



UNIWERSYTET JAGIELLOŃSKI
W KRAKOWIE

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej
Zakład Klimatologii



**„ANALIZA ZMIAN KLIMATU – DIAGNOZA STANU AKTUALNEGO”
NA POTRZEBY AKTUALIZACJI REGIONALNEGO PLANU
DZIAŁAŃ DLA KLIMATU I ENERGII DLA WOJEWÓDZTWA
MAŁOPOLSKIEGO**

AUTORZY

Katarzyna Piotrowicz, Anita Bokwa, Paweł Krzaklewski

Kraków 2022

Spis treści

CZĘŚĆ PIERWSZA.....	3
Streszczenie.....	3
Summary.....	3
1. Wprowadzenie.....	5
1.1. Zmiana pogody a zmiana klimatu	5
1.2. Charakterystyka materiałów źródłowych	6
CZĘŚĆ DRUGA	8
2. Temperatura powietrza.....	8
2.1. Średnia temperatura powietrza.....	9
2.2. Dni charakterystyczne oraz fale upałów i mrozów	12
3. Opady atmosferyczne i pokrywa śnieżna.....	23
3.1. Maksymalne sumy dobowe opadów	30
3.2. Liczba dni z sumą opadu 20,0-30,0, 30,1-50,0 i >50,0 mm	33
3.3. Definicje powodzi, rodzaje powodzi w tym powódzie błyskawiczne	39
3.4. Ciągi bezopadowe – susze, definicja suszy, rodzaje	43
3.5. Intensywne opady śniegu	48
3.5.1. Liczba dni w wieloleciu i poszczególnych miesiącach z przyrostem pokrywy śnieżnej w ciągu 24 godzin w przedziałach 10-20, 21-50 i >50 cm.....	52
3.6. Zamiecie śnieżne	55
3.7. Odwilże / Roztopy	58
3.7.1. Liczba przypadków ze zmniejszeniem się grubości pokrywy śnieżnej z dnia na dzień o co najmniej 5 cm.....	60
4. Wiatr	64
4.1. Średnia wieloletnia i roczna prędkość wiatru	66
4.2. Liczba dni z wiatrem o prędkości ≥ 10 m/s	69
4.3. Czas trwania wiatru o prędkości ≥ 10 m/s	71
4.4. Wiatr fenowy (halny)	72
5. Burze, grad i trąby powietrzne	74
5.1. Liczba dni z burzą w poszczególnych latach i miesiącach	77
5.3. Liczba dni z gradem w poszczególnych latach i miesiącach.....	81
5.4. Przypadki wystąpienia trąby powietrznej	83
6. Gołoledź	86
6.1. Liczba dni z gołoledzią w poszczególnych latach i miesiącach.....	87
7. Mgła	91
7.1. Liczba dni z mgłą w poszczególnych latach i miesiącach	91
CZĘŚĆ TRZECIA	96
8. Podsumowanie	96
9. Spis literatury.....	99

CZĘŚĆ PIERWSZA

Streszczenie

Opracowanie powstało na zlecenie Urzędu Marszałkowskiego Województwa Małopolskiego, Departamentu Środowiska. Składa się z trzech części. W pierwszej wyjaśniono podstawowe pojęcia związane z pogodą i klimatem oraz scharakteryzowano materiały źródłowe (dane meteorologiczne) wykorzystane w opracowaniu. W drugiej części szczegółowo omówiono wybrane, ekstremalne zjawiska pogodowe i klimatyczne, podając ich liczbę i częstość występowania w wieloleciu (1971-2020) i roku (poszczególnych miesiącach). Opis występowania poszczególnych ekstremalnych zjawisk został poprzedzony ich zdefiniowaniem (objaśnieniem) i wyjaśnieniem przyczyn powstawania, natomiast zakończony opisem negatywnych skutków ich występowania w województwie małopolskim wraz ze wskazaniem obszarów które są najbardziej narażone na występowanie tych zjawisk. Określono też ich potencjalny wpływ na wybrane sektory gospodarki: energetykę, budownictwo, transport, rolnictwo, lasy i użytkowanie terenu. Część trzecia dokumentu stanowi podsumowanie przeprowadzonej analizy wybranych ekstremalnych zjawisk wraz z prognozą trendu ich występowania w kolejnych 10 latach (do 2030 roku).

Opracowanie powstało jako realizacja działania C5 projektu LIFE-IP EKOMALOPOLSKA „Wdrażanie Regionalnego Planu Działań dla Klimatu i Energii dla województwa małopolskiego” (LIFE-IP EKOMALOPOLSKA/LIFE19 IPC/PL/000005) dofinansowanego ze środków programu LIFE Unii Europejskiej oraz Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej. Powyższe opracowanie przedstawia wyłącznie poglądy autorów, a Komisja Europejska nie ponosi odpowiedzialności za żadne ewentualne wykorzystanie zawartych w nim informacji.

