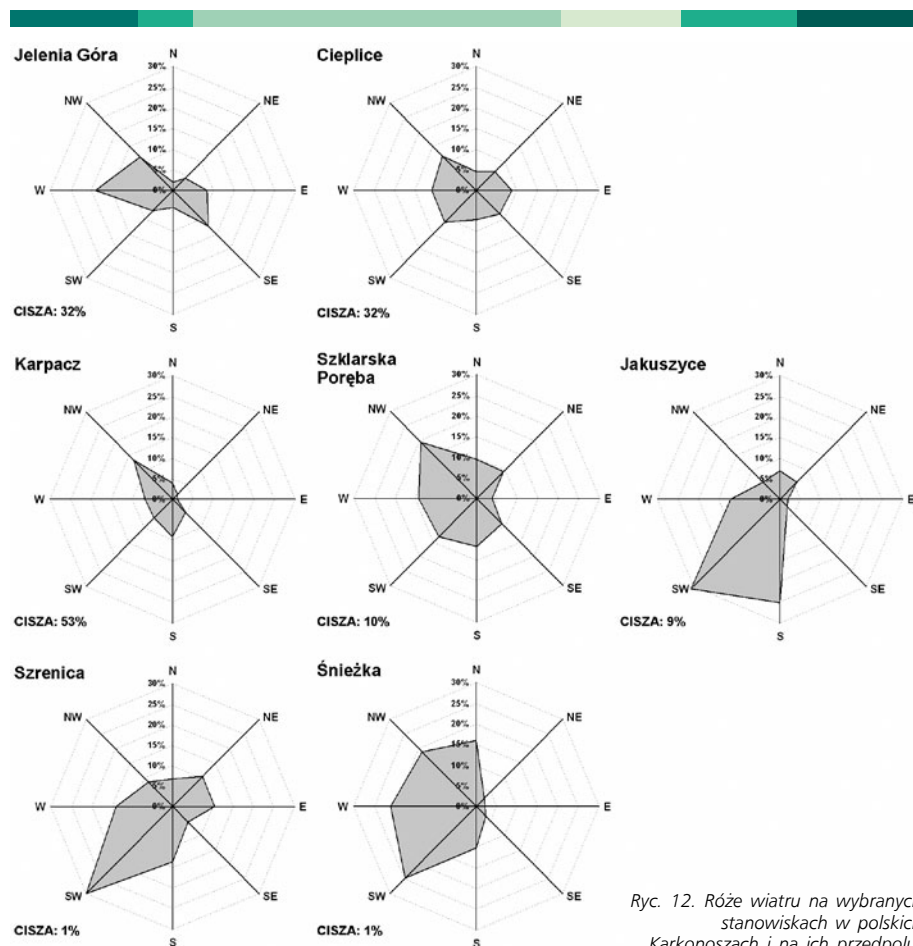


Ryc. 11. Porównanie kierunku (u góry) i prędkości wiatru (u dołu) w swobodnej atmosferze poza górami na wysokości 1000 m n.p.m. oraz na Szrenicy.

W chłodnej połowie roku podczas pogody antycyklonalnej w Kotlinie Jeleniogórskiej i w dolnych partiach Karkonoszy zwykle panuje jednak pogoda pochmurna, wilgotna i chłodna, której towarzyszą zamglenia, opady często marznącej mżawki i podniesione stężenia zanieczyszczeń atmosferycznych (Ryc. 9). Tak dzieje się, gdy warstwa powietrza poniżej poziomu inwersji z osiadania zawiera dużo wilgoci i w warunkach krótkiego dnia nie jest wystarczająco ogrzewana przez słońce. Tymczasem powyżej poziomu inwersji panuje słoneczna, sucha i stosunkowo ciepła pogoda (Ryc. 10).

Kierunek i prędkość wiatru

Powietrze w swobodnej atmosferze napływa nad Karkonosze wzdłuż izobar z ciśnieniem niskim po lewej, a wysokim po prawej stronie w stosunku do kierunku ruchu, jednak wskutek silnego tarcia o urozmaicone i w znacznej części zalesione podłoże wykazuje wyraźny skręt w lewo zgodny z kierunkiem poziomego gradientu ciśnienia (Ryc. 11). Oznacza to, że przy przewadze cyrkulacji zachodniej na wierzchowinie dominować będzie południowo-zachodni i południowy kierunek wiatru. Konsekwencją jest przewaga sytuacji, w której stroną dowiejtrzną, gdzie powietrze ulega spiętrzaniu jest czeska strona gór, a stroną zawiejtrzną strona polska. Rzutuje to na charakterystyczne zróżnicowanie termiczne, opadowe i trwałość pokrywy śnieżnej po obu stronach gór. To dlatego kierunki wiatru w stacjach meteorologicznych na obszarze Karkonoszy (Ryc. 12) układają się w bardzo charakterystyczny sposób. W Jakuszycach, na Szrenicy i do pewnego stopnia na Śnieżce występuje zwiększony udział łączny kierunku południowego i południowo-zachodniego. Bardzo wyraźne jest zróżnicowanie średniej prędkości wiatru, która jest bardzo wysoka w strefie grzbietowej,



Ryc. 12. Różne wiatru na wybranych stanowiskach w polskich Karkonoszach i na ich przedpolu.

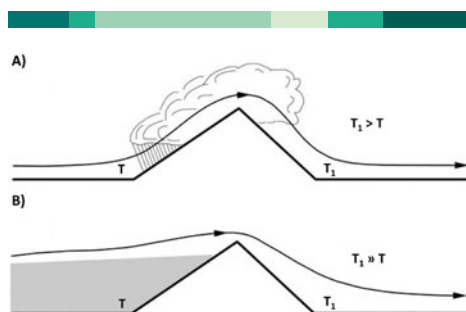
maleje w dół stoków i osiąga minimum w miejscowościach u podnóża Karkonoszy, np. w Karpaczu, gdzie przez ponad 50% czasu występuje cisza, a kształt róży wiatru jest dyktowany przez lokalną rzeźbę i szorstkość podłoża.

Wiatr opadający – fen i bora

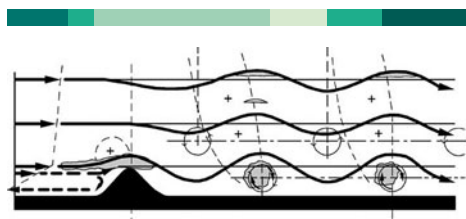
Charakterystyczne efekty ruchu powietrza w postaci tzw. wiatrów opadających powstają przy pokonywaniu Karkonoszy przez strumień cyrkulacji atmosferycznej w skali synoptycznej. Należą do nich ciepły fen (KWIATKOWSKI 1972, 1975) i chłodna bora (MEGA 2001). Fen, znany z polskich Tatr jako wiatr halny, występuje w Karkonoszach najczęściej przy południowej i południowo-zachodniej cyrkulacji podczas zbliżania się od zachodu niżu atmosferycznego i jednoczesnego ustępowania wyżu na wschód. W takich warunkach powietrze pokonuje grzbiety górskie zorientowane prostopadle do linii prądu, wskutek czego ulega przyspieszeniu pod wpływem lokalnie zwiększonego poziomego gradientu ciśnienia. Typowe cechy fenu to wyraźny wzrost temperatury i obniżenie wilgotności względnej po stronie zawietrznej oraz bardzo duża prędkość wiatru, która w strefie grzbietowej i na stokach zawietrznych może dochodzić do 60 m/s. Gdy powietrze płynące w poprzek grzbietu Karkonoszy pozostaje w stanie równowagi obojętnej, charakterystyczne cechy fenu zaznaczają raczej słabo (Ryc. 13A), a wzrost temperatury po stronie zawietrznej względem stoków dowietrznych wynikający z wydzielania się w masie powietrznej ciepła kondensacji nie przekracza na ogół 2°C. W warunkach równowagi stałej, szczególnie gdy na południe od Karkonoszy występuje inwersja z osiadania, różnica temperatury pomiędzy południową stroną dowietrzną a północną stroną zawietrzną może sięgać nawet 10°C, a powietrze zstępujące po stronie zawietrznej pochodzi z warstwy zalegającej ponad stagnującym po stronie dowietrznej powietrzem chłodnym (Ryc. 13B).

Wiatr po stronie zawietrznej jest bardzo turbulentny i porywisty, powodując szkody w lasach i infrastrukturze. Ważnym skutkiem działania fenu na stokach zawietrznych są gwałtowne odwilże, które nieraz powodują podczas jednej zimy parokrotne zanikanie pokrywy śnieżnej, a nawet przyczyniają się do przedwczesnego rozpoczęcia wiosennej wegetacji. Nad górami i po stronie zawietrznej powstają stojące fale (Ryc. 14), zaznaczone chmurami stacjonarnymi. Fen w Sudetach występuje w wielu miejscach, w tym także w północnej części sąsiednich względem Karkonoszy Gór Izerskich, jednak nigdzie nie osiąga takiej intensywności jak właśnie w Karkonoszach.

Niewiele uwagi w odniesieniu do Karkonoszy poświęcono dotąd wiatrowi typu bora. Jest to chłodny i suchy wiatr po zawietrznej stronie gór, wiejący zgodnie ze spadkiem terenu i czerpiący swą energię z różnicy gęstości powietrza względem powietrza otaczającego. W Sudetach Zachodnich często wieje on z prędkością większą niż 10 m/s, jednak mniejszą niż zdarza się to w fenie. Bora występuje w sytuacji, gdy po południowej stronie gór w kontakcie z podłożem zalega warstwa powietrza zimnego, która nie osiąga grzbietu Karkonoszy, jednak wykracza ponad poziom najniższych przełęczy Grzbietu Głównego (Śląskiego) – Przełęczy Szklarskiej (886 m n.p.m.), a także Karkonoskiej – Dolek (1178 m n.p.m.). Najwyraźniej zaznacza się jednak na obrzeżach Karkonoszy, szczególnie w Bramie Lubawskiej (516 m n.p.m.). W takich warunkach gęste i zimne powietrze 'przelewa się' przez przełęcze na północ-



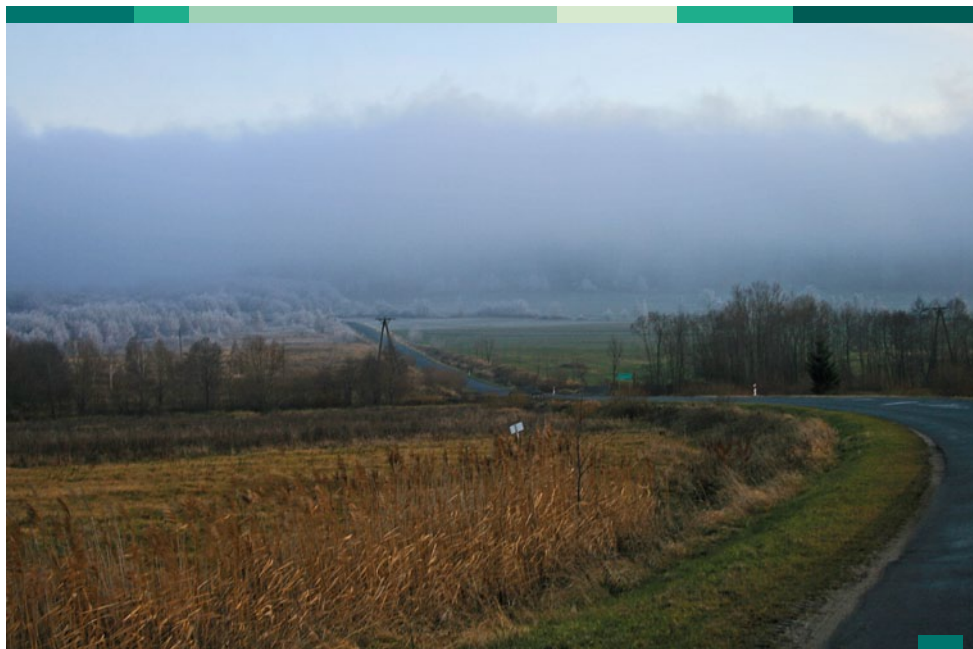
Ryc. 13. Schemat powstawania fenu w warunkach równowagi obojętnej (A) i równowagi stałej po dowietrznej stronie gór (B); szarą barwą zaznaczono warstwę chłodnego powietrza w obrębie warstwy granicznej atmosfery (na podstawie Barry 2008, z modyfikacjami autorów). Objaśnienie: T – temperatura powietrza.



Ryc. 14. Powstawanie zjawisk i chmur falowych, wału fenu oraz chmur rotorowych podczas występowania fenu (na podstawie Barry 2008).

ną stronę gór, spływa zgodnie ze spadkiem terenu i w końcu miesza się z cieplejszym powietrzem w otoczeniu, przez co wiatr zanika. Bora może wiać w tych samych miejscach w przeciwną stronę – wtedy w Czechach bywa nazywana *polak*.

Często zdarza się, że fen i bora występują jednocześnie, powodując powstanie dużych różnic temperatury powietrza po północnej stronie gór: ciepły fen spływając z poziomu grzbietu głównego oddziałuje na północnych stokach Karkonoszy, na Pogórzu Karkonoskim i dalej ku północy; chłodna bora obejmuje swym zasięgiem Bramę Lubawską i Kotlinę Kamiennogórską oraz w mniejszej skali dolinę górnej Kamiennej od Jakuszyca po Szklarską Porębę oraz Kozacką Dolinę po zawiętrznej stronie Przełęczy Karkonoskiej. Cyrkulacji lokalnej tego typu mogą towarzyszyć podinwersyjne chmury warstwowe z południowej strony Karkonoszy, które wkraczają na stronę północną wzdłuż wymienionych obniżień terenowych i stopniowo zanikają wskutek adiabatyicznego ogrzewania. Zjawisko takie jest najczęstsze i osiąga największy zasięg w obszarze Bramy Lubawskiej i Kotliny Kamiennogórskiej (Ryc. 15).



Ryc. 15. Wiatr bora intensywny przepływ zimnego powietrza wraz z niskimi chmurami przez Bramę Lubawską ku północy (27.11.2011, fot. G. Gałek).

Bryza górską i dolinną

Bryza górską i dolinną to lokalna cyrkulacja wzbudzona termicznie, która występuje w Karkonoszach tylko w warunkach małego zachmurzenia i słabej cyrkulacji w skali synoptycznej. Bryza dolinna, związana z unoszeniem powietrza w górę nagranych stoków, pojawia się rano trwając do późnego popołudnia i jest skierowana ku szczytom i grzbietom górskim. W Karkonoszach jest ona zjawiskiem powszechnym, chociaż często bywa niezauważona z uwagi na swoją małą prędkość i chwilowe zanikanie. Działanie takiej cyrkulacji lokalnej podczas pogodnego dnia może prowadzić do przemieszczenia porcji powietrza o dużej objętości z przedpola gór w ich wyższe partie i dalej ku górze, wraz z prądami konwekcyjnymi powstającymi nad górami. Efektem widocznym od przedpołudnia jest tworzenie się ponad szczytami chmur Cumulus o genezie konwekcyjnej (Ryc. 6 i 16) lub zmętnienia powstałego przez wzrost stężenia pyłu przyniesionego z bardziej zanieczyszczonego przedpola gór.

Bryza górską wieje w nocy zgodnie ze spadkiem terenu i powstaje pod wpływem radiacyjnego ochładzania powierzchni nachylonych (Ryc. 17). Nocna inwersja radiacyjna osiąga duże natężenie tylko w miejscach płaskich, zwłaszcza w dnach wklęsłych form terenu. Na stokach górskich jest płytka i słaba, bowiem powietrze wychładzające się od podłoża odpływa grawitacyjnie w dół zasilając zastój zimnego powietrza gromadzącego się



Ryc. 16. Bryza dolinna nad Karkonoszami – dzienna konwekcja ponad górami doprowadza do powstania chmur Cumulus nad rejonem Wielkiego Szyszaka (widok z Kozich Hřbetůw, 10.07.2010, fot. M. Godek).

w dnie doliny lub w kotlinie górskiej. Bryza górską najczęściej ma charakter słabych pulsujących spływów powietrza w płytkiej warstwie nie przekraczającej paru metrów grubości. W dolinach o stosunkowo dużym spadku podłużnym, a takie dominują w Karkonoszach, powietrze nie podlega stagnacji, tylko przyjmując postać wiatru górskiego nadal przemieszcza się w dół wzdłuż osi doliny aż do osiągnięcia płaskiego dna Kotliny Jeleniogórskiej. Tutaj powietrze nadal podlega ochładzaniu od podłoża, co w drugiej połowie nocy i nad ranem prowadzić może do pojawienia się dużych różnic temperatury pomiędzy zimną kotliną a względnie ciepłymi stokami. Bryza górską w Karkonoszach jest wyraźniej wyczuwalna niż bryza dolinna, szczególnie w nielicznych bezleśnych odcinkach dolin o zmniejszonej szorstkości podłoża.

Cyrkulacja wzbudzona termicznie jest w Karkonoszach mało wyraźna, ale jedną z jej konsekwencji jest całodobowe wysokie stężenie ozonu obserwowane wiosną i latem w warunkach antycyklonalnych



Ryc. 17. Bryza górską w dolinie Szklarki – o wschodzie słońca w pobliżu podłoża zaznacza się jeszcze grawitacyjny spływ zimnego powietrza podkreślony dymem ze słabego ogniska, a powyżej występuje kompensacyjny przeciwny ruch powietrza widoczny dzięki dymowi z silniejszego ogniska (wczesna wiosna ok. 1995 roku, widok ze Szrenicy, fot. W. Gorączko).

w wyższych partiach gór (stacja Państwowego Monitoringu Środowiska Śnieżne Kotły), w odróżnieniu od dolin, gdzie występuje gwałtowny nocny spadek stężenia. Wysokie stężenie ozonu, szkodliwe szczególnie dla roślin, powstaje przez swego rodzaju pompowanie podczas dnia przez bryzę dolinną tego gazu i jego prekursorów w górną część warstwy granicznej atmosfery i izolowanie tej warstwy w nocy od dostawy tlenu azotu warunkującego rozpad cząsteczek ozonu.

Temperatura powietrza

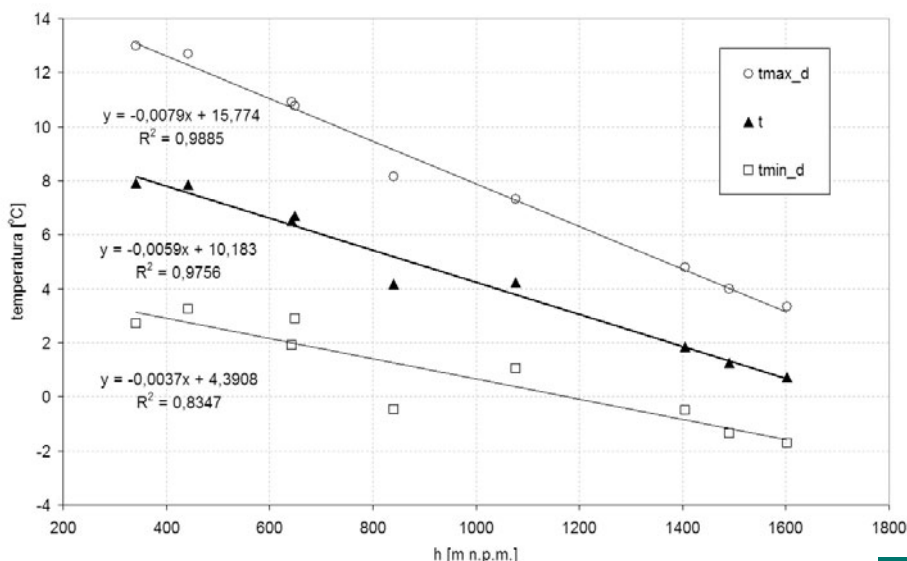
Na zróżnicowanie temperatury powietrza w Karkonoszach ma wpływ szereg czynników: wysokość nad poziomem morza, nachylenie i ekspozycja terenu, położenie w obrębie stokowej północnej części Karkonoszy niemal pozbawionej powierzchni płaskich i w dalszej kolejności rodzaj pokrycia terenu. Zmiany temperatury z wysokością przebiegają w zgoła odmienny sposób, gdy powietrze podlega mieszaniu w stosunku do sytuacji bez mieszania. W pierwszym przypadku mieszanie powietrza zachodzi pod wpływem konwekcji lub mechanicznej turbulencji. W warstwie podlegającej mieszaniu dochodzi do ustalenia się systematycznego spadku temperatury wraz z przyrostem wysokości. Takie warunki występują głównie podczas dnia, kiedy podłoże atmosfery pochłania promieniowanie słoneczne i nagrzewa się oraz niezależnie od pory dnia, gdy występują turbulencyjne zawirowania pod wpływem wiatru. Sytuacja z ograniczeniem pionowej wymiany powietrza najczęściej zachodzi wówczas, gdy powietrze chłodne o podwyższonej gęstości gromadzi się w pobliżu podłoża atmosfery, a nad nim zalega powietrze cieplejsze. W ten sposób dochodzi do powstania tzw. inwersji termicznej oznaczającej, że temperatura w obrębie warstwy objętej inwersją spada wraz przyrostem wysokości. Taka sytuacja najczęściej zdarza się nocą przy małym zachmurzeniu, gdy brak jest ogrzewania przez promieniowanie słoneczne i podłoże szybko ochładza się pod wpływem wypromieniowania ciepła w przestrzeń kosmiczną. Zróżnicowanie temperatury powietrza w terenie o urozmaiconej rzeźbie, którym są Karkonosze kształtuje się w odmienny sposób w zależności od pory dnia oraz od pory roku. Podczas dnia, szczególnie wiosną i latem, należy oczekiwać stosunkowo szybkiego spadku temperatury z wysokością, natomiast w nocy oraz jesienią i zimą tempo obniżania temperatury z wysokością jest zmniejszone. Zatem stosunki termiczne należy charakteryzować nie tylko przez średnią temperaturę powietrza, ale także poprzez dobowe maksima i minima temperatury z uwzględnieniem wartości skrajnych.