Summary

The study was commissioned by the Marshal's Office of the Małopolska Region, Department of the Environment. It consists of three parts. The first one explains the basic concepts related to weather and climate and characterizes the source materials (meteorological data) used in the study. In the second part, selected extreme weather and climatic phenomena are discussed in detail, including their annual and monthly number and frequency in the period 1971-2020. The description of the occurrence of particular extreme

phenomena was preceded by their definitions and explanation of their genesis, and followed by the data on their negative effects in the Małopolska Voivodeship, together with an indication of the areas that are most exposed to these phenomena. Their potential impact on selected sectors of the economy was also determined: energy, construction, transport, agriculture, forests and land use. The third part of the document summarizes the analysis of selected extreme phenomena along with a forecast of the trend of their occurrence in the next 10 years (until 2030).

The study was created as the implementation of C5 of the LIFE-IP EKOMALOPOLSKA project "Implementation of the Regional Action Plan for Climate and Energy for the Małopolska Voivodeship" (LIFE-IP EKOMALOPOLSKA / LIFE19 IPC / PL / 000005) co-financed by the LIFE program of the European Union and the National Fund for Environmental Protection and Water Management. The above study represents the views of the authors only, and the European Commission cannot be held responsible for any use that may be made of the information contained therein.

1. Wprowadzenie

1.1. Zmiana pogody a zmiana klimatu

Pogoda to chwilowy stan atmosfery na danym obszarze określony przez wartości różnych elementów meteorologicznych i zjawisk występujących w atmosferze, głównie jej najniższej warstwie, czyli troposferze (*Słownik meteorologiczny* 2003). Do elementów meteorologicznych zaliczamy m.in.: temperaturę powietrza, ciśnienie atmosferyczne, wilgotność powietrza, opady atmosferyczne, zachmurzenie, kierunek i prędkość wiatru, pokrywę śnieżną itp., natomiast do zjawisk atmosferycznych m.in.: mgłę, burzę, trąbę powietrzną, gołoledź, zamieć. Pogodę można też zdefiniować jako ogół fizycznych zjawisk, którym podlega troposfera w określonym czasie i miejscu. W związku z tym, że pogoda to chwilowy stan atmosfery, jej zmiany mogą następować zarówno bardzo szybko, nawet w ciągu kilku minut (np. zmiana kierunku i prędkości wiatru, wzrost zachmurzenia, wystąpienie opadów atmosferycznych), w ciągu doby (np. spadek i wzrost temperatury w nocy i w dzień), podczas przechodzenia frontu atmosferycznego, jak i w ciągu kilku dni (po słonecznej pogodzie następuje zmiana na deszczową i odwrotnie). **Zmiana pogody** jest więc jej naturalną cechą.

Klimat to ustalony na podstawie wieloletnich obserwacji, charakterystyczny dla danego obszaru (miejsca, regionu) przebieg stanów pogody (zespół zjawisk i procesów atmosferycznych), zmieniający się w cyklu rocznym (*Słownik meteorologiczny* 2003). Określony jest na podstawie wyników wieloletnich pomiarów i obserwacji meteorologicznych. Klimat danego regionu kształtowany jest pod wpływem właściwości fizycznych i geograficznych takiego regionu, do których należą m.in.: szerokość geograficzna, wysokość bezwzględna (n.p.m.), rzeźba terenu, charakter podłoża, działalność człowieka.

W literaturze naukowej funkcjonują dwa terminy różniące się znaczeniem – zmienność klimatu i zmiana klimatu.

Zmienność klimatu jest związana z wahaniami stanu atmosfery, mającego charakterystyczny czas trwania, od miesięcy nawet do tysiącleci. Wynika ona z przyczyn naturalnych. Wyraża się zmiennością elementów meteorologicznych w pewnych granicach. Przykładem może być np. zmienność temperatury powietrza czy opadów atmosferycznych w poszczególnych porach roku. W długim okresie czasu mogą występować też zarówno

chłodne jak i bardzo ciepłe sezony oraz z mniejszą (bardziej suche) lub większą sumą opadów (bardzo wilgotne).

Zmiana klimatu dotyczy już przekształcenia klimatu danego regionu w inny typ. Zwykle przejście z jednego typu klimatu na drugi może następować nawet w ciągu 100 lat (*Słownik meteorologiczny* 2003). Zmiana klimatu może wynikać zarówno z przyczyn naturalnych (zmiana aktywności Słońca, okresowe wahania parametrów ruchu obiegowego Ziemi wokół Słońca, wybuchy wulkanów) jak i antropogenicznych (emisja gazów cieplarnianych, zmiana właściwości powierzchni Ziemi związana np. z wylesianiem czy zabudową). W historii Ziemi, w tym również na obszarze dzisiejszej Polski, zmiany klimatu występowały wielokrotnie czego dowodem są np. formy terenowe powstałe w czasie zlodowaceń na obszarze, który obecnie charakteryzuje się zdecydowanie cieplejszym klimatem niż w czasie epoki lodowej. Od II połowy XX wieku w literaturze naukowej, a zwłaszcza na przełomie XX i XXI wieku, coraz częściej poruszany jest problem tzw. globalnej zmiany klimatu w kontekście globalnego ocieplenia, czyli wzrostu średniej temperatury na Ziemi. Za przyczynę tej zmiany uznaje się głównie wpływ czynników antropogenicznych, zwłaszcza wzrost koncentracji gazów cieplarnianych. Przejawem globalnego ocieplenia jest nie tylko wzrost temperatury powietrza, ale towarzyszące mu zmiany m.in. w występowaniu opadów atmosferycznych i częstości pojawiania się ekstremalnych zjawisk pogodowych.