Do właściwego opisu warunków termicznych w Karkonoszach wraz z otuliną niezbędna jest odpowiednia sieć pomiarowa reprezentująca różne strefy wysokościowe i formy rzeźby terenu występujące w samych górach i ich bliskim sąsiedztwie. Z tego powodu opis stosunków termicznych oparto na danych pomiarowych z pięciolecia 1934-1938 (Tab. 2), pochodzących z 9 stacji reprezentujących główne piętra wysokościowe i formy rzeźby terenu w samych Karkonoszach i ich sąsiedztwie. Rozpatrywane stacje obejmują swym zasięgiem przedział wysokościowy ponad 1200 m sięgając od dna Kotliny Jeleniogórskiej (Cieplice, 342 m n.p.m.) po najwyższy szczyt Śnieżkę (1602 m n.p.m.).

Tab. 2. Sezonowy przebieg średniej miesięcznej temperatury powietrza w Karkonoszach.

	H ^{x)}	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok
Cieplice	342	-2,4	-1,8	3,9	6,9	12,7	16,4	17,1	15,8	13,1	8,0	4,0	-0,6	7,9
Miłków	443	-1,0	0,1	3,5	6,6	11,7	16,0	16,6	15,7	13,1	8,0	4,0	0,0	7,9
Szklarska Por.	643	-2,1	-1,3	1,9	5,0	10,5	14,4	15,2	14,3	11,5	6,8	2,9	-0,9	6,5
Karpacz	650	-2,0	-1,1	2,2	5,1	10,6	14,8	15,4	14,7	11,9	6,8	2,9	-0,9	6,7
Hala Izerska	840	-4,4	-3,7	-0,6	2,4	8,2	12,3	12,9	12,0	9,1	4,6	0,6	-3,2	4,2
Polana	1077	-4,0	-3,5	-0,3	2,1	7,9	11,6	12,4	12,1	9,7	4,2	0,9	-2,5	4,2
Schr. ks. Henryka	1405	-6,3	-5,8	-2,6	-0,6	5,4	9,2	10,1	9,9	7,3	1,9	-1,2	-4,8	1,9
Śnieżne Kotły	1490	-6,7	-6,3	-3,1	-0,9	4,8	8,4	9,3	9,2	6,5	1,3	-1,8	-5,5	1,3
Śnieżka	1602	-7,0	-6,6	-3,7	-1,7	3,9	7,6	8,5	8,4	5,9	0,8	-2,0	-5,5	0,7

^{x)} wys. n.p.m. [m]



Ryc. 18. Zależność średniej rocznej temperatury (t), średnich maksimumów dobowych ($t_{\max_d}$) i średnich minimumów dobowych ($t_{\min_d}$) w rejonie Karkonoszy od wysokości nad poziomem morza (h).

Średnia roczna temperatura

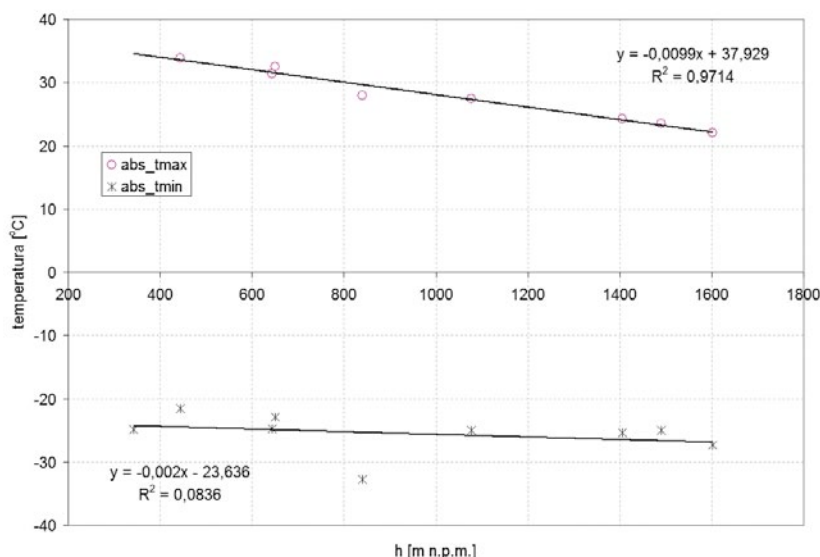
Najbardziej syntetyczną wielkością klimatologiczną, która charakteryzuje stosunki termiczne jest średnia roczna temperatura powietrza (HESS 1966). W Karkonoszach jej wartość zmienia się od $7,9^{\circ}\text{C}$ w strefie wysokościowej 350-450 m n.p.m. tzn. w Kotlinie Jeleniogórskiej i dolnych częściach Pogórza Karkonoskiego, w tym także w dużej części enklawy KPN wokół góry Chojnik, po $0,7^{\circ}\text{C}$ na Śnieżce (Ryc. 18). Spadek temperatury z wysokością jest bardzo wyraźny i średnio wynosi $0,59^{\circ}\text{C}$ na 100 m różnicy wysokości.

Wyraźne odstępstwa ujemne wykazuje Hala Izerska z temperaturą $4,2^{\circ}\text{C}$ czyli około 1°C mniej niż wynika to z wpływu samej wysokości oraz Cieplice (odpowiednio $7,9^{\circ}\text{C}$ i $-0,3^{\circ}\text{C}$). Występowanie ujemnej anomalii termicznej w obydwu przypadkach jest uwarunkowane położeniem posterunku pomiarowego w dniu lokalnej wklęsłej formy terenu, gdzie często dochodzi do gromadzenia zimnego powietrza w warunkach przygruntowej inwersji termicznej z wypromieniowania. Szczególnie silna anomalia ujemna występuje na Hali Izerskiej, gdzie brak jest ocieplającego wpływu fenu, który z kolei jest notowany ze znaczną częstotliwością w obszarze Kotliny Jeleniogórskiej.

Z drugiej strony odchylenia dodatnie w granicach $0,2\text{-}0,4^{\circ}\text{C}$ wykazują stanowiska Miłków, Karpacz i Polana, wszystkie położone we wschodniej części obszaru, gdzie ciepły fen występuje ze zwiększoną częstotliwością (KWIATKOWSKI 1985). Istotną rolę odgrywa także nachylenie terenu sprawiające, że chłodne powietrze powstające przy wypromieniowaniu ciepła nie gromadzi się, tylko odpływa grawitacyjnie w stronę niższych partii stoków. Na szczególną uwagę zasługuje fakt, że średnia roczna temperatura w Karkonoszach (Polana) jest taka sama, jak na wysokości aż o 240 m mniejszej we wnętrzu Gór Izerskich (Hala Izerska), leżących w bliskim sąsiedztwie. Oznacza to, że piętrowość termiczna w miejscach nieznacznie od siebie oddalonych jest silnie zaburzona, co może mieć wpływ na zróżnicowanie pionowego zasięgu pięter leśnych. Zestawienie tych miejsc pokazuje też, że w kształtowaniu warunków termicznych ważniejsza bywa forma terenu niż ekspozycja dośłoneczna lub przeciwna. Relatywnie ciepłe stanowisko Polana położone jest na północno-wschodnim skłonie Karkonoszy, a bardzo chłodna dolina Izery w obrębie Hali Izerskiej jest słabo nachylona ku południowemu wschodowi.

Dobowe i absolutne ekstrema temperatury

Interesujących informacji dostarcza także zmienność średnich rocznych dobowych maksimum i minimum temperatury (Ryc. 18). Maksima dobowe temperatury występujące najczęściej, chociaż nie zawsze, wczesnym popołudniem, nawiązują szczególnie silnie do wysokości i maleją w tempie $0,79^{\circ}\text{C}$ na 100 m.



Ryc. 19. Zależność absolutnych maksimów (abs_tmax) i minimów temperatury powietrza (abs_tmin) w rejonie Karkonoszy od wysokości nad poziomem morza (h).

Minima dobowe temperatury kształtowane są w dwojaki sposób. W warunkach małego lub umiarkowanego zachmurzenia minimum dobowe kształtuje się pod wpływem nocnego spadku temperatury i inwersji z wypromiowania, której nasilenie jest największe w godzinach poprzedzających wschód słońca. Podczas pochmurnej pogody niżowej inwersja zwykle nie występuje i minima temperatury wyraźnie maleją z przyrostem wysokości. Stąd też średnie minima dobowe stanowią wypadkową tych dwóch sytuacji, a ich statystyczna zależność od wysokości jest słabsza: spadek z wysokością jest ponad dwukrotnie mniejszy niż maksimów i wynosi $0,37^{\circ}\text{C}$ na 100 m.

Minimum dobowe na Hali Iżerskiej wykazuje jeszcze większą anomalię ujemną ($-1,7^{\circ}\text{C}$) w stosunku do wysokości niż temperatura średnia roczna i jest zbliżone do wartości spotykanych dopiero ponad 500 m wyżej (rejon dawnego schroniska Księcia Henryka nad Wielkim Stawem). Tak wyraźne obniżenie średniego minimum dobowego temperatury na Hali Iżerskiej tym bardziej podkreśla odrębność klimatyczną tego obszaru w stosunku do podobnej strefy wysokościowej w samych Karkonoszach. Jednocześnie zaznacza się podwyższenie obserwowanych minimów dobowych w stosunku do wartości przewidywanych równaniem regresji na stowiskach Miłków, Karpacz i Polana o odpowiednio 0,5; 0,9 i $0,7^{\circ}\text{C}$.

Ekstrema absolutne to skrajne wartości rozpatrywanej zmiennej odnotowane podczas całej serii pomiarowej, w przypadku temperatury powietrza jest to więc odpowiednio najwyższa i najniższa wartość dobowego maksimum i minimum w całym ciągu danych. W odniesieniu do obszaru Karkonoszy maksima absolutne wykazują bardzo silny związek z wysokością, natomiast w przypadku absolutnych minimów ten związek niemal zanika (Ryc. 19). Analiza minimów dobowych i absolutnych pokazuje, że największe zagrożenie przymrozkami panuje na Hali Iżerskiej, gdzie mogą one występować nawet w środku lata, a Karkonosze w strefie poniżej górnej granicy lasu stanowią obszar o stosunkowo małym zagrożeniu, trudniejsze pod tym względem warunki panują w dnie Kotliny Jeleniogórskiej. W dolnych partiach gór zwiększone zagrożenie przymrozkami pojawia się tylko w obrębie wciętych dolin górskich (Szklarska Poręba). Jedynym miejscem w Karkonoszach o bardzo dużym zagrożeniu występowaniu przymrozków, jednak mniejszym niż na Hali Iżerskiej, jest dolina Kamiennej w rejonie Jakuszy.

Sezonowy przebieg temperatury

Przebieg temperatury w ciągu roku nawiązuje do dopływu energii promieniowania, zależnej od długości dnia i kąta padania promieni słonecznych. W zamieszczonym zestawie danych (Tab. 2) najchłodniejszym i najcieplejszym miesiącem na wszystkich stacjach są odpowiednio styczeń i lipiec. Średnia temperatura stycznia zmienia się od $-1,0^{\circ}\text{C}$ w Miłkowie na Pogórzu Karkonoskim do $-7,0^{\circ}\text{C}$ na Śnieżce. Zwraca uwagę odstępstwo

od reguły spadku temperatury z wysokością w przypadku stacji reprezentujących płaskie dna kotlin (Cieplice i Hala Izerska), co wynika z często zaznaczających się w tych miejscach nocnych radiacyjnych inwersji temperatury. Kontrast termiczny w całym profilu wysokościowym jest większy w lipcu, gdy temperatura spada konsekwentnie ze wzrostem wysokości od 17,1°C w Cieplicach do 8,5°C na Śnieżce. W tej porze roku noc jest najkrótsza, stąd inwersja radiacyjna w formach wklęsłych również trwa krócej, powodując mniejsze niż zimą obniżenie średniej temperatury w stosunku do innych form terenu o podobnej wysokości.

Warto zaznaczyć, że w danym roku z uwagi na wahania warunków synoptycznych terminy wystąpienia sezonowego maksimum temperatury mogą znacząco odbiegać od warunków przeciętnych i dlatego najchłodniejszym miesiącem może być także luty lub grudzień, a sporadycznie nawet listopad albo marzec. W przypadku lata zdarza się, że najcieplejszym miesiącem oprócz lipca bywają także czerwiec lub sierpień.

Wskutek występowania bezwładności termicznej atmosfery powietrze osiąga najwyższą i najniższą temperaturę z opóźnieniem 2-6 tygodni względem odpowiednio dnia przesilenia letniego i zimowego. W warunkach górskich najmniejsze takie opóźnienie zaznacza się we wklęsłych formach terenu, natomiast jest ono większe w wyższych partiach gór. Z tego powodu na Śnieżce i pozostałych stacjach z grzbietu Karkonoszy temperatura sierpnia jest zbliżona do lipca i znacząco wyższa od czerwca, podczas gdy w dolnych partiach gór i w dnach kotlin ten kontrast jest mniejszy, a nawet czerwiec może być cieplejszy od sierpnia. Podobny efekt występuje także w przypadku sezonowego minimum temperatury, powodując na przykład, że luty na Śnieżce jest bardzo podobny termicznie do stycznia, a w zależności od wielolecia, z którego wyliczono wartości średnie, może stawać się nawet najchłodniejszym miesiącem roku.

Roczna amplituda temperatury czyli różnica między średnią temperaturą najcieplejszego i najzimniejszego miesiąca jest największa u podnóża gór w obrębie dna Kotliny Jeleniogórskiej (Cieplice 19,5°C), stopniowo maleje w obrębie Pogórza Karkonoskiego (Miłków 17,6°C) i na dolnym odcinku stoku Karkonoszy (Karpacz 17,4°C) przez środkową część stoku (Polana 17,1°C) po wierzchowinę (Schronisko Ks. Henryka 15,6°C) i szczyt Śnieżki (15,6°C). Małe amplitudy roczne na szczytach Karkonoszy są przejawem tzw. nadoceanizmu gór.

Prawidłowości przestrzennego rozkładu temperatury

Przystępując do regionalnego ujęcia stosunków termicznych konieczne jest odniesienie się do przyjętego w literaturze podziału zaproponowanego przez KWIATKOWSKIEGO i HÓLDYSA (1985). Otóż w myśl ich koncepcji polska część Karkonoszy pozostaje w granicach dwóch odrębnych subregionów: karkonosko-izerskiego (K-Iz) i wschodniokarkonoskiego (E-K). Granica między nimi w strefie grzbietowej przebiega w osi Przełęczy Karkonoskiej, natomiast w środkowych i niższych partiach gór przesunięta jest jeszcze dalej na wschód poza Borowice, po linię Słonecznik – Czoło – Grabowiec. Subregion K-Iz okazał się być znacząco chłodniejszy od subregionu E-K a różnice klimatyczne między wschodnimi Karkonoszami i zachodnimi Karkonoszami bardziej znaczące niż między Karkonoszami a Górami Izerskimi.

Naszym zadaniem taki podział nie jest adekwatny do rzeczywistości, a wynika z przyjęcia danych ze stacji Jakuszyce jako reprezentatywnych dla środkowego piętra wysokościowego całego subregionu K-Iz. Stacja Jakuszyce w sensie formalnym faktycznie jest położona w Karkonoszach na wysokości 860 m n.p.m., na prawym brzegu rzeki Kamienna stanowiącej granicę między Karkonoszami i Górami Izerskimi, ale w warunkach zasadniczo odmiennych od pasa wysokościowego 700-1000 m n.p.m. ciągnącego się przez zachodnie Karkonosze wiele kilometrów od stoków Babińca na zachodzie po Kozacką Dolinę poniżej Przełęczy Karkonoskiej na wschodzie. W naszej opinii stacja w Jakuszycach reprezentuje warunki dna doliny o małym spadku, gdzie bardzo często dochodzi do silnego obniżenia temperatury przez gromadzenie zimnego powietrza podczas nocnego wypromieniowania ciepła z podłoża. Świadczą o tym bardzo niskie wartości temperatury minimalnej (GŁOWICKI 2005), która podczas wszystkich miesięcy w roku, nie wyłączając nawet lata, może spadać poniżej 0°C. Pod tym względem Jakuszyce przypominają warunki panujące we wklęsłych formach terenu rozległego plateau Gór Izerskich, w tym na Hali Izerskiej, natomiast nie mają swego odpowiednika w żadnym innym miejscu w polskiej części Karkonoszy.

Faktem jest, że w zachodnich Karkonoszach poza Jakuszcami nigdy nie funkcjonowała regularna stacja pomiarowa w środkowej partii stoku, nie uprawnia to jednak do traktowania danych z Jakuszyce jako adekwatnych dla całych zachodnich Karkonoszy. Wydaje się, że pod tym względem znacznie bardziej reprezentatywne dla stoków także zachodnich Karkonoszy są dane z dwóch stacji stokowych spoza tego subregionu (Polana i Wang) we wschodniej części gór. O podobieństwie warunków termicznych w pasie stoku zachodnich Karkonoszy do tych panujących we wschodniej części i jednocześnie o ich odmienności w stosunku do Jakuszyce mogą także świadczyć niepublikowane rezultaty pomiarów terenowych prowadzonych na północnym stoku Szrenicy (WĄSIK 1977; DANKO 1979; SZCZEPANIAK 1979).



Ryc. 20. Powietrzny wodospad czyli przelewanie chłodnego i wilgotnego powietrza przez grzbiet górski, tutaj z Kotła Łomniczki w Obłi Dul; ponadto na drugim planie (na prawo od cienia Śnieżki) widoczne mgły radiacyjne na Równi pod Śnieżką zaznaczające zasięg nocnego zastoiska chłodnego powietrza (wschód słońca 17.08.2012, fot. T. Nasiółkowski).

Obszar Karkonoskiego Parku Narodowego wykazuje bardzo silnie wyrażoną piętrowość stosunków termicznych. Czynnikiem decydującym o zróżnicowaniu termicznym jest wysokość bezwzględna. Temperatura średnia i dobowe maksima temperatury są bardzo ściśle kontrolowane przez pionowy gradient temperatury, wyznaczony przez równanie regresji bazujące na danych z wziętych pod uwagę stacji. Z tego powodu na obszarze niemal całego KPN z dość dużą dokładnością można wyznaczyć średnią temperaturę roczną, średnie maksima temperatury oraz w nieco mniejszym stopniu także średnie minima, używając przytoczonych na odpowiednich rycinach wzorów regresji. Prawie cały obszar Karkonoszy cechuje się znacznym spadkiem terenu, czego skutkiem jest niemal zupełny brak miejsc, w których mogłyby tworzyć się zastoiska zimnego powietrza. Do nielicznych wyjątków należą najniższe fragmenty enklawy KPN wokół góry Chojnik, które są często obejmowane przez inwersję termiczną tworzącą się w dniu Kotliny Jeleniogórskiej, ponadto niewielkie obszary o małym spadku w obrębie obniżenia oddzielającego Pogórze Karkonoskie od Karkonoszy, np. między Michałowicami a Jagniątkowem, dna kotłów Małego i Wielkiego Stawu – zwłaszcza podczas trwania zwartej pokrywy lodowej na jeziorach oraz spłaszczenia terenu na Równi pod Śnieżką (Ryc. 20).

Zachmurzenie

Zachmurzenie powiązane jest z oddziaływaniem dwóch podstawowych czynników: warunków atmosferycznych (tj. wilgotności powietrza wraz z typem pionowej stratyfikacji termicznej) oraz ruchu wstępującego powietrza. Ruch wstępujący może być wymuszony samą obecnością przeszkody orograficznej lub też dodatkowo czynnikiem termicznym (rola ekspozycji oraz pionowej stratyfikacji termicznej). Najbardziej typową sytuacją dla Karkonoszy jest wymuszone orografią wznoszenie się wilgotnego powietrza w górę stoku w warunkach równowagi stałej. Zjawisko przebiega najbardziej dynamicznie w czasie fenu (Ryc. 21). Zachmurzenie w obszarach górskich może także wzrastać, jeśli równowadze chwiejnej lub potencjalnie chwiejnej towarzyszy cyrkulacja dolinna o genezie termicznej. Uwalnianie się ciepła utajonego kondensacji w czasie wznoszenia powietrza prowadzi do dalszej intensyfikacji konwekcji i rozwoju zachmurzenia konwekcyjnego, ale na tym etapie już bez wspomagania ze strony czynnika orograficznego (Ryc. 16).

Na ogół stopień zachmurzenia wzrasta z wysokością n.p.m. Jednak w chłodnej połowie roku, w antycyklonalnym typie pogody i warunkach inwersji termicznej ten układ może ulec odwróceniu. Zachmurzenie pojawia

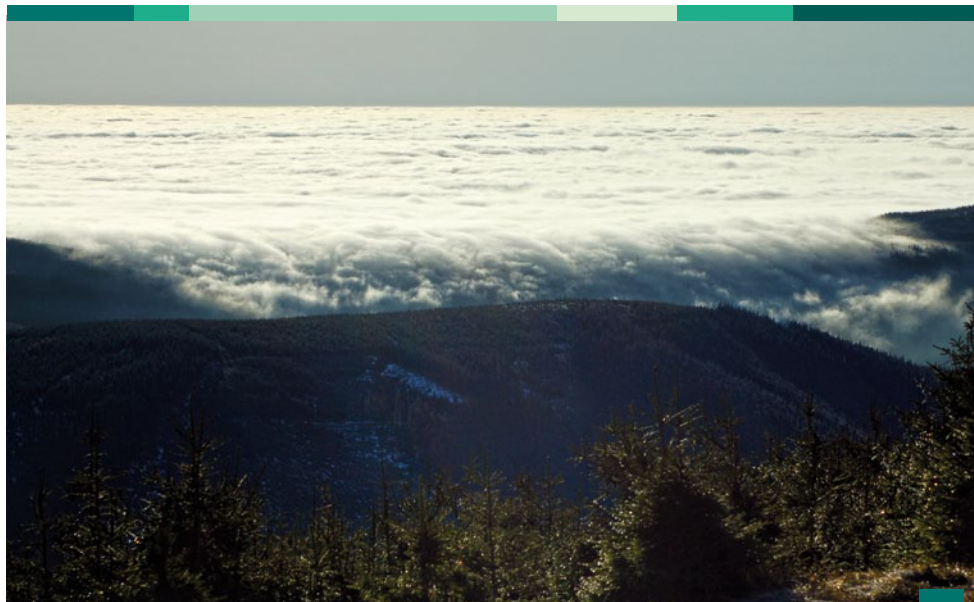


Ryc. 21. Zachmurzenie orograficzne w postaci fału fenowego (fot. M. Błaś).

się w warstwie chłodnego powietrza pod inwersją (Ryc. 22). Strop chmur warstwowych sięga wtedy do wysokości 900-1200 m n.p.m. Ponad inwersją dochodzi do mezoskalowego osiadania powietrza z górnych warstw atmosfery. Oznacza to, że w grzbietowych partiach Karkonoszy notowany jest brak zachmurzenia oraz wyjątkowo niska wilgotność powietrza.

W skali roku obserwowany jest stopniowy wzrost zachmurzenia w profilu pionowym, od 6,8 w Jeleniej Górze do 7,3 na Śnieżce (Tab. 3). Są jednak pewne odstępstwa od tej prawidłowości. Największym średnim rocznym stopniem zachmurzenia w Karkonoszach (7,7) oraz największą liczbą dni pochmurnych (210) i najmniejszą dni pogodnych (13), charakteryzuje się zachodnia część Grzbietu Głównego Karkonoszy, którego reprezentantem jest Szrenica. Odpowiednie wielkości dla Śnieżki to 7,3 oraz 191 i 30. Większe zachmurzenie na Szrenicy we wszystkich miesiącach roku (poza wrześniem) należy tłumaczyć jej położeniem na obrzeżu masywu. Ze względu na przewagę cyrkulacji z sektora zachodniego Szrenica częściej znajduje się po stronie dowietrznej, tj. w strefie wstępującej strugi powietrza, co przekłada się na wyraźny wzrost zachmurzenia (Ryc. 23). Szczyt Szrenicy jest także nieco częściej niż Śnieżka obejmowany przez zachmurzenie podinwersyjne, ze względu na swoje niższe położenie (około 250 m).

Obniżenia śródgórskie, reprezentowane przez Jelenią Górę, charakteryzują się większym stopniem zachmurzenia i przy tym mniejszą liczbą dni pogodnych i większą dni pochmurnych niż pozycje stokowe, dolinne (np. Karpacz; Tab. 3). Wynika to z częstego gromadzenia się w dniie wklęsłych form terenu (np. Kotlina Jelenio-



Ryc. 22. Zachmurzenie warstwowe, podinwersyjne, w warunkach pogody antycyklonalnej nad Grzbietem Lasockim (31.10.2009; fot. T. Nasiółkowski).

Tab. 3. Przebieg roczny zachmurzenia (Z) oraz średnia roczna liczba dni pogodnych (Z<2) i pochmurnych (Z>8) w profilu wysokościowym dla wielolecia 1961-1965⁽¹⁾ Roczniki Meteorologiczne IMGW; ⁽²⁾ Archiwum Karkonoskiej Stacji Meteorologicznej).

Stacje	H	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Z _{sr}	Z<2	Z>8
Jelenia Góra ⁽¹⁾	342	7,1	7,3	7,3	6,6	7,4	6,4	6,8	6,6	5,3	5,7	7,8	7,0	6,8	35	159
Cieplice ⁽¹⁾	345	7,2	7,5	7,3	6,6	7,8	6,8	7,2	7,1	5,4	5,6	7,8	7,2	7,0	40	179
Karpacz ⁽¹⁾	700	6,6	7,0	7,2	6,4	7,3	6,2	6,4	6,2	5,0	5,2	7,6	6,7	6,5	44	146
Szklarska Poreba ⁽¹⁾	705	7,1	7,4	7,7	7,0	7,6	6,9	7,2	6,6	5,6	5,7	7,9	6,9	7,0	34	168
Szrenica ⁽²⁾	1362	7,8	8,0	8,1	7,8	8,3	7,5	7,6	7,6	6,5	6,5	8,6	7,6	7,7	13	210
Śnieżka ⁽¹⁾	1603	7,3	7,4	7,5	7,3	8,1	7,2	7,5	7,4	6,7	6,2	8,3	7,1	7,3	30	191

⁽¹⁾ Roczniki Meteorologiczne IMGW; ⁽²⁾ Archiwum Karkonoskiej Stacji Meteorologicznej).

Objaśnienie: H – wys. n.p.m. [m] Z – zachmurzenie [w skali 0-10] Z_{sr} – zachmurzenie średnie roczne
Z<2 – dni pogodne Z>8 – dni pochmurne

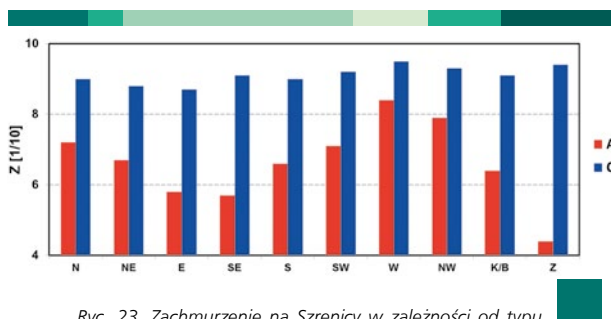
górska) zimnego powietrza i tworzenia się mgieł radiacyjnych. Natomiast Karpacz reprezentujący pozycję stokową usytuowany jest na tyle wysoko, że znajduje się ponad stropem mgieł radiacyjnych tworzących się w Kotlinie Jeleniogórskiej, a z drugiej strony na tyle nisko, że nie jest obejmowany przez podstawę chmury orograficznej, która przykrywa wierzchowinowe partie Karkonoszy. Należy też nadmienić, że obniżony stopień zachmurzenia oraz zwiększona liczba dni pogodnych w Karpaczu wynika także z zasłonięcia półsfery niebieskiej przez stok

Karkonoszy. Czyni to serię zachmurzenia z Karpacza mniej homogeniczną w porównaniu ze Śnieżką, Szrenicą, gdzie zachmurzenie jest oceniane praktycznie w skali całej półsfery niebieskiej.

Największym zachmurzeniem charakteryzują się miesiące od listopada do marca oraz maj, ze względu na większą przewagę adwekcji mas powietrza polarno-morskiego z sektora SW-W (Ryc. 23; Tab. 3). Najmniejszym zachmurzeniem wyróżniają się miesiące przejściowych pór roku, z wrześniem i październikiem na czele. Minimum jesienne pokrywa się z rocznym maksimum występowania kompleksu pogody antycyklonalnej oraz napływem suchego powietrza kontynentalnego z sektora E-SE-S. W chłodnej połowie roku, ze względu na przewagę stałej stratyfikacji termicznej, dominuje zachmurzenie warstwowe, nie podlegające w sposób istotny rytmice dobowej. W miesiącach letnich, w daytimej części doby, nad nagrzanymi stokami dochodzi do rozwoju prądów konwekcyjnych i pojawiania się lokalnego zachmurzenia kłębiastego, które zanika w nocnej części doby.

Opady atmosferyczne

Opady atmosferyczne to jeden z kluczowych elementów stanowiących o warunkach klimatycznych Karkonoszy, choćby z uwagi na częstość zjawisk opadowych, ich wpływ na szatę śnieżną i kształtowanie wzebrań przenoszących się w dół dorzeczy daleko poza granice regionu. Niestety pomiary opadu atmosferycznego w warunkach górskich są mało dokładne, szczególnie podczas silnego wiatru i opadu śniegu. Największe błędy pomiarowe występują na wierzcholinie Karkonoszy, a zwłaszcza na Śnieżce. Ocenia się, że w skali rocznej opad rzeczywisty jest większy od zmierzonego od 24% u podnóży gór do 50% w strefie szczytowej (KWIATKOWSKI 1982), a błędy dla miesięcy zimowych są jeszcze większe. Podczas weryfikacji materiału pomiarowego



Ryc. 23. Zachmurzenie na Szrenicy w zależności od typu cyrkulacji atmosferycznej, w rozbiu na cyklonalny (C) i antycyklonalny (A) typ pogody w wieloleciu 1961-2010 (Archiwum Karkonoskiej Stacji Meteorologicznej UW).
Objaśnienia: K/B – klin wysokiego ciśnienia oraz bruzda niskiego ciśnienia, Z – centrum antycyklonu lub cyklonu.

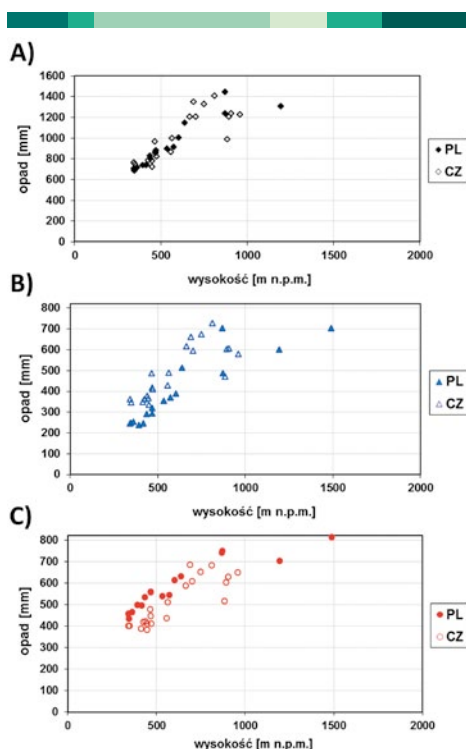
odrzucono dane ze Śnieżki, bowiem zmierzona wartość rocznego opadu (1158 mm z lat 1891–1930) jest tak zaniziona, że powoduje powstanie w górnych partiach Karkonoszy fikcyjnego spadku sum opadów ze wzrostem wysokości. W dalszych rozważaniach będą rozpatrywane sumy opadów zmierzonych, a nie rzeczywistych – należy zatem pamiętać o uczynionych zastrzeżeniach.

Opady atmosferyczne w polskich Karkonoszach są zjawiskiem częstym, średnia roczna liczba dni z opadem $R \geq 0,1$ mm rośnie od 187–200 u podnóży do ponad 220 w strefie szczytowej. Roczna liczba dni z opadem $R \geq 10$ mm zmienia się od 35 w najniższych partiach do 43 w strefie szczytów i w każdym z pięter wysokościowych takie opady występują głównie latem (KWIATKOWSKI & HOŁDYS 1985).

Roczne sumy opadów atmosferycznych na obszarze Karkonoskiego Parku Narodowego (Tab. 4) zależą głównie od wysokości bezwzględnej i wynoszą od około 700–750 mm na wysokości 400 m n.p.m., szybko rosną do około 1200 mm na wysokości 900 m n.p.m. i na grzbietach osiągają wartość 1400–1500 mm. Charakterystyczne są wysokie sumy opadów obserwowane w Jakuszycach, gdzie na wysokości poniżej 900 m n.p.m. roczne opady przekraczają 1400 mm. Tak wysokie opady na tak niedużej wysokości są zjawiskiem typowym dla Gór Izerskich, natomiast w polskiej części Karkonoszy występują tylko tutaj.

Interesujących wniosków dostarcza porównanie sum opadów atmosferycznych w różnych piętrach wysokościowych polskich i czeskich Karkonoszy (Ryc. 24A). W tym zestawieniu wykorzystano dane z 15 stacji śląskich z wielolecia 1891–1930 oraz z 21 stacji czeskich z lat 1901–1950. Średnia wysokość obydwu grup stacji jest podobna (627 m n.p.m. dla stacji śląskich i 604 m n.p.m. dla stacji czeskich) pozwalając na wzajemne odniesienie także uśrednionych wartości opadu dla obydwu grup. Roczne sumy opadów układają się po obu stronach Karkonoszy w sposób podobny, wynosząc średnio 995 mm po stronie czeskiej i 970 mm po stronie polskiej, co oznacza że opady w Czechach są o prawie 3% wyższe. Sumy opadów rosną wraz z wysokością, z przeciętnym gradientem ok. 90 mm/100m. Gradient pionowy rocznych sum opadu powyżej wysokości 1000 m n.p.m. jest wyraźnie mniejszy, jednak wyznaczony jest na podstawie małej liczby stacji i obciążony dużym marginesem niepewności ze względu na rosnące z wysokością błędy pomiarowe.

O ile opady roczne po obydwu stronach Karkonoszy układają się dość podobnie, o tyle występują wyraźne różnice pomiędzy zimną i ciepłą połową roku (Ryc. 24B i 24C). W półroczu zimnym sumy opadów po stronie czeskiej są o 25% wyższe niż po stronie polskiej, a podczas trzech miesięcy zimowych (grudzień + styczeń + luty) aż o 41% wyższe. Podstawowym powodem jest zdecydowana przewaga w okresie chłodnym napływu powietrza z zachodu i południowo-zachodu z występującym spiętrzaniem na stokach dowietrznych tzn. głównie po czeskiej stronie Karkonoszy. Część polska znajduje się wtedy po stronie zawietrznej, a zatem opadanie powietrza powoduje adyabatyczne ogrzewanie i zmniejszanie obserwowanych sum opadu.



Ryc. 24. Sumy opadów rocznych (A), półrocz zimnego (B) i ciepłego (C) w odniesieniu do wysokości w rejonie Karkonoszy po śląskiej (PL) i czeskiej (CZ) stronie gór; półrocze ciepłe to miesiące od kwietnia do września, pozostałe stanowią półrocze zimne. W zestawieniu wykorzystano dane ze stacji szeregowanych wg rosnącej wysokości: PL (1891–1930) – Cieplice, Jelenia Góra, Łomnica, Mysłakowice, Stanisłów, Miłków, Wojków, Kowary, Przesieka, Jagniątków, Karpacz, Szklarska Poręba, Jakuszyce, Karpacz-Wang, Hala Szrenicka, Śnieżne Kotły; CZ (1901–1950) – Benesov, Hostinne, Cista, Trutnov, Mostek, Nova Paka, Libstat, Vrchlabi, Jilemnice, Horni Branna, Roprachtice, Horni Marsov, Dolni Dvur, Labska Prehrada, Harrachov, Spindleruv Mlyn, Pec pod Snezkou, Benecko, Horni Dusnice, Rokytnice nad Jizerou, Mala Upa.

Odmienna sytuacja panuje w cieplej części roku, gdy napływ wilgotnych mas powietrznych następuje z zachodu i północnego zachodu, a nawet z północy i północnego wschodu. Wtedy stoki polskich Karkonoszy przekształcają się w stoki dowietrzne o zwiększonych sumach opadu w stosunku do czeskiej części gór. Ponadto opady letnie w znacznej mierze mają charakter konwekcyjny, bez wyraźnego związku z cyrkulacją atmosferyczną i w takich sytuacjach rozkładają się w zależności od zasięgu i trasy przemieszczania komórek konwekcyjnych, nie wykazując wyraźnych prawidłowości przestrzennych. Z tych względów opady cieplej części roku są wyższe w polskich Karkonoszach, a średnia suma opadów strony czeskiej stanowi tylko 87% opadów po polskiej stronie gór.

Opady w całych Karkonoszach są w zasadzie wyrównane w ciągu roku, jednak wykazują pod tym względem istotne różnice pomiędzy stroną czeską i polską. W czeskich Karkonoszach stosunek opadów półroczia letniego do zimowego wynosi 94–116% i nie wykazuje związku z wysokością. W kilku przypadkach np. w Pecu i Szpindlerowym Młynie opady w półroczu zimowym są nawet większe niż w letnim. W polskich Karkonoszach we wszystkich stacjach opady półroczia letniego są wyższe niż w półroczu zimowym, a odpowiedni wskaźnik wynosi od 188% u podnóża gór w Cieplicach do 116% w strefie grzbietowej (Śnieżne Kotły), jedynie w Jakuszycach obniża się do 106% (Tab. 4). Stacja w Jakuszycach wykazuje dużą dodatnią anomalię opadową i zwłaszcza w chłodnej połowie roku pozostaje pod wpływem spiętrzania powietrza po stronie czeskiej, dlatego nie może być traktowana jako reprezentatywna dla całych zachodnich Karkonoszy. W przebiegu sezonowym w polskich Karkonoszach w pełnym profilu wysokościowym miesiącem o największych opadach jest lipiec, jednak w wysokich partiach gór (Śnieżne Kotły i Hala Szrenicka) oraz w Jakuszycach pojawia się drugorzędne maksimum zimowe zaznaczające się w grudniu i styczniu (Tab. 4). Opady są najniższe w lutym, jedynie na stacji Śnieżne Kotły w listopadzie.

W odniesieniu do opadów atmosferycznych, podobnie jak w przypadku stosunków termicznych, polskie Karkonosze stanowią względnie jednolity region, w którym o opadach decyduje wysokość nad poziomem morza. Zasadnicze różnice na podobnych wysokościach występują nie w kierunku wschód-zachód, a pomiędzy południową i północną stroną gór. Po stronie polskiej zaznacza się pewna odrębność opadowa części zachodniej polegająca na zwiększeniu sum opadów zimowych, ale jest ona ograniczona do górnego odcinka doliny Kamiennej powyżej ujścia Szklarki. Za przyczynę tego efektu należy uznać stosunkowo słabsze prądy zstępujące podczas cyrkulacji południowej z uwagi na dość niski Grzbiet Główny Karkonoszy na zachód od Szrenicy oraz obecność niewiele niższego, równoległego do Karkonoszy, Grzbietu Wysokiego Gór Izerskich utrudniającego spływ prądów fenowych (KWIATKOWSKI 1985).

Tab. 4. Sezonowy przebieg sum opadów atmosferycznych [mm] wg miesięcy w Karkonoskim Parku Narodowym i jego sąsiedztwie, dane z lat 1891-1930 (Klimakunde... 1939). Objasnienia: H – wysokość [m n.p.m.], PZ – półroczcie zimowe (I+II+III+X+XI+XII), PL – półroczcie letnie (IV+V+VI+VII+VIII+IX), L/Z stosunek opadów półroczia letniego do zimowego.

stanowisko	H	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	rok	PZ	PL	L/Z
Cieplice	345	39	29	43	53	81	82	97	82	61	50	42	40	699	243	456	1,88
Jagniątków	575	57	49	60	72	95	95	109	95	76	72	65	64	909	367	542	1,48
Karpacz	605	60	44	66	81	103	106	130	104	87	81	72	63	997	386	611	1,58
Szklarska P	640	84	66	78	84	102	113	126	111	95	98	90	94	1141	510	631	1,24
Jakuszyce	871	136	97	102	101	104	130	158	136	112	118	111	136	1441	700	741	1,06
Karpacz-Wang	872	78	60	83	101	127	128	160	122	111	100	88	75	1233	484	749	1,55
Hala Szrenicka	1195	106	79	82	84	104	129	140	134	112	116	98	116	1300	597	703	1,18
Śnieżne Kotły	1490	161	117	109	100	125	147	170	146	123	114	98	102	1512	701	811	1,16

Mgła i osady mgielne

Geneza mgły

Najczęściej notowanym zjawiskiem meteorologicznym w Karkonoszach jest mgła. Ma ona postać zawiesiny mikroskopijnych (2–50 μm) kropelek wody (znacznie rzadziej kryształków lodu), które są unoszone bezpośrednio nad powierzchnią gruntu. Zgodnie z instrukcją dla stacji meteorologicznych, z mgłą mamy do czynienia,

jeśli wspomniane kropelki wody, bądź kryształki lodu, ograniczają widzialność poziomą poniżej 1 km (NIEDŹWIEDŹ 2003). W górach mgłą jest dość często chmura o znacznych rozmiarach horyzontalnych, której dolna podstawa styka się z powierzchnią topograficzną.

Frekwencja mgły w obszarach o urozmaiconej rzeźbie terenu jest zależna od wysokości nad poziomem morza, wysokości względnej, formy terenu (wkłęsta, wypukła) oraz ekspozycji stoku względem kierunku adwekcji wilgotnego powietrza. Mgła radiacyjna jest konsekwencją nocnego wypromieniowania ciepła z podłoża i jest charakterystyczna dla wkłęsłych form terenu. Mgła pojawiająca się na wypukłych formach terenu jest genetycznie związana z chmurą o zasięgu regionalnym lub wstępującym ruchem powietrza wymuszonym przez orografię. Analizowany w dalszej części rozdziału parametr „dzień z mgłą” należy rozumieć, jako dobę, w której co najmniej w jednym z 8 terminów synoptycznych (godzina 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 UTC (ang. Universal Time Clock = Uniwersalny Czas Kodowany) odnotowano zjawisko mgły.

Średnioroczna częstość mgły w Karkonoszach

Rozkład przestrzenny średniej rocznej liczby dni z mgłą w Karkonoszach pokrywa się generalnie ze zmiennością zachmurzenia. Najwięcej dni z mgłą występuje w stacjach usytuowanych na grzbiecie Karkonoszy (Szrenica – 274 dni i Śnieżka – 296 dni; Tab. 5). Tak dużej frekwencji dni z mgłą w Karkonoszach sprzyja korzystna ekspozycja na adwekcję wilgotnego powietrza atlantyckiego, częstość i skala deformacji pola przepływu powietrza, średnia wysokość oraz brak konkurencyjnych pasm górskich w ich bezpośrednim sąsiedztwie.

Dzięki tym czynnikom spiętrzanie napływającej masy powietrznej jest bardziej intensywne i praktycznie niezależne od kierunku cyrkulacji atmosferycznej. Frekwencja mgły szybko maleje w miarę posuwania się w dół stoku Karkonoszy (Karpacz – 61 i Szklarska Poręba – 34 dni), by ponownie znacząco wzrosnąć na dnie kotlin i dolin (Jelenia Góra – 68 dni; Tab. 5). W przypadku pozycji stokowej dogodne warunki do tworzenia się mgły orograficznej występują jedynie przy napływie wilgotnego powietrza z kierunku, w którym jest on eksponowany. W przeciwnym razie efekt wymuszonego orografią spiętrzania powietrza jest słabszy lub też dane stanowisko znajduje się w strefie oddziaływania prądu zstępującego, w którym wilgotność powietrza jest daleka od stanu nasycenia parą wodną. Wzrost częstości mgły w dnach wkłęsłych form terenu należy wiązać z antycyklonalnymi typami pogody. Panują wtedy dogodne warunki do tworzenia się zastoisk chłodu oraz inwersji temperatury.

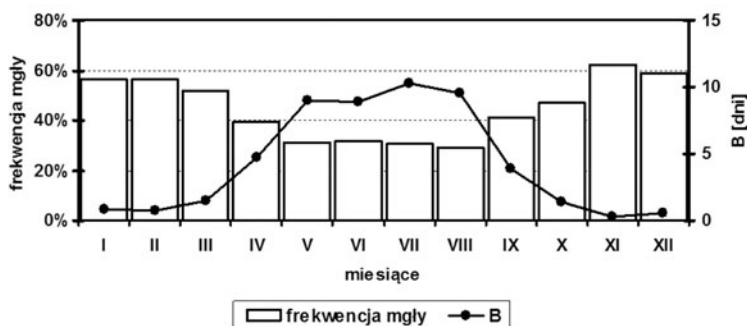
Przebieg częstości mgły na Szrenicy w cyklu dobowym i rocznym

Tab. 5. Przebieg roczny frekwencji mgły w profilu wysokościowym dla wielolecia 1961-1965¹⁾ Roczniki Meteorologiczne IMGW;²⁾ Szrenica: wielolecie 1961-2010; Archiwum Karkonoskiej Stacji Meteorologicznej.

Stacje	H ^{x)}	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Jelenia Góra ¹⁾	342	3	5	4	5	4	5	3	7	11	11	6	4	68
Cieplice ¹⁾	345	5	5	3	4	4	1	1	1	6	6	5	4	43
Karpacz ¹⁾	700	5	5	6	7	5	4	3	5	3	6	9	3	61
Szklarska Poręba ¹⁾	705	1	4	4	4	2	2	0	2	1	3	6	4	34
Szrenica ²⁾	1362	27	24	25	20	23	18	19	22	19	23	28	26	274
Śnieżka ¹⁾	1603	26	23	26	23	26	24	22	25	24	24	28	25	296

x) wys. n.p.m. [m]

Ponad 50-letnia seria pomiarów meteorologicznych prowadzonych w Karkonoskiej Stacji Meteorologicznej na Szrenicy (1961–2012) umożliwia przeprowadzenie szczegółowej analizy rocznego i dobowego rytmu występowania mgły w Karkonoszach. Jej frekwencja w przebiegu rocznym jest wyraźnie powiązana z temperaturą powietrza oraz wysokością podstawy chmur piętra dolnego. W miesiącach V-VIII osiąga ona swoje roczne minimum (30%, Ryc. 25). Jednak styczniowe minimum temperatury nie pokrywa się dokładnie z maksymalną miesięczną częstością mgły. Przewaga listopada wynika z największej częstości układów niskiego ciśnienia oraz z faktu, że powietrze oceaniczne napływające nad kontynent późną jesienią jest bardziej zasobne w parę wodną niż w miesiącach zimowych. Największą frekwencję mgły w ujęciu dobowym, przekraczającą 50%, notowano pomiędzy godziną 4 i 6 UTC, a najmniejszą od 13 do 15 UTC (poniżej 40%). Taka zmienność jest pochodną dobowego przebiegu temperatury.

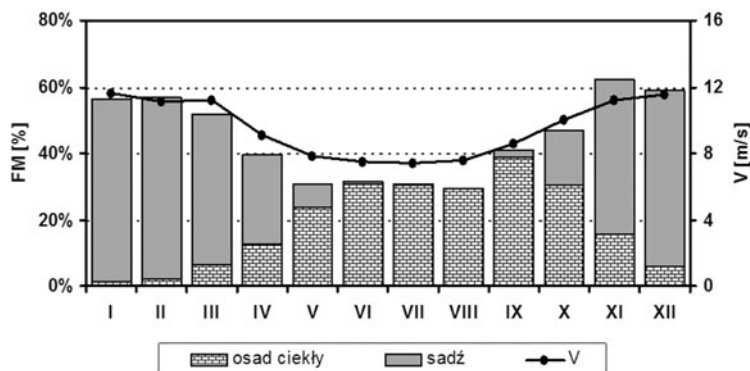


Ryc. 25. Frekwencji mgły na Szrenicy w przebiegu rocznym oraz liczbą dni pochmurnych w dolnym piętrze bez notowanej mgły (B) w wieloleciu 1961-1990.

Niższa temperatura w godzinach rannych oznacza większe prawdopodobieństwo kondensacji, przy danej zawartości pary wodnej. Odwrotne zależności obserwowane są w godzinach popołudniowych, kiedy temperatura powietrza osiąga swoje dobowe maksimum, a częstość mgły swoje minimum. Amplituda dobowa częstości mgły jest zatem większa w dniach z typem pogody antycyklonalnej, w których notuje się większą dobową amplitudę temperatury. W dniach z typem pogody cyklonalnej mgła na Szrenicy pojawia się najczęściej przy cyrkulacji z sektora SW-W-NW, natomiast dla antycyklonalnej charakterystyczna jest przewaga kierunku NE. Najmniej predysponowane do dużej liczby dni z mgłą na Szrenicy są kierunki E, SE i S.

Osady z mgły jako dodatkowe źródło przychodu wody

Osadzanie się nieprzechłodzonych kropelek mgły na powierzchni ziemi i różnych przedmiotów (np. roślinach, skałach, budynkach) o dodatniej temperaturze nazywane jest osadem ciekłym. Z kolei sadz tworzy się w wyniku zamarzania przechłodzonych kropelek mgły na przedmiotach o temperaturze poniżej 0°C. Sadz, nazywana też szadzią, ma postać lodowego nalotu przypominającego najczęściej pióra, które narastają od dowietrznej strony na powierzchni obiektów wystających z podłoża (Ryc. 35). W zależności od temperatury powietrza, struktura sadzi jest mniej lub bardziej delikatna i dlatego wyróżnia się sadz lodową, twardą i miękką (LIEBERSBACH 1980). W skali roku częściej występuje sadz (57% wszystkich dni z mgłą) niż osad ciekły (43%). Wiąże się to w oczywisty sposób z wysokością n.p.m. i wynikającą z niej niską temperaturą powietrza. Drugą przyczyną to blisko dwukrotnie większa frekwencja mgły w miesiącach chłodnej części roku. Większy udział osadu ciekłego na Szrenicy jest typowy dla okresu od maja do października, a w przypadku sadzi od listopada do kwietnia (Ryc. 26).



Ryc. 26. Udział osadu ciekłego i sadzi (FM) oraz średnia prędkość wiatru (V) na Szrenicy w przebiegu rocznym w wieloleciu 1961-1990 (BŁAŚ 2001).

Osad kropelek mgły to dodatkowe porcje wody dochodzące do powierzchni gruntu. Przychód wody z mgły może odbywać się poprzez ich sedymentację lub zderzenia inercyjne (bezwładnościowe). Znacznie bardziej wydajne są zderzenia inercyjne, polegające na pasywnym wychwytywaniu kropelek niesionych siłą wiatru. O wydajności przychodu wody decyduje pokrycie terenu (tj. typ receptora) oraz położenie stanowiska w konkretnej mikro-formie terenowej (wypukłość-wklęsłość). Stąd też wydajność osadu w sezonie wegetacyjnym (V–X) w strefie wysokościowej 1100–1400 m n.p.m. w Karkonoszach zmienia się w bardzo szerokim zakresie, tj. od kilkudziesięciu do ponad 1200 mm (SOBIK 1999). Do najbardziej wydajnych należy zaliczyć drzewa z uwagi na ich wysokość i znaczne rozwinięcie powierzchni recepcyjnej. Ogromne znaczenie ma także pozycja stanowiska w obrębie drzewostanu, ponieważ wzajemne osłanianie się roślin powoduje zmniejszenie prędkości wiatru oraz wodności mgły. Największej sumy osadu w Karkonoszach można oczekiwać w strefie górnej granicy lasu (1200–1350 m n.p.m.), mniejszej dla kosodrzewiny (1350–1500 m n.p.m.) i najmniejszej na powierzchniach trawiastych i pozbawionych roślinności rumowiskach skalnych (SOBIK 1999; BŁAŚ 2001). Należy nadmienić, że osady z mgły prowadzą nie tylko do zwiększenia ilości wody docierającej z atmosfery do powierzchni gruntu, lecz co ważniejsze, przyczyniają się do istotnego podniesienia wielkości mokrej depozycji zanieczyszczeń. Efektem jest dodatkowe osłabienie drzewostanów, tym łatwiej poddających się negatywnemu oddziaływaniu czynników biotycznych.

Pokrywa śnieżna

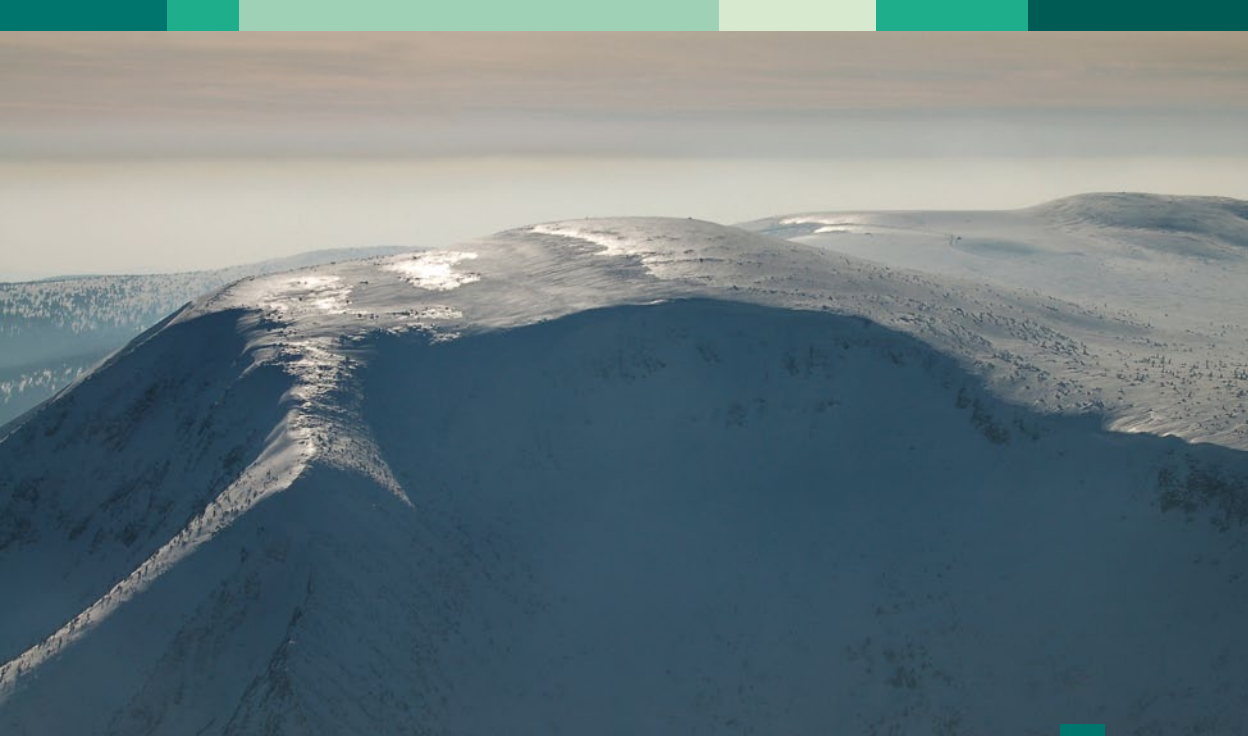
Charakterystyczna dla Karkonoszy jest obfita i długotrwała pokrywa śnieżna, stanowiąca także jedną z atrakcji przyciągającą w góry rzesze turystów. Karkonoska szata śnieżna była przedmiotem wielu publikacji dotyczących różnych jej aspektów (m. in. SCHINZE 1932; KOSIBA 1949; KWIATKOWSKI & LUCERSKI 1979; KWIATKOWSKI 1985; GŁOWICKI 1977 i 2005; PIASECKI 1995; POTOCKI 2004; SOBIK i in. 2009).

Pokrywa śnieżna zależy głównie od dwóch czynników: wysokości opadów w postaci stałej i temperatury powietrza decydującej o trwaniu bądź topieniu śniegu, dodatkowo zaznacza się wpływ intensywności promieniowania słonecznego w zależności od wystawy stoków, przewiewania śniegu przez wiatr, lokalnej rzeźby terenu i szaty roślinnej (Ryc. 27 i 28). Najważniejsze wskaźniki charakteryzujące pokrywy śnieżną to sezonowa liczba dni z pokrywą, wysokość (grubość) warstwy śniegu i zapas wody w śniegu.

W rejonie Karkonoszy polskich sezonowa pokrywa śnieżna zalega od 70 dni w dnie Kotliny Jeleniogórskiej, 60–65 dni w dolnych partiach Pogórza Karkonoskiego, 80–90 dni na wysokości 600 m n.p.m. (w rejonie Szklarskiej Poręby ok. 100 dni), po czym systematycznie rośnie z wysokością do około 130–140 dni na wysokości 900 m n.p.m. (tylko na zachód od Szrenicy po Jakuszyce ok. 150–160 dni), 160–170 dni na wysokości 1100 m n.p.m., a przy górnej granicy lasu na wysokości 1200–1250 m n.p.m. rośnie do 180–200 dni. Powyżej tej wysokości, na wierzcholinie Karkonoszy, pokrywa śnieżna zalega krócej – od 160 do 180 dni w roku. Maksymalna trwałość pokrywy charakterystyczna dla strefy ekotonowej na górnej granicy lasu wynika z przewiewania wielkich ilości śniegu z wierzchołków w dół stoku, gdzie śnieg jest zatrzymywany przez pierwsze drzewa. Jeszcze dłużej śnieg może zalegać tylko we wklęsłych formach kotłów polodowcowych i nisz niwalnych, gdzie na przedłużeniu trwania śniegu – obok nawiewania przez wiatr – wpływa także osłona płatów śnieżnych przez strome stoki i ściany skalne przed dopływem promieniowania słonecznego. Współcześnie ostatnie płaty śnieżne z reguły zanikają w lipcu.

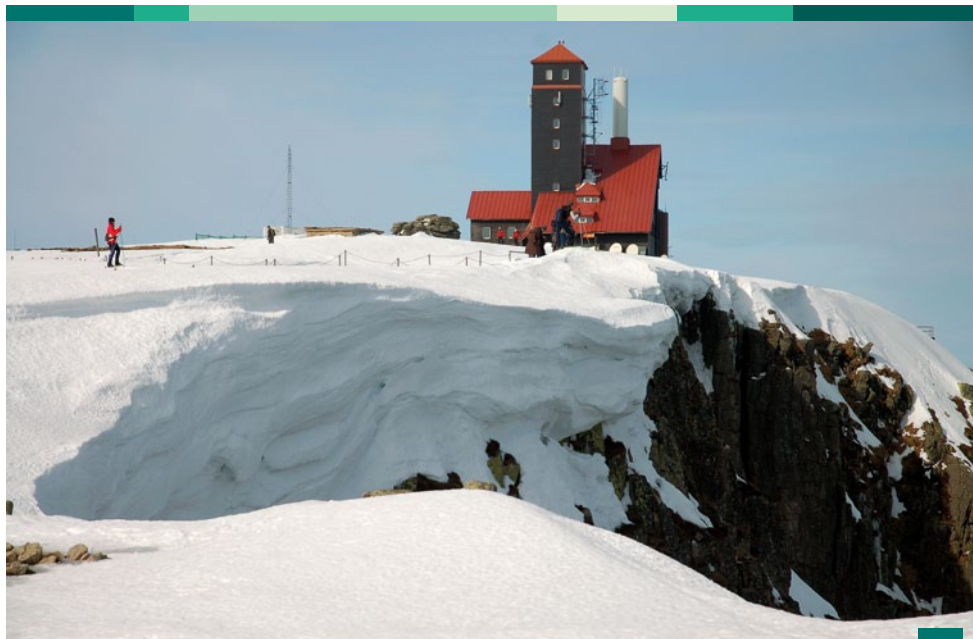
W czasie przeciętnej zimy najgrubsza pokrywa śnieżna najwcześniej, bo na początku lutego, występuje od dna Kotliny Jeleniogórskiej po Pogórze Karkonoskie i jej grubość średnio wynosi 15–20 cm, na wysokości 600 m n.p.m. przesuwają się na drugą połowę lutego i wynosi 20–25 cm, na wysokości 900 m n.p.m. występuje na przełomie lutego/marca (55 cm, a na zachód od Szrenicy 80 cm), na wysokości 1100 m n.p.m. opóźnia się do połowy marca (ok. 130 cm), w strefie 1200–1300 m n.p.m. wynosi około 170–180 cm i też występuje w połowie marca. Na wierzchołkach wysokość pokrywy szybko maleje, najwyższa jest także w połowie marca i na wysokości 1400–1500 m n.p.m. przeciętnie wynosi 50–110 cm, zależąc głównie od ekspozycji na działanie wiatru. Największa wysokość pokrywy występuje lokalnie w kotłach i niszach niwalnych, gdzie może osiągać ponad 5 metrów.

Zróżnicowanie przestrzenne pokrywy śnieżnej w całych Karkonoszach jest wypadkową wpływu wysokości bezwzględnej i orograficznej deformacji pola przepływu mas powietrznych kształtującej opady i temperaturę. Wskutek tej deformacji powstaje duży kontrast w zaśnieżeniu zlewni Łąby (makro-ekspozycja SW i W) w stosunku do obszaru zlewni Odry (makro-ekspozycja NE i N), z dłuższym czasem zalegania pokrywy śnieżnej i większą jej grubością w zlewni Łąby. Zważywszy na przewagę cyrkulacji atmosferycznej w miesiącach zimowych z zachodu i południa, deformacja ta skutkuje nasileniem ruchów wstępujących powietrza w południowo-zachodniej części



Ryc. 27. Lokalne zróżnicowanie gatunku śniegu: szreń solarna o charakterze tzw. firnspiegel oraz pakiety nawianego śniegu w szczytowych partiach Studnični Hory (18.03.2010, fot. T. Nasiółkowski).

obszaru, a zstępujących w części północno-wschodniej. W rezultacie, podczas trwania zimy, w tych samych piętrach wysokościowych (głównie w dolnych i środkowych partiach stoków) po północno-wschodniej stronie gór występują mniejsze sumy opadów atmosferycznych oraz wyższa temperatura powietrza w stosunku do strony południowo-zachodniej. Warunki zaśnieżenia charakterystyczne dla dolnej i środkowej części stoków Karkonoszy



Ryc. 28. Nawisy śnieżne na górnej krawędzi Wielkiego Śnieżnego Kotła (14.03.2012, fot. T. Nasiółkowski).

w zlewni Łąby (przedział wysokości 400–800 m n.p.m.), po północnej stronie gór w zlewni Odry występują ok. 250–300 m wyżej. W granicach polskich Karkonoszy dobrze udokumentowana jest duża dodatnia anomalia zalegania śniegu w rejonie Przełęczy Szklarskiej i Jakuszyca, stopniowo słabnąca w górnym odcinku doliny Kamienniej po ujście Szklarki – ponadto jak wynika z przeprowadzonych rekonesansów terenowych, stosunkowo obfita pokrywa śnieżna występuje w obrębie Kozackiej Doliny. Uzasadnieniem dla ich istnienia jest opisane wcześniej zróżnicowanie lokalnej cyrkulacji atmosferycznej rzutujące na stosunki opadowe i termiczne. Bardzo groźnym zjawiskiem związanym z zaleganiem śniegu są lawiny śnieżne. W polskich Karkonoszach występują one przede wszystkim w obrębie kotłów polodowcowych i nisz niwalnych. Największe zagrożenie lawinowe powstaje nie tyle podczas dużych opadów śniegu, ale raczej pod wpływem przewiewania śniegu (Ryc. 29) z wierzchowiny na strome zawietrzne stoki. Przewiany śnieg składa się z bardzo drobnych kryształów lodu, ma bardzo dużą gęstość i odkłada się w wielkich ilościach. Przykładowo, w dniach 4–5 lutego 2005 roku w Żlebach Kotła Małego Stawu huraganowy wiatr nawiał z obszaru Równi pod Śnieżką na już istniejącą grubą warstwę śniegu nową warstwę o grubości około 1,5 m i gęstości przekraczającej 400 kg/m³. Jedna ze schodzących tego dnia lawin spowodowała śmierć 2 osób poruszających się w Żlebie Ślalomowym. Podobną przyczynę miała także najbardziej tragiczna katastrofa lawinowa w polskich górach, która nastąpiła 20 marca 1968 roku w Białym Jarze powodując śmierć 19 turystów.



Ryc. 29. Dowód usunięcia warstwy śniegu przez silny wiatr: dawne zagłębienia po krokach stanowią teraz formy wypukłe (Równia pod Śnieżką, 10.02.2005, fot. W. Gorączko).

Ekstremalne zdarzenia pogodowe

Podstawowe cechy zdarzeń ekstremalnych to: małe prawdopodobieństwo wystąpienia, skrajna wartość określonego elementu meteorologicznego oraz negatywne, czasami katastrofalne skutki w środowisku przyrodniczym, czy też w wymiarze ekonomicznym. Pomimo tego, że są to zjawiska rzadkie, należy traktować je jako naturalny element systemu klimatycznego. Z wielu rodzajów meteorologicznych zdarzeń ekstremalnych, analizie zostaną poddane jedynie te, które wywołują najbardziej dotkliwe skutki w Karkonoszach w kontekście przyrodniczym oraz materialnym, tj. rozlewne i nawałne opady atmosferyczne, huraganowy wiatr, wydajne oblodzenie oraz lawiny śnieżne.

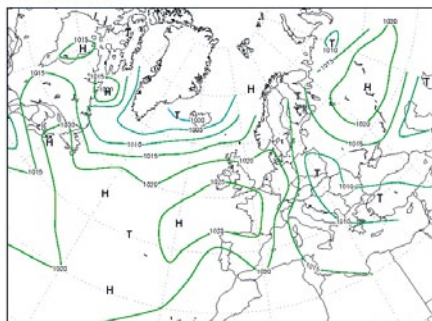
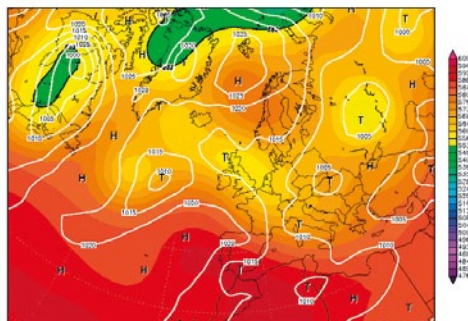
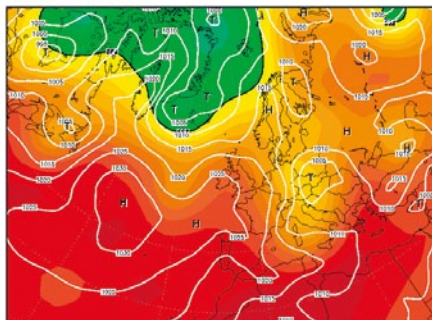
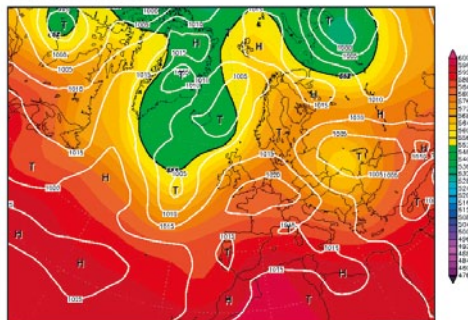
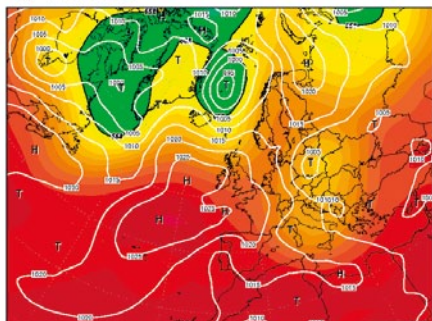
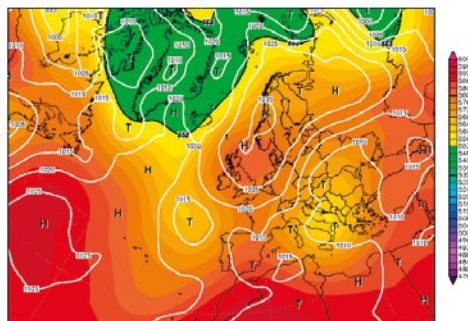
Opady ekstremalne pojawiające się w Karkonoszach mogą mieć charakter rozlewny lub nawalny. Oba typy różnią się przede wszystkim genezą, zasięgiem przestrzennym oraz czasem trwania i intensywnością. Opady rozlewny są notowane na znacznym obszarze, nie osiągają szczególnie dużej intensywności, ale ze względu na ciągły charakter opadu wprowadzają duże ilości wody na obszar objętych nimi zlewni. Opady nawalne mają niewielki zasięg przestrzenny, są krótkotrwałe, ale wyróżniają się przede wszystkim rekordowym natężeniem. Opady rozlewny wywołane są przez makroskalową konwergencję mas powietrznych w układach cyklonalnych, natomiast opady nawalne są związane z silnymi ruchami wstępującymi powietrza w obrębie dużych komórek konwekcyjnych (SOBIK & BŁAŚ 2010). **Tabela 6** jest zestawieniem udokumentowanych ekstremalnych sum opadu atmosferycznego, które wystąpiły na terenie Karkonoszy lub w ich bezpośrednim otoczeniu.

Tab. 6. Stacje synoptyczne z największymi średnimi rocznymi prędkościami wiatru w Europie (1994-2000; NCDC 2000).

Data; miejsce; wysokość m n.p.m., (zlewnia)	opad [mm]	Uwagi (źródło danych)
1897-07-29; Śnieżka; 1603 (Bóbr)	239,3/d	Sudety; [Die Hochwasser Katastrophe... 1897]
1897-07-29; Schr. Ks. Henryka; 1415 (Bóbr)	225/d	Sudety; [Die Hochwasser Katastrophe... 1897]
1897-07-29; Karpacz-Wang; 872 (Bóbr)	220/d	Sudety; (tego samego dnia Karpacz 91 mm, Miłków 117 mm, Kowary 187 mm); [Die Hochwasser Katastrophe... 1897]
1904-11-10; Orle; 825 (Izera/Łaba)	132,1/d	Sudety, Góry Izerskie; [Wussow 1920]
1909-07-02; Schronisko Śnieżne Kotły; 1490 (Bóbr)	219,7/d	Sudety; (tego samego dnia Śnieżka 192 mm, Karpacz Wang 130 mm [Wussow 1920]
1964-08-10; Bierutowice; 860 (Bóbr)	185,0/d	Sudety; prawie cała doba; [SIENKIEWICZ 1968]
1964-08-10; Kowary; 470 (Bóbr)	162,8/d	Sudety; prawie cała doba; [SIENKIEWICZ 1968]
1964-08-10; Świeradów; 550 (Kwisa/Bóbr)	151,0/d	Sudety; prawie cała doba; [SIENKIEWICZ 1968]
1968-05-29; Komarno; 500 (Bóbr)	190,6/d	500 ; Sudety, Góry Kaczawskie [SIENKIEWICZ ,1968]; opad trwający 16 godzin ale w ciągu 1,5 godziny spadło 181,5 mm
1977-07-31 ÷ 1977-08-02; Jakuszcze; 860 (Bóbr)	254,0	Sudety; opad 3-dniowy [GŁOWICKI 1978 ZA SOBIK & BŁAŚ 2010]
1977-07-31; Szrenica; 1332 (Bóbr)	159,0/d	Sudety; [GŁOWICKI 1978]
1977-08-01; Przełęcz Okraj (Bóbr)	190,6/d	Sudety/Karkonosze; [GŁOWICKI 1978]
1978-08-08; Jakuszcze; 872 (Bóbr)	171,2/d	Sudety/Karkonosze/Góry Izerskie; [OTOP, 2004]
2002-08-13; Jakuszcze; 872 (Kamienna/Bóbr)	165,0/d	Sudety, [DUBICKI I MALINOWSKA-MAŁEK, 2005];
2006-08-07; Świeradów; 550 (Kwisa/Bóbr)	163,4/d	Sudety, [materiały pomiarowe IMGW]

Synoptyczne i orograficzne uwarunkowania ekstremalnych opadów atmosferycznych

Opady wywołane przez konwergencję. Każdemu układowi niskiego ciśnienia towarzyszy wymuszony ruch wstępujący (wślizg lub wypychanie ku górze) dużych objętości względnie cieplejszego powietrza po powierzchniach frontalnych. Dalszą konsekwencją tych procesów jest kondensacja zawartej w nim pary wodnej oraz powstawanie opadu atmosferycznego. Intensywność tych procesów nasila się wraz ze wzrostem zawartości pary wodnej oraz intensywnością wznoszenia powietrza, tzw. konwergencją. W zdecydowanej większości przypadków z notowanymi opadami ekstremalnymi, konfiguracja pola ciśnienia oraz kierunek napływu powietrza były bardzo zbliżone (29.07.1897, 10.08.1964, 31.07.1977, 07.08.2006, 28.06.2009). Karkonosze w takich sytuacjach znajdują się pod wpływem niżu usytuowanego na wschód lub południowy wschód (Ryc. 30). Po wschodniej stronie cyklonu ma miejsce adwekcja ciepłych i wilgotnych mas powietrza z południa (najczęściej zwrotnikowego). Po stronie zachodniej, z północy, napływa chłodne powietrze polarno-morskie. Pojawia-

29 VII 1897**10 VIII 1964****01 VII 1977****14 VIII 2002****07 VIII 2006****24 VI 2009**

Ryc. 30. Mapy dolnej sytuacji barycznej (izolinie) oraz mapy topografii barycznej 500 hPa (barwne tło) nad Europą w dniach z opadem rozlewnym spowodowanym przez makroskalową konwergencję (źródło: Karten Archiv, www.wetterzentrale.de).

jąca się w takich sytuacjach, duża termiczna asymetria jest m.in. główną siłą napędową konwergencji (Ryc. 31). Jeśli dojdzie do spowolnienia ruchu strefy frontalnej, w której intensyfikuje się konwergencja, to sumy opadu atmosferycznego mogą także poza górami osiągać wielkości rekordowe (przekraczające nawet 50–100 mm w ciągu doby). Nad Karkonoszami dochodzi dodatkowo do intensywnego spiętrzania płynącego dołem chłodnego powietrza polarno-morskiego oraz dodatkowej kondensacji wody zwiększającej w istotny sposób wodność chmur dolnego piętra. Krople opadu, generowane z chmur frontalnych, w czasie opadania przez chmurę orograficzną zwiększają swoją objętość pod wpływem wymywania wewnętrznych, tj. zderzania się ich z kropelkami chmury. Mechanizm ten znany jest w literaturze pod nazwą „seeder-feeder” (FOWLER i in. 1988; DORE & CHOUARTON 1992). Powoduje on w Karkonoszach znaczące, często nawet więcej niż dwukrotne zwiększenie intensywności występującego opadu. Przy notowanych opadach rozlewnych największą intensywność

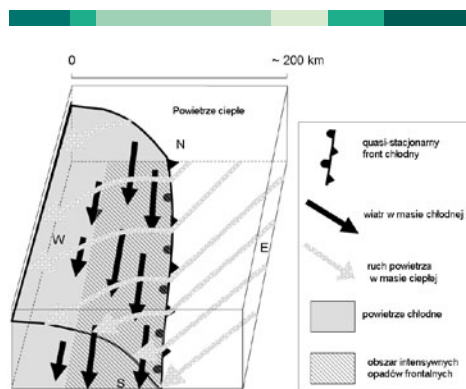
opadu stwierdzono przy nasilającym się wietrze w strefie grzbietu Karkonoszy. Bardziej dynamiczny przepływ powietrza to większa objętość powietrza, które w danej jednostce czasu piętrzy się i nasycza parą wodną. W dalszej konsekwencji podtrzymywana jest duża intensywność wymywania dolnej chmury przez opad pochodzący z chmury frontalnej.

Opady wywołane przez konwekcję. W przypadku opadów nawałnych wywołanych przez konwekcję nie ma widocznej pozytywnej zależności sumy opadu od wysokości. Stąd też większość udokumentowanych zdarzeń z ekstremalnymi opadami nawałnymi wystąpiła poza Karkonoszami. Wydarzenie o podobnym charakterze w bezpośrednim sąsiedztwie Karkonoszy wystąpiło 29.05.1968 w Komarnie w Górach Kaczawskich. Prawdopodobieństwo wystąpienia opadu nawałnego wzrasta przy dużej zawartości pary wodnej w obrębie warstwy granicznej w ciepłej i wilgotnej masie powietrznej. Drugim kluczowym czynnikiem jest specyficzna pionowa stratyfikacja termiczna. Dużej chwiejności masy powietrznej w dolnej i środkowej troposferze towarzyszy wyraźna warstwa hamująca, której równowaga jest stała. Czasami ma ona postać inwersji swobodnej (Ryc. 32). Ze względu na obecność warstwy hamującej nie dochodzi do rozwoju spontanicznej konwekcji i tworzenia się licznych komórek burzowych.

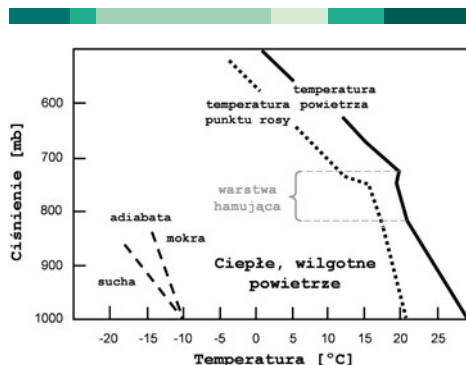
Do przebicia warstwy hamującej dochodzi jedynie tam, gdzie prądy konwekcyjne są najsilniejsze. W takiej sytuacji brak jest w bezpośrednim sąsiedztwie innych komórek, które mogłyby konkurować o dostęp do zapasu ciepłego i wilgotnego powietrza. Chmury burzowe Cumulonimbus rozbudowują się zatem bardzo dynamicznie, sięgając aż po tropopauzę. Mogą osiągać znaczne rozmiary horyzontalne i objętości nawet setek tysięcy kilometrów sześciennych, tworząc tzw. mezoskalowe systemy konwekcyjne.

Synoptyczne i orograficzne uwarunkowania ekstremalnych zdarzeń wiatrowych

Maksymalne prędkości wiatru w Karkonoszach notowane są najczęściej w chłodnej połowie roku, w czasie przemieszczania się z zachodu na wschód głębokich układów niskiego ciśnienia (znad Atlantyku, przez Morze Północne, w kierunku Morza Bałtyckiego). Wręcz ze spadkiem ciśnienia w centrum układu wzrasta prędkość wiatru. Cyklony czerpią energię z różnicy temperatury kontaktujących się ze sobą mas powietrznych. W kilku przypadkach udowodniono, że rekordowe prędkości wiatru mierzone przy powierzchni ziemi mogą także wynikać z obecności w dolnej troposferze prądu strumieniowego. Poza uwarunkowaniami synoptycznymi bardzo ważną rolę w kształtowaniu pola prędkości wiatru odgrywa orografia. Istotne znaczenie mają zwartość pasma górskiego, jego rozmiar, wysokość względna i bezwzględna oraz przebieg osi grzbietu w stosunku do kierunku ogólnej cyrkulacji atmosferycznej. W przypadku Karkonoszy kluczową rolę odgrywa długość i wysokość zwartego grzbietu oraz przebieg jego osi (WNW-ESE), która jest niemal prostopadła do przeważającego SW kierunku cyrkulacji. W efekcie dochodzi do znacznego wzrostu prędkości przepływu powietrza w stosunku do występującej na tej samej wysokości w swobodnej atmosferze. Nie można także zapominać o roli szorstkości podłoża, która w partiach grzbietowych



Ryc. 31. Mechanizm powstawania opadów intensywnych związanych z makroskalową konwergencją (SOBIK & BŁAŚ 2010).



Ryc. 32. Profil pionowy temperatury powietrza oraz temperatury punktu rosy w dniach z obserwowanymi opadami nawałnymi (SOBIK & BŁAŚ 2010).

Karkonoszy, tj. powyżej górnej granicy lasu, jest bardzo ograniczona, a w sezonie zimowym zredukowana do minimum z uwagi na zalegająca pokrywę śnieżną. Stąd też niezbyt aktywne nize, ze stosunkowo niewielkim poziomym gradientem ciśnienia, mogą spowodować wystąpienie w Karkonoszach porywów wiatru przekraczających $40 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Dzieje się tak, jeśli cyklon z centrum nad zachodnią częścią Europy jest skutecznie blokowany przez rozległy wyż usytuowany po wschodniej stronie kontynentu, a izobary mają przebieg SW-NE. W takich sytuacjach wiatr (fen) w Karkonoszach osiąga ekstremalną prędkość ze względu na nakładające się dwa efekty, które wzmacniają przepływ powietrza: poziomy gradient ciśnienia oraz dodatkowo efekt deformacji przepływu powietrza ponad grzbietem górskim. Ilustrują to przykłady z 13 lipca 1961, 5/6 maja 1968, 11 lutego 1978, 19 grudnia 1989 oraz 6 stycznia 1994 roku, kiedy średnia dziesięciominutowa prędkość wiatru na Szrenicy w Karkonoszach przekraczała 40 m/s , a na Śnieżce osiągała nawet $50\text{--}60 \text{ m/s}$ (ZURAŃSKI & JAŚPIŃSKA 1996; DRUKMAN i in. 1997). Należy nadmienić, że ekstremalne prędkości wiatru notowane są przy feniu cyklonalnym i równowadze stałej w dolnej troposferze, która w istotny sposób ogranicza pionowy zasięg deformacji przepływu powietrza nad Sudetami i prowadzi do dużego zagęszczenia linii prądu. Odpowiednio w warunkach cyrkulacji cyklonalnej i równowagi chwiejnej dynamika fenu jest znacznie słabsza, ponieważ rośnie miąższość warstwy, w której odbywa się przepływ powietrza na stronę zawietrzną. Poza grzbietem, wiatr fenowy może mieć niszczycielską siłę także na północnych i północno-wschodnich stokach gór powyżej 800 m n.p.m. Potwierdza to przykład z listopada 1966 roku, kiedy wystąpiły w Karkonoszach masowe wiatrowały i wiatrołomy (KWIATKOWSKI 1969, 1976).

Wydajne oblodzenie

W kolejnej części opracowania zwrócono uwagę na osobliwość Karkonoszy, którą jest duża częstość oraz wydajność osadów z mgły. Innym zagadnieniem jest obciążenie mechaniczne ze strony sadzi, która stopniowo odkłada się na wszelkich obiektach wystających z podłoża (drzewach, kosodrzewinie, skałach), w tym także powierzchniach budynków oraz innych konstrukcji (np. maszty, słupki wyznaczające przebieg szlaku). W warunkach wydajnej i długo utrzymującej się sadzi wzrastające obciążenie masą lodu prowadzi do oblamywania wierzchołków lub nawet całych drzew, a w ekstremalnych sytuacjach można mówić o realnym zagrożeniu dla stabilności konstrukcji budynków. Najbardziej spektakularnym przykładem było naruszenie konstrukcji, złamanie i osunięcie się górnej platformy Wysokogórskiego Obserwatorium Meteorologicznego IMGW na Śnieżce w marcu 2009 roku. Jako jedną z przyczyn wskazywano oblodzenie spowodowane wyjątkowo wydajną sadią (Ryc. 33). Obciążenie może wzrastać nie tylko przy wydajnej sadi, ale także z powodu marnącego deszczu i mżawki oraz w czasie opadu mokrego śniegu, który przykleja się i następnie przymarza do wszelkich powierzchni. Łącznie osad sadi i mokrego śniegu nazywany jest okiścią.

W Karkonoskiej Stacji Meteorologicznej Uniwersytetu Wrocławskiego na Szrenicy od 1961 roku prowadzone są obserwacje wydajności sadzi. Średnia roczna wydajność, mierzona na tzw. siatce Grunowa (GRUNOW 1955) na szczycie Szrenicy, osiąga 83484 g , co w przeliczeniu na jednostkę powierzchni oznacza 4174 kg/m^2 . W przebiegu rocznym maksymalna wydajność przypada na grudzień i wynosi przeciętnie 757 g na każdy dzień z sadią, czyli $37,8 \text{ kg/m}^2$ lub $37,8 \text{ mm}$ w jednostce opadu. Kolejne miejsca w tej klasyfikacji zajmują styczeń, luty i marzec. W przeliczeniu na godzinę, oblodzenie jest najbardziej wydajne w listopadzie i grudniu, wynosząc przeciętnie $40,8$ oraz $40,4 \text{ g}$. W ponad 50-letniej historii pomiarów sadzi na Szrenicy ekstremalną wagę sadzi ($>1500 \text{ kg/m}^2$) zmierzono w lutym 1973 oraz w grudniu 1965 i 1974 roku. Wspomniany wcześniej marzec 2009 roku jest w kolejności 10. miesiącem z najbardziej wydajną sadią w historii pomiarów na Szrenicy. Wyróżnia go aż 67% udział oblodzenia z dość nietypowego sektora cyrkulacji atmosferycznej (NW-N-NE). W ujęciu dobowym, ekstremalnym oblodzeniem ($>4000 \text{ g}$) charakteryzowały się następujące dni: 23.01.1975, 6.02.1973, 07.02.1973, 22.12.1988 oraz 14.04.1995. Zagrożenie ze strony sadzi zależy także od częstości okresów odwilżowych, w których sady się nadtopia i odrywa od powierzchni, na których się gromadziła. Poza



Ryc. 33. Przełamana i osunięta górna platforma Wysokogórskiego Obserwatorium Meteorologicznego IMGW na Śnieżce (źródło: www.polska.newsweek.pl).

wzrostem temperatury powyżej zera, sprzyja temu także pogoda solarna. Nawet przy ujemnej temperaturze powietrza, dopływające promieniowanie słoneczne może doprowadzić do wzrostu temperatury powierzchni recepcyjnej powyżej 0°C i redukcji obciążenia oblodzeniem (dotyczy to głównie ścian i dachów budynków).

Osobliwości klimatu Karkonoszy

Cechą klimatu górskiego jest jego duże zróżnicowanie przestrzenne wynikające z urozmaiconej rzeźby terenu. Karkonosze wyróżnia przede wszystkim wyrazistość krawędzi morfologicznych, duża zwartość całego bloku górskiego, prostopadłe usytuowanie osi grzbietu względem przeważającego kierunku wiatru oraz położenie w pobliżu zachodniej orograficznej granicy wysokiej części Sudetów. Główną konsekwencją takiej specyfiki rzeźby terenu jest znaczna deformacja pola przepływu powietrza, która z kolei przekłada się na szczególnie dużą prędkość wiatru, bardzo częste występowanie mgły oraz wyjątkową intensywność opadów mgielnych i oblodzenia atmosferycznego. Wspomniane cechy klimatu wyróżniają Karkonosze na tle pozostałych pasm górskich Europy.

Śnieżka – najbardziej wietrzne miejsce w Europie

W obszarach górskich przepływ powietrza pozostaje pod silnym wpływem rzeźby terenu. Wynika to z deformacji pola przepływu, do jakiej dochodzi na barierze górskiej lub z kanalizowania ruchu powietrza w obniżeniach terenowych, przełęczach. Wyraźny efekt deformacji przepływu powietrza to wpływ zwartego i wysoko wyniesionego

Tab. 7. Miejsca z największą wydajnością opadów mgielnych na świecie.

	Kraj	Stacja	φ	λ	H	V
1	Wlk. Brytania	Cairngorm	57°07' N	3°38' W	1245	15,2
2	Polska	Śnieżka	50°44' N	15°44' E	1602	12,5
3	Wlk. Brytania	North Rona	59°07' N	5°49' W	98	10,9
4	Wlk. Brytania	Great Dunfell	54°41' N	2°27' W	847	10,9
5	Wlk. Brytania	Aonach	56°49' N	4°58' W	1130	10,4
6	Islandia	Vestmannaeyjar	63°24' N	20°17' W	124	9,6
7	Polska	Szrenica	50°48' N	15°31' E	1364	9,5
8	Rumunia	Ceahlau Toaca	56°56' N	25°55' E	1898	9,3
9	Francja	Aigoual	44°07' N	3°35' E	1565	9,2
10	Hiszpania	Tarifa	36°00' N	5°36' W	37	9,2
11	Wlk. Brytania	Sule Skerry	44°07' N	3°35' E	16	9,0
12	Dania	Roesnaes	55°45' N	10°52' E	11	8,8
13	Francja	Cape Bear	42°31' N	3°08' E	86	8,8
14	Wlk. Brytania	Foula Island	60°09' N	2°04' W	22	8,6
15	Francja	Pertusato	41°22' N	9°11' E	110	8,5
16	Norwegia	Fugloykalven	70°19' N	20°09' E	37	8,4
17	Bułgaria	Botev	42°40' N	24°50' E	2389	8,3
18	Bułgaria	Cherni	42°35' N	23°16' E	2292	8,3
19	Wlk. Brytania	Cape Wrath	58°38' N	5°00' W	112	8,2
20	Rumunia	Omu	45°27' N	25°27' E	2509	8,2
21	Rumunia	Tarcu	45°17' N	22°32' E	2180	8,2
22	Wlk. Brytania	Orsay	55°40' N	6°30' W	23	8,1
23	Wlk. Brytania	Butt of Lewis	58°31' N	6°16' W	23	8,1
24	Szwajcaria	Jungfrau	46°33' N	7°59' E	3576	8,1
25	Dania	Christianso	55°19' N	15°11' E	15	8,1

Objaśnienia: φ, λ – szerokość i długość geograficzna; H – wys. n.p.m [m]; V – prędkość wiatru [m·s⁻¹]

grzbiecie Karkonoszy o przebiegu WNW-ESE, który usytuowany jest niemal prostopadle do przeważającego kierunku cyrkulacji (SW). Poza samą orografią duże znaczenie ma także mała szorstkość podłoża w partiach grzbietowych wyniesionych powyżej górnej granicy lasu. Przekłada się to na znacznie większą prędkość wiatru notowaną w grzbietowych partiach Karkonoszy, niż występująca na tej samej wysokości w swobodnej atmosferze.

Ekstremalne prędkości wiatru notowane są przy feniu cyklonalnym i równowadze stałej w dolnej troposferze, która w istotny sposób ogranicza pionowy zasięg deformacji przepływu powietrza nad Sudetami i prowadzi do zagęszczenia linii prądu. Przeciętna prędkość fenu na Szrenicy to 21 m/s, jeśli jednak pokrywa się on z silnym wiatrem kształtowanym przez ogólną cyrkulację, to maksymalna prędkość wiatru notowana na grzbiecie Karkonoszy może osiągać 50-60 m/s.

Średnia roczna prędkość wiatru na Śnieżce i Szrenicy wynosi odpowiednio 12,5 i 9,5 m/s (Tab. 7). Analizując warunki wiatrowe w pozostałych górskich stacjach Europy i wykluczając jedną stację położoną w Szkocji (Cairngorm, gdzie dużej prędkości wiatru sprzyja bezpośrednie sąsiedztwo oceanu), Karkonosze należy zaliczyć do najbardziej wietrznych gór w kontynentalnej części Europy. Mniejsze prędkości wiatru w Alpach (Sonnblick, Säntis, Zugspitze: od 5 do 7 m/s) czy Karpatach (Omu, Tarcu, Ceahlau Toaca – ok. 8–9 m/s) należy tłumaczyć tym, że ich wysokie, ale izolowane i „piramidalne” szczyty wywołują znacznie mniejszą deformację przepływu powietrza. W przypadku długiego, zwartego grzbiecie górskiego Karkonoszy efekt opływania ma niewielkie znaczenie, przez co wzrasta dynamika przepływu ponad barierą górską.

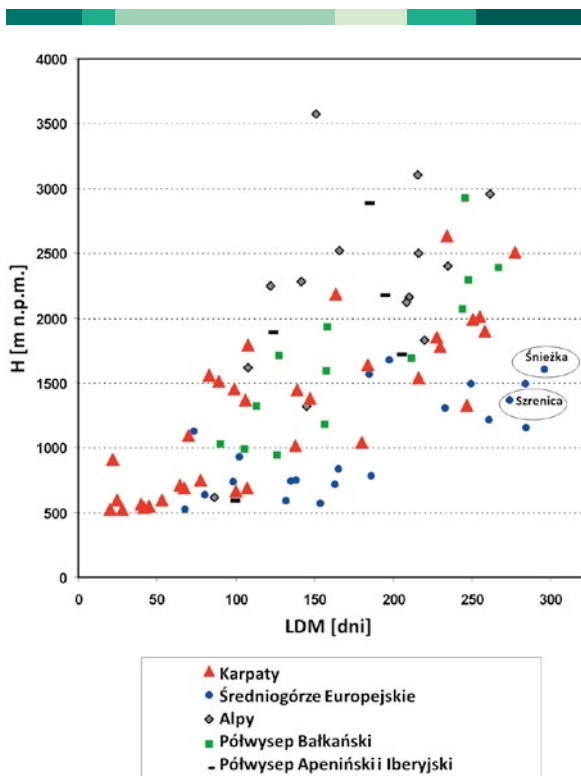
Rekordowa częstość mgły

O dużej częstości mgły w Karkonoszach decyduje przewaga cyrkulacji z sektora zachodniego, a w konsekwencji częsta adwekcja wilgotnych mas powietrza atlantyckiego.

Rekordową, średnią roczną liczbą dni z mgłą wśród wszystkich górskich stacji synoptycznych w kontynentalnej części Europy charakteryzuje się właśnie Śnieżka (296 dni w roku), a piąte miejsce w kolejności zajmuje Szrenica (274 dni; Ryc. 34). Karkonosze przewyższają pod tym względem stacje alpejskie i karpackie. O mniejszej liczbie dni z mgłą w Alpach czy Karpatach decyduje to, że przy ich wysokości często wystają ponad warstwę chmur piętra dolnego. Rekordowo dużej liczbie dni z mgłą w Karkonoszach sprzyja, brak istotnych barier w postaci innych maszyn górskich i korzystna ekspozycja na adwekcję wilgotnego powietrza atlantyckiego.

Wydajne osady atmosferyczne – osad ciekły i sadz

Duża częstość mgieł, którym towarzyszy silny wiatr, przekłada się na dużą wydajność osadu ciekłego i sadzi (Ryc. 35). Przychód wody z mgły zmierzony w Karkonoszach osiąga wielkości od 500 do ponad 1500 mm rocznie (Tab. 8; Błaś 2001). To oznacza, że lokalnie większe znaczenie w przychodzie wody może mieć osad z mgły niż

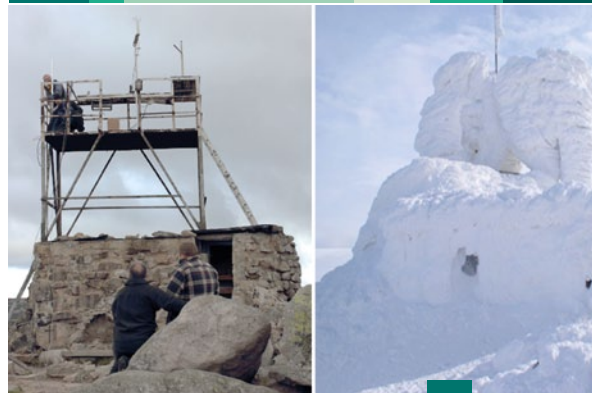


Ryc. 34. Roczna liczba dni z mgłą (LDM) w obszarach górskich Europy w odniesieniu do wysokości nad poziomem morza (1994-2000; Błaś & SOBIK 2004).

sam opad atmosferyczny. Podane wielkości należą do najwyższych notowanych na świecie. Sprzyjają temu częstość występowania mgły (>250 dni w roku) oraz wyjątkowo wysoka średnia prędkość wiatru. Ważną rolę w depozycji osadów mgielnych odgrywają także świerki, które ze względu na gęste gałęzie z całorocznym igliwem są bardzo skutecznymi receptorami osadu mgielnego.

Fala orograficzna (moazagotl), wał fenowy

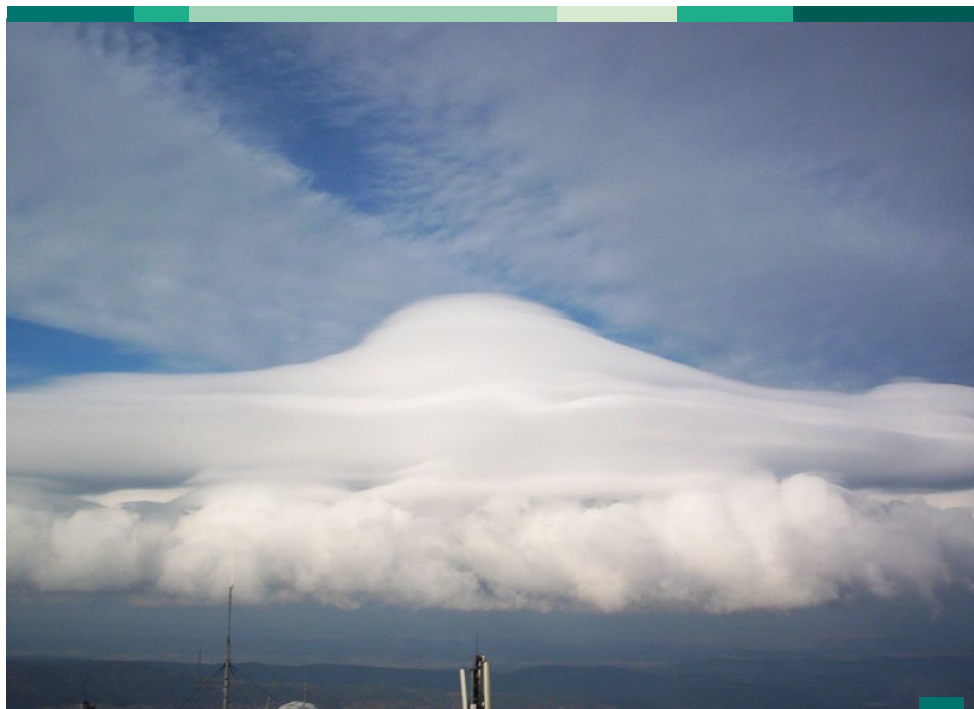
Wymuszony orografią przepływ powietrza atmosferycznego ponad grzbietem Karkonoszy prowadzi do pojawienia się fenu oraz tzw. fali orograficznej. Efektem jest często obserwowany wał fenowy oraz chmury o bardzo specyficznym, soczewkowatym kształcie, tzw. *lenticularis*. Zjawisko fali orograficznej przebiega dynamicznie przy adwekcji skierowanej prostopadle do osi głównego grzbietu Karkonoszy, tj. najczęściej z sektora SSW-WSW oraz rzadziej NNE-ENE. Zostało ono po raz pierwszy opisane w literaturze światowej na podstawie obserwacji prowadzonych właśnie na terenie Karkonoszy. Autorem pionierskich prac w tym zakresie był Joachim Kuttner (KUTTNER 1939). Doświadczenia wyniesione z Karkonoszy zainspirowały go do prowadzenia badań na rolę fali orograficznej m.in. w Alpach i Górach Skalistych. W odkryciu zjawiska i opisanie natury fali orograficznej (tzw. fali stojącej) pomogły doświadczenia wyniesione z lotów szybowcowych, wykonywanych w oparciu o lotnisko w Jeżowie Sudeckim. Obserwacje prowadzone przez Kuttnera wskazują, że zjawisko fali orograficznej ma zasięg do 250 km po zawietrznej stronie Karkonoszy. Najczęściej obserwowano 6 fal stojących, w obrębie których zachmurzenie osiągało miąższość od 1 do 4 km. W identyfikacji fal stojących pomagają chmury gatunku *lenti-*



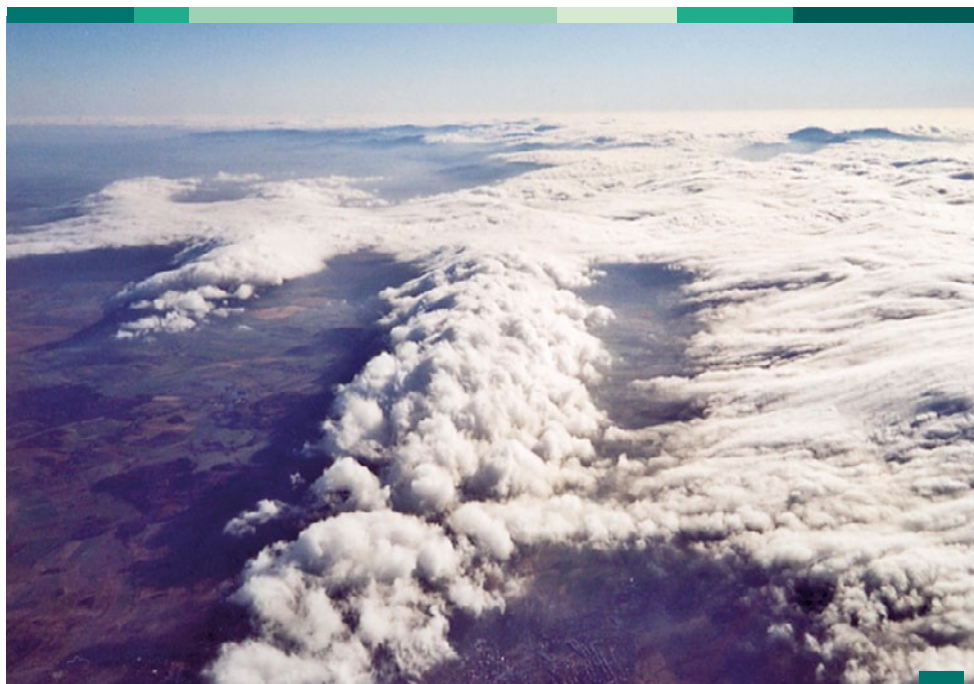
Ryc. 35. Wieża anemometryczna Karkonoskiej Stacji Meteorologicznej na szczycie Szrenicy, bez oraz z sadzią (1362 m n.p.m., fot. M. Błaś).

Tab. 8. Wybrane przypadki ekstremalnych opadów atmosferycznych w Karkonoszach oraz w ich bezpośrednim otoczeniu.

Kraj	Region geograficzny	H	Pokrycie terenu	Roczny przychód wody z mgły	Przychód wody z mgły w odniesieniu do sumy opadu	Autor
Polska	Góry Izerskie Stóg Izerski	1100	świerk	2250-1014 mm	(123-56%)	Błaś 2001
Anglia	Great Dun Fell	847	świerk	880-240 mm	(44-12%)	FOWLER I IN. 1990
Polska	Karkonosze NW stok Szrenicy	1050	świerk	567-300 mm	(29-15%)	Błaś 2001
Niemcy	Waldstein	800	las iglasty	564 -163 mm	(50-20%)	WRZEŚIŃSKI & KLEMM 2000
RPA	Natal	1800	brak informacji	400 mm	(133%)	LE HOUEROU 1998
Anglia	Dunslair Heits	602	świerk	390 mm	(30%)	CROSSLEY I IN., 1998
Kolumbia	Andy - Cali-Pichinde	1500	roślinność krzaczasta	351 mm	(15%)	JIMENEZ 1998
Australia	Queensland SE	1100	tropikalny las górski	343 mm	(35 %)	YATES D. I IN. 1998
Kenia	Mt. Kulal	1450	brak informacji	336 mm	(24%)	LE HOUEROU 1998
Kanada	Nowa Fundlandia Cape Race	80	las iglasty	305 mm	(16%)	BEAUCHAMP 1998
RPA	zlewnia rzeki Olifants	350	roślinność krzaczasta	300-100 mm	(300-100%)	LE HOUEROU 1998



Ryc. 36. Stratocumulus lenticularis tworzący się nad Grzbietem Kamienickim Gór Izerskich, widoczny ze szczytu Szrenicy (26.10.2007, fot. M. Godek).



Ryc. 37. Fala orograficzna po zawietrznej stronie Karkonoszy, sfotografowana w czasie lotu szybowcem. Widoczne zachmurzenie w kolejnych grzbiętach fali orograficznej (źródło: archiwum Aeroklubu Jeleniogórskiego).



Ryc. 38. Wał fenowy nad Grzbietem Wschodnim Karkonoszy – fotografia wykonana z Kowar (fot. A. Gałek).

ularis o charakterystycznym soczewkowatym kształcie, które występują w grzbietach fali (Ryc. 36). Wznoszenie się powietrza w tej strefie prowadzi do jego ochłodzenia i przesycenia parą wodną, czego końcowym rezultatem jest występowanie izolowanych pakietów chmur (Ryc. 37). W zależności od wilgotności powietrza i pionowej stratyfikacji termicznej, chmury *lenticularis* mogą pojawiać się w różnych piętrach zachmurzenia, a czasami w kilku sekwencjach ponad sobą. Pierwotna nazwa tych chmur brzmi „moazagolt” i ma związek z rolnikiem z Cieplic (niem. Warmbrunn), Gottliebem Mötzem, który wpatrywał się w chmurę, która stoi w miejscu oraz zasłania tarczę słoneczną, przez co siano na polu nie chce schnąć. Gospodarz ten wykorzystał pojawianie się tej chmury do przewidywania pogody na następny dzień. Okoliczni mieszkańcy mówili o prognozy chmurze Mötza „moazagolt” (ROSOL 2009).

Innym zjawiskiem, także powiązaniem z fenem, jest obserwowany ponad grzbietem Karkonoszy tzw. wał fenowy. O ile po stronie dowiejtrnej grzbietu Karkonoszy w powietrzu wznoszącym się dochodzi do powstawania grubych chmur, o tyle po stronie zawietrznej chmury szybko zanikają wskutek parowania kropelek w powietrzu zstępującym, które sprężając się podlega intensywnemu ogrzewaniu. Wał fenowy występuje w najbardziej widowiskowej postaci w chłodnej połowie roku w pogodzie wyżowej, tj. przy wyraźnej inwersji termicznej i występowaniu zachmurzenia podinwersyjnego (Ryc. 38). Przy dokonującej się przebudowie pola barycznego (ustępujący wyż) oraz wzroście poziomego gradientu barycznego, chłodne powietrze zalegające pod warstwą inwersyjną wraz z morzem mgieł przelewa się przez grzbiet Karkonoszy. Wyjątkowość i widowiskowość wału fenowego pojawiającego się w takich sytuacjach polega na tym, że na ogół nie występuje zachmurzenie w piętrze dolnym i średnim, przez co można go obserwować nawet z dużej odległości. Po drugie, bardzo ostro zarysowuje się granica pomiędzy chłodniejszą masą powietrza z mgłą i cieplejszą bardzo suchą. Wreszcie, po trzecie, miąższość wału fenowego jest niewielka i w zależności od dynamiki przepływu może wynosić od nawet kilku do 100–200 metrów.

Morze mgieł

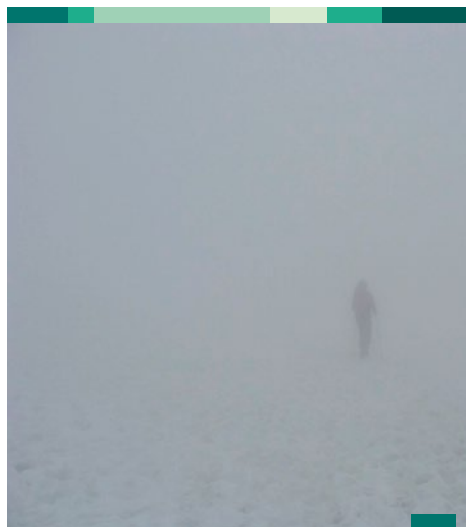
Morze mgieł (chmur) możemy obserwować najczęściej w układach wysokiego ciśnienia, w chłodnej części roku, dla których charakterystyczna jest inwersja temperatury (jej wzrost z wysokością). Może ona rozpoczynać się od poziomu gruntu lub też może być zawieszona w swobodnej atmosferze. Górną granicę tej warstwy wyznacza zasięg mezoskalowego osiadania powietrza w obrębie wyżu barycznego. Poniżej inwersji na ogół

panuje równowaga stała do obojętnej. W cieplej części roku, podczas dziennej części doby, jest to równowaga chwiejna. W analizowanych sytuacjach dochodzi więc do rozwarstwienia dolnej troposfery na dwie masy powietrzne o zupełnie różnych parametrach fizyko-chemicznych takich jak: temperatura, wilgotność, koncentracja zanieczyszczeń, przejrzystość, kierunek i prędkość wiatru. Osiadające powietrze pochodzące z wyższych warstw troposfery jest względnie bardzo ciepłe, suche, a stężenie zanieczyszczeń osiąga swoje minima. To przekłada się na wyjątkowo dobrą widzialność poziomą (nawet > 100 km), którą ogranicza tylko krzywizna Ziemi (Ryc. 10 i 20). W drugiej warstwie, znajdującej się pod inwersją, powietrze jest chłodniejsze, co w połączeniu z dużą wilgotnością względną i małą prędkością wiatru prowadzi do częstego tworzenia się mgieł i zachmurzenia tzw. podinwersyjnego. Granica między tymi warstwami przebiega na ogół w strefie od kilkuset do 1200 m n.p.m. O ile w dolnych partiach gór warunki pogodowe są bardzo niekorzystne, ze względu na wzrost koncentracji zanieczyszczeń i wilgotności względnej oraz obecność mgły, o tyle w wyższych partiach gór panują doskonałe warunki do uprawiania turystyki i sportów zimowych.

Należy jeszcze nadmienić, że zjawisko morza mgieł znacznie częściej jest obserwowane po południowej stronie Karkonoszy. Tą prawidłowość należy tłumaczyć występowaniem rozległej niecki w centralnej części Masywu Czeskiego, tj. kotliny, którą od północy zamykają są Karkonosze. W obrębie tego rozległego obniżenia panują znacznie korzystniejsze warunki do pojawiania się inwersji oraz rozwoju zachmurzenia podinwersyjnego niż po północnej stronie Karkonoszy. Jednocześnie miąższość warstwy inwersyjnej jest tu większa, przez co pułap morza mgieł jest notowany przeciętnie 200 m wyżej niż po północnej stronie.

White-out

Zjawisko *white-out*, które w polskiej wersji językowej funkcjonuje jako „biała ciemność”, dotyczy warunków pogodowych, w których przy zalegającej pokrywie śnieżnej notowana jest mgła o dużej gęstości (wodności) ograniczająca widzialność oraz opad śniegu lub zamieć śnieżna. (Ryc. 39). W warunkach tych dochodzi do silnego rozpraszania światła poprzez wielokrotne odbicie padających promieni słonecznych. W konsekwencji światło dociera do oczu obserwatora ze wszystkich kierunków. Duża ilość rozproszonego światła oraz brak widocznych (innych niż białe) punktów odniesienia w otoczeniu powodują, że horyzont zlewa się podłożem, utrudnia orientację i poruszanie się. W takich okolicznościach u człowieka dochodzi do zaburzeń w pracy błędnika, mamy poczucie zawieszenia w przestrzeni, co może prowadzić nawet do zawrotów głowy oraz problemów z utrzymaniem równowagi. Zjawisko to jest typowe dla strefy powyżej górnej granicy lasu i niestety było w Karkonoszach przyczyną wielu górskich dramatów.



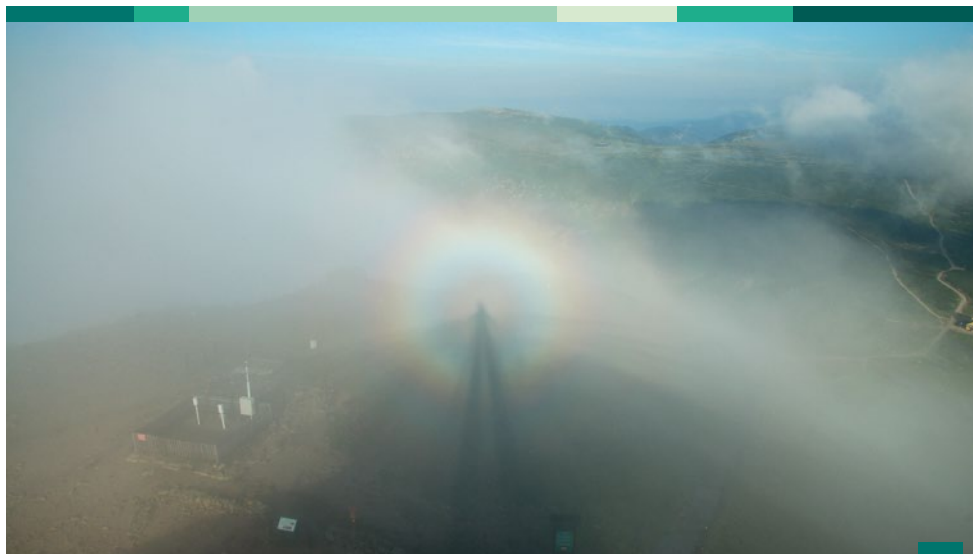
Ryc. 39. Zjawisko *white-out* (biała ciemność) w czasie wędrowki po grzbiecie Karkonoszy (fot. M. Błaś).

Widmo Brockenu i gloria

Do osobliwych zjawisk meteorologicznych, obserwowanych w Karkonoszach należy również zaliczyć widmo Brockenu i glorię. Są to zjawiska optyczne obserwowane przy niskim położeniu Słońca nad horyzontem. Na chmurach zalegających niżej pojawia się powiększony cień obserwatora (widmo Brockenu), niekiedy otoczony jest obwódką o barwach tęczy zwaną glorią. Rekordowa frekwencja mgły notowanej na stacji Śnieżka i Szrenica może świadczyć o tym, że wspomniane zjawiska optyczne są notowane tutaj znacznie częściej niż w innych pasmach górskich Europy. Widmo Brockenu i glorię można obserwować będąc m.in. w stosunkowo cienkiej warstwie mgły (Ryc. 40).

Cień Ziemi

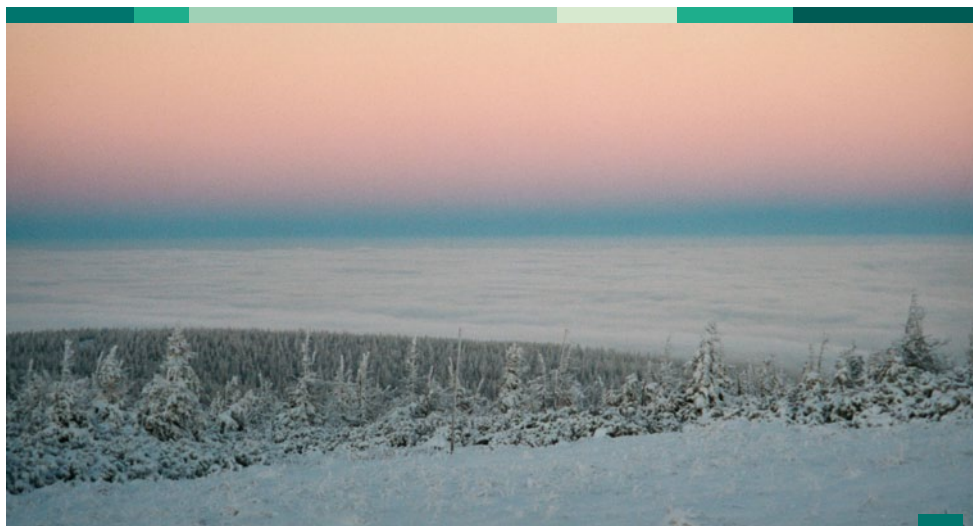
Planeta Ziemia, tak jak każda przeszkoda usytuowana na drodze światła, tworzy strefę cienia po przeciwniej stronie względem Słońca. W warunkach bezchmurnego nieba, przez około 30 minut przed wschodem i po zachodzie



Ryc. 40. Widmo Brockenu oraz gloria – w czasie mgły na szczycie Śnieżki. Promieniowanie słoneczne przeświecila warstwę mgły, a obserwator może widzieć swój cień na zawieszonych w powietrzu kropelkach mgły/chmury, które spełniają rolę ekranu. Promieniowanie niejako obrysowuje naszą sylwetkę, a linie cienia zbiegają się w punkcie przeciwslonecznym, tłumacząc efekt perspektywy oraz trójkątny kształt cienia naszej postaci. Nazwa zjawiska pochodzi bezpośrednio od nazwy szczytu Brocken w górach Harz, gdzie było ono obserwowane. Temu zjawisku dość często towarzyszy gloria w postaci barwnych pierścieni tzw. dyfrakcyjnych wokół cienia głowy obserwatora widma Brockenu (fot. T. Nasiółkowski).

słońca, można obserwować zjawisko cienia ziemi w postaci pociemnionego pasa atmosfery bezpośrednio nad linią horyzontu oraz atmosfery intensywnie rozświetlonej promieniami słonecznymi tuż nad nim (Ryc. 41).

Zarówno cień Ziemi, jak i rozświetlona część atmosfery są widoczne dzięki odbiciu światła od aerozoli, czyli od unoszących się w powietrzu bardzo drobnych cząstek pyłu. Zjawisko może wystąpić z większą intensywnością tam, gdzie stężenie aerozoli jest podwyższone, np. z powodu antropogenicznych zanieczyszczeń lub pyłu wulkanicznego.



Ryc. 41. Cień Ziemi widoczny ze Szrenicy tuż przed wschodem słońca w NW sektorze kierunkowym (fot. M. Błaś).

Pył diamentowy

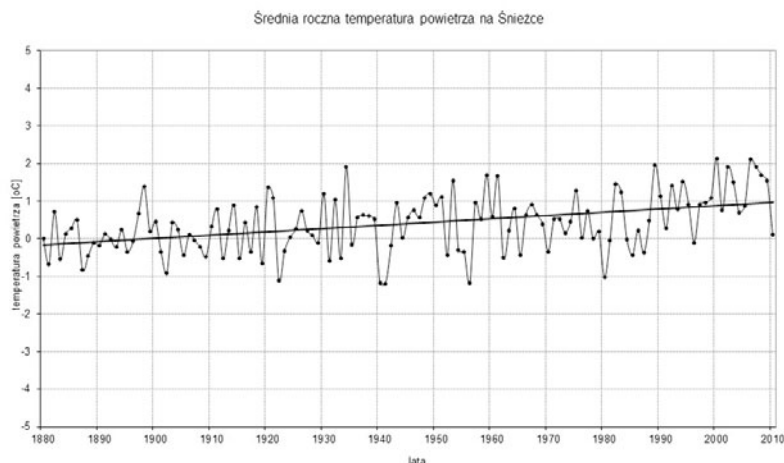
Pył diamentowy jest formą opadu atmosferycznego o niewielkim natężeniu w postaci bardzo drobnych kryształków lodu. Zdarza się, że jedynym sygnałem świadczącym o jego obecności jest delikatne migotanie w promieniach słońca lub księżyca. Występuje najczęściej w czasie mroźnej i bezchmurnej pogody. Pył diamentowy dość często przyczynia się do wystąpienia zjawiska halo, zwykle w postaci kręgu świetlnego w stosunkowo dużej odległości kątowej od słońca lub księżyca.

Błyski typu „red sprite” (chochliki)

Dość wyjątkowym zjawiskiem pogodowym, które w Karkonoszach udało się po raz pierwszy zarejestrować w Polsce, dokładnie 20/21 lipca 2007 roku w czasie obserwacji prowadzonych w Wysokogórskim Obserwatorium Meteorologicznym IMGW-PiB na Śnieżce, są nietypowe rozbłyski światła, które nazywane są „red sprite” – w polskiej wersji językowej funkcjonują pod nazwą „chochliki” (IWAŃSKI i in. 2009). Są one bardzo krótkie i aby je udokumentować, trzeba dysponować aparaturą umożliwiającą wykonywanie nawet 10 000 zdjęć na sekundę. Zjawisko to pojawia się w czasie wysokiej aktywności burzowej, kiedy neutralnie naładowane chmury generują wyładowania chmura-ziemia oraz międzymurowe. „Red sprite” to jedno z wielu zjawisk świetlnych. Obserwowane są także: elfy (ang.: Elves), niebieskie fontanny (ang.: Blue Jets), skrzaty (ang.: Pixies), gnomy (ang.: Gnomes) oraz inne, które nie mają jeszcze swoich polskich odpowiedników (np. Blue starters, Sprite halos, www.sky-fire.tv). Przypuszcza się, że mają one wszystkie wpływ na zmianę składu chemicznego atmosfery, a co za tym idzie, znaczne ograniczenie wpływu promieniowania kosmicznego na Ziemię. Mogą być także powodem zakłóceń w pracy satelitów oraz innych urządzeń telekomunikacyjnych.

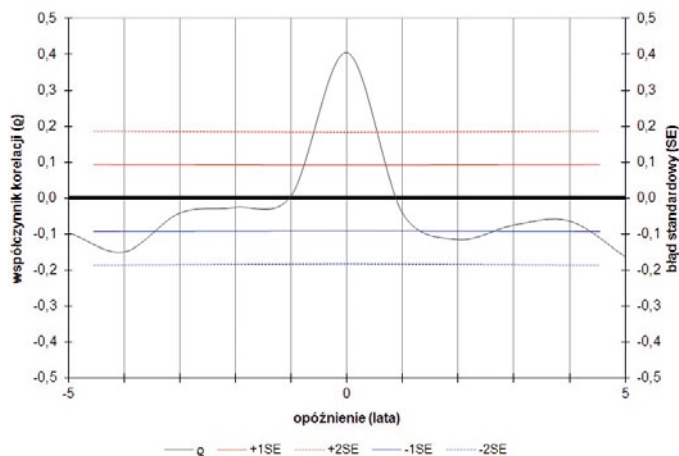
Klimat Karkonoszy a globalne ocieplenie

Pod koniec XIX wieku, po kilkusetletnim, szczególnie chłodnym okresie, sprzyjającym na wierzchovinie Karkonoszy procesom mrozowym i rozwojowi tundry arko-alpejskiej, nastąpiła powolna zmiana warunków klimatycznych. Wyniki pomiarów meteorologicznych prowadzonych na Śnieżce nieprzerwanie od 1880 roku dobrze dokumentują proces ocieplenia jaki jest obserwowany w skali globalnej (Ryc. 42). Warto zaznaczyć, że obserwatoriów meteorologicznych o tak długiej serii, o niezmienionym otoczeniu, oddalonych od antropogenicznych źródeł ciepła jest niewiele na świecie. Analiza danych z okresu 1901–2000 wskazuje na ocieplenie klimatu wyrażone wzrostem średniej rocznej temperatury powietrza $+0,8^{\circ}\text{C}/100$ lat. O wzrostowej tendencji zdecydował głównie silny wzrost dobowych minimów temperatury ($+1,4^{\circ}\text{C}/100$ lat) i wyraźny trend spadkowy dobowych amplitud ($-0,6^{\circ}\text{C}/100$ lat), co świadczy o wzroście cech oceanizmu i częstoci atlantyckich mas powietrza (GŁOWICKI 1998, 2003, 2005).



Ryc. 42. Średnia roczna temperatura powietrza na Śnieżce w latach 1881–2010.

Obszar Karkonoszy znajduje się pod silnym i bezpośrednim wpływem strefowej cyrkulacji mas powietrza znad Oceanu Atlantyckiego, co dobrze ilustruje zależność warunków termicznych na Śnieżce od wskaźnika NAO (North Atlantic Oscillation index). Wskaźnik ten wyraża różnice ciśnienia atmosferycznego pomiędzy wyżem azorskim a niżem islandzkim. Ta bezpośrednia zależność widoczna jest na poziomie średniej rocznej temperatury powietrza (Ryc. 43). Dużo słabsze korelacje obserwuje się dla obszaru Karpat i Alp (MIGAŁA 2005).

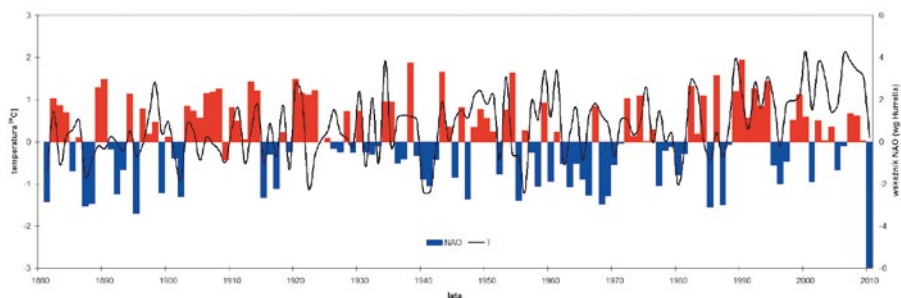


Ryc. 43. Zależność średniej rocznej temperatury powietrza na Śnieżce (1602m n.p.m.) od wskaźnika cyrkulacji atmosferycznej NAO jako funkcja korelacji wzajemnej dla lat 1881–2010.

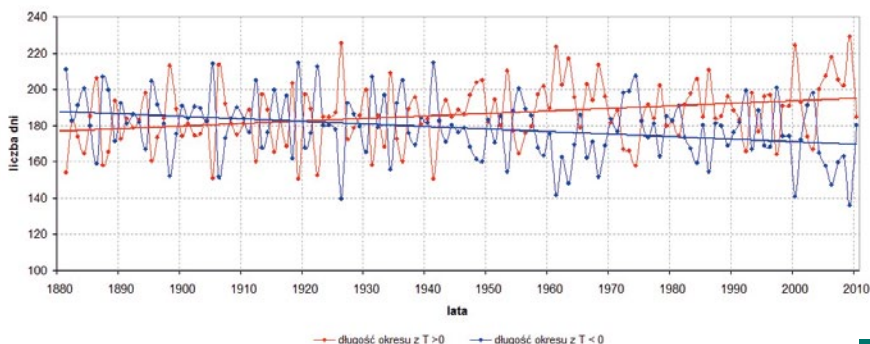
Cechą klimatu Karkonoszy jest duża międzysezonowa zmienność, zależna przede wszystkim od cyrkulacji atmosferycznej kształtowanej nad północnym Atlantykiem. Wzajemne relacje pomiędzy wyżem azorskim a niżem islandzkim powodują, że w skali wieloletnia obserwowane są 2–3 letnie oraz 7–8 letnie cykle zmian warunków termicznych (Ryc. 44).

W latach 1881–2010 aż 33,8% wartości średnich rocznych, 47,7% przypadków średniej miesięcznej temperatury stycznia oraz 64,6% przypadków dla lipca, notowanych na Śnieżce mieściło się w granicach normy klimatycznej okresu 1961–1990. Proporcje te można uznać za charakterystyczne dla całego obszaru Karkonoszy.

Gwałtowny wzrost temperatury zaznaczył się pod koniec XX wieku. Konsekwencją postępującego ocieplenia są krótsze zimy z tendencją spadkową wynoszącą – 14 dni/100 lat, wcześniejsze roztopy wiosenne i wydłużony sezon wegetacyjny (Ryc. 45). Wzrost temperatury jak nastąpił od końca XIX wieku oznacza, że granice klimatyczne pięter roślinnych utrwalonych ponad 100 lat temu podniosły się o 160–180m wyżej, zachęcając



Ryc. 44. Średnia roczna temperatura powietrza na Śnieżce (T) i wskaźnik cyrkulacji północnoatlantyckiej (NAO) w latach 1881–2010.



Ryc. 45. Liczba dni z średnią dobową temperaturą powietrza $t < 0^{\circ}\text{C}$ oraz $t > 0^{\circ}\text{C}$ w latach 1881-2010 na Śnieżce.

do ekspansji pionierskich roślin z niższych pięter. Obserwowane tendencje mogą być nie tylko wynikiem oddziaływania wzmożonej ilości antropogenicznych gazów szklarniowych lecz także skutkiem zmian cyrkulacji atmosferycznej.

Podsumowanie

Podstawową cechą klimatu Karkonoszy jest piętrowość rozkładu głównych zmiennych, oznaczająca ich wyraźną zależność od wysokości n.p.m. Odstępstwa od tej zasady w obszarze Karkonoszy polegają przede wszystkim na różnicach pomiędzy północną (polską) i południową (czeską) stroną gór. Daleko mniejsze są kontrasty między zachodnią i wschodnią częścią Karkonoszy.

Relacja pomiędzy podobnymi strefami wysokościowymi na makro-stoku północnym w stosunku do południowego zależy przede wszystkim od kierunku przeważającej cyrkulacji atmosferycznej, co określa która część gór znajduje się po stronie dowieತ್ರnej w strumieniu powietrza spiętrzającego się nad górami, a która po stronie zawięತ್ರnej ze strumieniem powietrza opadającego. Każdy z tych makro-stoków w danych warunkach synoptycznych może stawać się stokiem dowieತ್ರnym, a w innych zawięತ್ರnym, jednak w wieloletniej perspektywie zaznaczają się wyraźne prawidłowości. W zimnej połowie roku czeska strona Karkonoszy znacznie częściej znajduje się po dowieತ್ರnej, czego skutkiem są wyraźnie większe opady oraz grubsza i bardziej trwała pokrywa śnieżna niż po stronie polskiej, w której – z uwagi na częste feny dodatkowo zaznaczają się silne ocieplenia prowadzące do redukcji lub nawet okresowego zaniku zimowej pokrywy śnieżnej. W ciepłej porze roku podział na stronę dowieತ್ರną i zawięತ್ರną jest mniej wyraźny, jednak polskie Karkonosze stają się nieco częściej stroną dowieತ್ರną. Skutkiem tego w polskich Karkonoszach notuje się większe niż w Czechach zachmurzenie i nieco większe opady atmosferyczne a ponadto niższą temperaturę powietrza.

Nie znajduje uzasadnienia podział polskich Karkonoszy na dwa subregiony klimatyczne: karkonosko-izerski i wschodnio-karkonoski z linią graniczną w okolicach Przełęczy Karkonoskiej. Argumentem dla takiego wydzielenia był określony przez JENIKĄ (1961) zasięg oddziaływania tzw. systemu anemo-orograficznego Mumławy, w ramach którego przeważające zachodnie i południowo-zachodnie prądy powietrzne kanalizowane są pod wpływem rzeźby terenu i obejmują w sposób powtarzalny określone obszary (KWIATKOWSKI & HOŁDYS 1985). Jednakże podział taki w odniesieniu do polskich Karkonoszy nie jest adekwatny do panujących w rzeczywistości warunków. Trudno znaleźć uzasadnienie dla dominującego wpływu systemu anemo-orograficznego Mumławy na północnych stokach zachodnich Karkonoszy, sięgającego nawet wschodnich Karkonoszy po okolice Borowic. Jego zasięg został wyznaczony jedynie w sposób koncepcyjny i nie poparto go dowodami pomiarowymi. Nie przedstawiono także działania procesów atmosferycznych, które miałyby być odpowiedzialne za odrębność klimatyczną obszaru objętego przez ten system. Wewnętrzne zróżnicowanie klimatu po polskiej stronie gór wynika głównie z położenia danego miejsca względem pola orograficznej deformacji przepływu powietrza i dlatego zaznacza się głównie w średnim i dolnym piętrze gór. Przede wszystkim nie należy łączyć warunków klimatycznych w zachodnich Karkonoszach z klimatem wnętrza Gór Izerskich. W Górach Izerskich na południe od Grzbietu Wysokiego, w przeciwieństwie do strefy o podobnej wysokości w Karkonoszach, w ogóle nie zaznacza się wpływ fenu, występują liczne i silne zastoiska zimnego

powietrza, występują bardzo duże opady zimowe, a trwała pokrywa śnieżna zalega długo. W samych Karkonoszach poniżej wysokich odcinków Grzbietu Granicznego, zarówno w zachodniej (makro-stok pomiędzy Szrenicą a Śląskimi Kamieniami) jak i wschodniej części gór (pomiędzy Małym Szyszakiem a Kowarskim Grzbietem) warunki klimatyczne są zbliżone i zależą od wysokości n.p.m. Stoki te pozostają pod szczególnie częstym wpływem fenu z wszystkimi jego konsekwencjami. Częstość i intensywność procesów fenowych słabnie po zawiętrznej stronie głębokich przełęczy, dlatego procesy te są znacznie słabsze w części zlewni górnej Kamiennej (w rejonie Jakuszy) i nieco słabsze w rejonie Szklarskiej Poręby. W okolicach ujścia Szklarki do Kamiennej ten wpływ zanika. Podobna anomalia w mniejszym stopniu występuje w obrębie Kozackiej Doliny poniżej Przełęczy Karkonoskiej.

Literatura

- BARRY R.G. 2008: Mountain weather and climate, third edition, Cambridge University Press, ss. 506.
- BAUMGART W. 1940: Goethe und Schlesien. Schlesienbändchen, Schlesien Verlag, Breslau: 14.
- BIEL E. 1934: Probleme der schlesischen Klimatologie. Veroff. d. Schl. Ges. f. Erdk.
- BŁAŚ M. & SOBIK M. 2002: Znaczenie lasu w kształtowaniu przychodu wody z mgły w Sudetach. Czasopismo Techniczne, Inżynieria Środowiska 4-5: 129-140.
- BŁAŚ M. & SOBIK M. 2004: Distribution of fog frequency in the Carpathian Mountains. Geogr.Pol. 77, 1: 36-52.
- BŁAŚ M. 2001: Rola mgły w przychodzie wody i mokrej depozycji zanieczyszczeń w Sudetach. Praca doktorska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego: ss. 192.
- BUGAJ T. 1988: Klęski żywiołowe (w XVIII i XIX w.) W: Kowary. Szkice z dziejów miasta, Pr. Kark. Tow. Nauk 39: 111-122.
- CHMAL H. 2010: Johann Wolfgang Goethe (1749-1832) przyrodnik. Czasopismo Geograficzne 81(3): 173-185.
- CZERWIŃSKI J., DUBICKI A., GŁOWICKI B., KRZĄCZKOWSKI P. & KONDAL K. 1995: Wysokogórskie obserwatorium meteorologiczne na Śnieżce., Biblioteka monitoringu środowiska, Wrocław.
- DANKO O. 1979: Klimat lokalny północnego stoku Szrenicy. Praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego: ss. 32.
- DORE A.J. & CHOULARTON T.W. 1992: A three-dimensional model of airflow and orographic rainfall enhancement. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 118, 1041-1056.
- DRUKMAN I., MIGAŁA K. & SOBIK M. 1997: Selected Characteristics of wind speed structure in the West Karkonosze Mts.W: MIGAŁA K. & PEREYMA J. (red.), Climatological Aspects of environment protection in mountain areas. Acta Universitatis Wratislaviensis, Prace Instytutu Geograficznego, s. C, Meteorologia i Klimatologia No 1950, t. 4: 67-73.
- DUBICKI A. & MALINOWSKA-MAŁEK J. 2005: Opady nawalne i ich skutki w dorzeczu środkowej Odry na przełomie XX i XXI wieku. W: Bogdanowicz E., Kossowska-Cezak U. & Szkutnicki J. (red.), Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne, PTGeof., IMGW, Warszawa: 103-121.
- FOWLER D., CAPE J.N., LEITH I.D., CHOULARTON T.W., GAY M.J., JONES A., 1988: The influence of altitude on rainfall composition. Atmos. Envir., 22, 1355-1362.
- FOWLER D., MORSE A.P., GALLAGHER M.W. & CHOULARTON T.W., 1990: Measurements of cloud water deposition on vegetation using a lysimeter and a flux gradient technique. Tellus 42B (3): 285-293.
- GALLE J.G. 1857: Grundzüge der Schlesischen Klimatologie., Commission bei Josef Marx & Kamp, Breslau: 128.
- GŁOWICKI B. 1977: Struktura przestrzenna pokrywy śnieżnej w górnej części Potoku Szrenickiego. Mat. Bad. IMGW, Ser. Meteorol.: 77-95.
- GŁOWICKI B. 1978: Intensywność opadów w Sudetach w okresie powodzi w sierpniu 1977 roku. W: JAHN A. (red.), Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku, Sesja Naukowa 3 marca 1978 r., PAN, Oddz. we Wrocławiu, Kom. Nauk o Ziemi, Wrocław: 41-48.
- GŁOWICKI B. 2005: Klimat Karkonoszy. W: MIERZEJEWSKI M. (red.), Karkonosze. Przyroda nieożywiona i człowiek, Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego: 381-397.
- GRABOW H. 1897: Die Hochwasser-Katastrophe im Riesengebirge am 29. bis 30. Juli 1897: ss. 51.
- GRUNOW J. 1955: Der Niederschlag im Bergwald. Forstwissenschaftliches Centralblatt: 74: 21-36.
- HELLMANN G. 1883: Repertorium der deutschen Meteorologie., Verlag von Wilhelm Engelmann, Leipzig.
- HELLMANN G. 1921: Klimaatlas von Deutschland.
- HESS M. 1966: Znaczenie średniej temperatury roku dla poznania warunków klimatycznych, na przykładzie Karpat Zachodnich. Prz. Geogr 38, 1: 17-40.
- IWAŃSKI R., ODZIMEK A., CLAUSEN L.B.N., KANAWADE V., CNOSSEN I. & EDBERG N.J.T. 2009: Meteorological study of the first observation of red sprites from Poland. Acta Geophysica 57, 3: 760-777.
- JENIK J. 1961: Alpinská vegetace Krkonoš, Kralického Sněžniku a Hrubého Jeseníku. Teorie anemoorografických systému. & ČSAV, Praha.
- JIMENEZ H. 1998: Fog as a water source for foggy forest at the Colombian andean watersheds. W: SCHEMENAUER R.S. & BRIDGMAN H., (red.), 1st Int. Conf. on Fog and Fog Collection, July 19-24, 1998, Vancouver, Canada: 97-100.
- KLIMAKUNDE DES DEUTSCHEN REICHES. TABELLEN 1939., Verlag von Dietrich Reimer, Berlin.
- KOSIBA A. 1948: Klimat ziem śląskich. Zagad. Gospod. Śląska, Wyd. Inst. Śl., Katowice – Wrocław, Ser. 2 (9): 1-127.
- KOSIBA A. 1949: Częstość i intensywność szaty śnieżnej na ziemiach śląskich. Pr. Wr. Tow. Nauk, ser. B: 21.
- KUTTNER J. 1939: Moazagotl und Fohnwalle. Beitr. Phys. Frei Atmos 25: 79-114.
- KWIATKOWSKI J. & HOLDYS T. 1985: Klimat. W: JAHN A. (red.), Karkonosze Polskie, Ossolineum: 87-116.
- KWIATKOWSKI J. 1969: Próba klimatologicznej interpretacji przyczyn wiatrolomów na północnych stokach Karkonoszy w dniach 4 i 5 listopada 1966 r. Opera Corcontica 6: 25-33.
- KWIATKOWSKI J. 1972: Feny w Kotlinie Jeleniogórskiej. Acta Univ. Wratisl 173: 3-46.

- KWIATKOWSKI J. 1975: Zasięg fenów sudeckich i ich wpływ na mezo-klimat regionów południowo-zachodniej i środkowej Polski. *Prz. Geofiz* 20 (28), 1: 15-30.
- KWIATKOWSKI J. 1976: Rola fenów karkonoskich w gospodarce leśnej Kotliny Jeleniogórskiej. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln* 162: 527-540.
- KWIATKOWSKI J. 1979: Zjawiska fenowe w Sudetach i na przedpolu Sudetów. *Probl. Zagosp. Ziem Górskich* 20: 243-280.
- KWIATKOWSKI J. 1982: Skutečné srážky v Krkonoších. *Opady rzeczywiste w Karkonoszach. Opera Corcontica* 19: 45-64.
- KWIATKOWSKI J. 1985: Szata śnieżna, szadź i lawiny. W: JAHN A. (red.), *Karkonosze Polskie*, Ossolineum: 117-144.
- KWIATKOWSKI J. & LUCERSKI P. 1979: Warunki śniegowe i narciarskie na północnych stokach Karkonoszy. *Opera Corcontica* 16: 51-71.
- LE HOUEROU H.N. 1998: Fog-dependent vegetation and ecosystems in the dry lands of Africa. W: SCHEMENAUER R.S. & BRIDGMAN H., (red.), 1st Int. Conf. on Fog and Fog Collection, July 19-24, 1998, Vancouver, Canada: 175-178.
- LIEBERSBACH J. 1980: Intensity of atmospheric deposition on Mount Szczyzna in the Karkonosze range. *Acta Univ. Wratisl* 357: ss. 87.
- MARGAS Cz. & SZYMCAK H. 1969: Kłęski żywiołowe w polskich Karkonoszach i regionie jeleniogórskim (1253-1968). *Wierchy* 38: 55-115.
- METELKA M., MRKVICA Z. & HALÁSOVÁ 2007: Podněbí. W: FLOUSEK J., HARTMANOVÁ O., ŠTURSA J. & POTOCKI J. (red.), *Krkonoše – příroda, historie, život, Baset*, Praha: 147-154.
- MIGAŁA K. 2005: Piętra klimatyczne w górach Europy a problem zmian globalnych, *Acta Univ. Wratisl*, 2718, *Studia Geograficzne* 78, Wyd. Uni.Wroc.: s.140.
- MIGAŁA K., PEREYMA J., SOBIK M. & SZCZEPANKIEWICZ-SZMYRKA A. 1995: Współczesne warunki klimatyczne i zróżnicowanie topoklimatyczne Karkonoszy. W: FISZER Z. (red.), *Problemy ekologiczne wysokogórskiej części Karkonoszy*, Oficyna Wyd. Instytutu Ekologii PAN: 51-78.
- NCDC 2000: National Climatic Data Centre. *Global Daily Summary*.
- NIEDZWIEDZ T. 2003: Słownik meteorologiczny. Polskie Towarzystwo Geofizyczne, IMGW, Warszawa 2003.
- OTOP I. 2004: Maksymalne dobowe opady atmosferyczne w Karkonoszach w drugiej połowie XX wieku. *Opera Corcontica* 41: 25-29.
- PIASECKI J. 1995: Pokrywa śnieżna na Szczytnicy w latach 1960-1990 i klasyfikacja śnieżności zim. *Acta Univ. Wratisl.*, *Prace Inst. Geogr.*, Ser. C, *Meteorologia i Klimatologia* 1705: 23-57.
- POTOCKI J. 2004: Wadliwy projekt infrastruktury narciarskiej przyczyną konfliktu w parku narodowym – przykład Szczytnicy (Defective project of ski infrastructure as a reason of spatial conflict in national park on example of Szczyzna). W: ŠTURSA J., MAZURSKI K. R., PAŁUCKI A. & POTOCKA J. (red.), *Geokologické problémy Krkonoš. Sborn. Mez. Věd. Konf.*, Listopad 2003, Szklarska Poręba 41: 497-503.
- REGELL P. 1905: Das Riesen- und Isergebirge. Land und Leute. Monographien zur Erdkunde 20, Velhagen u. Klasing, Bielefeld, Leipzig.
- ROCZNIKI METEOROLOGICZNE IMGW, 1961 – 1965: Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- ROSOL CH. 2009: Rotoren und Leewallen. Figuren der (In-) Stabilität um 1937: ilinx 1.
- SCHMUCK A. 1969: Klimat Sudetów. *Probl. Zagospod. Ziem Górskich* 5 (18): 93-153.
- SCHINZE G. 1932: 40-jährige Mittel der Schneedecke auf Schneekoppe und ihre Beeinflussung durch Auftreten von arktischen und subarktischen Luftmassen. *Ztschr. f. Angew. Meteor.* 49.
- SIENKIEWICZ R. 1968: Przyczyny i skutki wystąpienia opadu nawalnego w Komarnie w dniu 29 maja 1968 r. *Gazeta Obserwatora PIHM*: ss. 11.
- SOBIK M. & BŁAŚ M. 2010: Wyjątkowe zdarzenia meteorologiczne. W: MIGON P. (red.), *Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki*, *Rozpr. Nauk. Inst. Geogr. Uni. Wroc* 14: 35-80.
- SOBIK M. 1999: Meteorologiczne uwarunkowania zakwaszenia hydrometeorów w Karkonoszach. *Praca doktorska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego*: ss. 121.
- SOBIK M. 2005: Klimat. W: FABISZEWSKI J. (red.), *Przyroda Dolnego Śląska*, PAN, Oddz. We Wrocławiu: 39-57.
- SOBIK M., URBAN G., BŁAŚ M., KRZYŻA M. & TOMCZYŃSKI 2009: Uwarunkowania pokrywy śnieżnej w Sudetach Zachodnich w sezonach zimowych 2001/2002-2005/2006. *Wiad. Met. Hydrol. Gosp. Wod. III (LIII) z. 2-3*: 31-47.
- SZCZEPANIAK L. 1979: Profile termiczne na północnym stoku masywu Szczytnicy w wybranych sytuacjach pogodowych. *Praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego*: ss. 103.
- WAŚK G. 1977: Warunki klimatyczne północnego stoku Szczytnicy. *Praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego*: ss. 59.
- WRZESIŃSKI T. & KLEMM O. 2000: Summertime fog chemistry at a mountainous site in central Europe. *Atmos. Envir* 34: 1487-1496.
- WUSSOW G. 1920: Häufigkeit und Verbreitung grosser Tagesmengen des Niederschlages in Norddeutschland. *Veröffentlichungen des Preussischen Meteorologischen Institut, Abhandlungen, Behrend & Co., Bd. VII. Nr. 1*.
- YATES D.J., HUTLEY L.B., DOLEY D. & BOONSANER A. 1998: The ecological and physiological significance of occult precipitation in an Australian rainforest. W: SCHEMENAUER R.S. & BRIDGMAN H. (red.), 1st Int. Conf. On Fog and Fog Collection, Vancouver, Canada: 81-84.
- ŻURAWSKI J.A. & JAŚPIŃSKA B. 1996: Directional analysis of extreme wind speeds in Poland. *Journal of Wind Engineering* 65: 13-20.

Dane adresowe autorów:

Mieczysław Sobik

mieczyslaw.sobik@uni.wroc.pl

Marek Błaś

marek.blas@uni.wroc.pl

Krzysztof Migala

krzysztof.migala@uni.wroc.pl

Michał Godek

michal.godek@uni.wroc.pl

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego,
Uniwersytet Wrocławski
pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław

Tomasz Nasiółkowski

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej
Wysokogórskie Obserwatorium Meteorologiczne na Śnieżce
ul. Śnieżki 20, 58-540 Karpacz
nasiolkowski@gmail.com