1.2. Charakterystyka materiałów źródłowych

W opracowaniu wykorzystano pomiary i obserwacje meteorologiczne prowadzone na sześciu stacjach synoptycznych IMGW-PIB w latach 1971-2020 (50 lat) oraz dodatkowo, przy analizie wybranych zjawisk również dane ze stacji klimatologicznej Uniwersytetu Jagiellońskiego (Tab. 1.1). W przypadku analizy zjawisk występujących w półroczu chłodnym (np. dni mroźnych i fal mrozów oraz pokrywy śnieżnej), ich występowanie podawano na przełomie lat uwzględniając jako pierwszy sezon ten z przełomu lat 1971/72, natomiast ostatni – 2020/2021.

Tab. 1.1. Wykaz stacji meteorologicznych uwzględnionych w opracowaniu

Stacja	Wysokość n.p.m.	Szerokość geograficzna	Długość geograficzna
Bielsko-Biała	398	49°48'	19°00'
Kasprowy Wierch	1991	49°13'	19°58'
Kraków (Balice)	237	50°04'	19°48'
Nowy Sącz	292	49°37'	20°41'
Tarnów	209	50°01'	20°59'
Zakopane	855	49°17'	19°57'
Kraków UJ	206 i 220	50°04'	19°48'

Wybrane stacje reprezentują różne regiony fizycznogeograficzne województwa małopolskiego. Jedna z nich – Bielsko-Biała – jest wprawdzie położona w województwie śląskim, ale bardzo dobrze reprezentuje warunki meteorologiczne i klimatyczne zachodniej Małopolski. Warto zwrócić też uwagę, że dobór stacji był podyktowany również ich różnym położeniem nad poziomem morza (n.p.m.), co w przypadku analizy warunków meteorologicznych i klimatycznych w województwie małopolskim ma bardzo duże znaczenie z uwagi na najbardziej zróżnicowaną powierzchnię pod względem ukształtowania wśród wszystkich województw Polski. Skrajne punkty wysokościowe wynoszą bowiem od 158 m n.p.m. (dolina Wisły w północno-wschodniej części województwa) do 2499 m n.p.m. (Rysy w Tatrach; najwyższy szczyt w Polsce).

Pomiary i obserwacje meteorologiczne z uwzględnionych stacji wystarczająco dobrze reprezentują też różne formy zagospodarowania terenu, od silnie przekształconych antropogenicznie (w centrum dużych miast), po obszary o luźnej zabudowie lub zbliżone do naturalnych. Aby wyraźniej przedstawić tę różnicę w opracowaniu, przy analizie wybranych zjawisk ekstremalnych, dodatkowo uwzględniono dane meteorologiczne pochodzące ze stacji Zakładu Klimatologii Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego (IGiGP UJ) zlokalizowanej w samym centrum Krakowa, na terenie Ogrodu Botanicznego UJ. W opracowaniu stacja ta będzie nazywana Kraków UJ, w odróżnieniu od stacji IMGW-PIB zlokalizowanej w Krakowie-Balicach, czyli na terenie Portu Lotniczego im. Jana Pawła II, tuż przy zachodniej granicy miasta (dalej w pracy nazywana Kraków). Stacja Kraków UJ składa się z dwóch punktów pomiarowych tzw. – Stacji w Ogrodzie (206 m n.p.m., 2 m n.p. gruntu) oraz Stacji Historycznej (220 m n.p.m. i 12 m n.p. gruntu).

CZĘŚĆ DRUGA

2. Temperatura powietrza

W powszechnej opinii większości badaczy temperatura powietrza uznawana jest za przewodni element klimatu. Doprawdy trudno wskazać jakiekolwiek opracowanie klimatologiczne, gdzie element ten nie byłby rozpatrywany. Nie ma w tym zresztą nic dziwnego, gdyż element ten jest kluczowy w wielu wymiarach przyrodniczych oraz społeczno-ekonomicznych. Jako podstawowy czynnik warunkujący funkcjonowanie środowiska oraz działalność człowieka rozpatrywany jest w różnych skalach czasowych i przestrzennych z wykorzystaniem wielu miar i wskaźników oraz metod badawczych. Dotyczy to bardzo wielu prac zagranicznych jak i polskich, które ukazały się w XX wieku (np.: Gorczyński 1915a, 1915b, 1916, Romer 1947, 1948/49, Trepńska i in. 1997).

Obecnie w literaturze polskiej można znaleźć ogromną liczbę opracowań o tym przewodnim elemencie klimatu, gdzie rozpatruje się wiele aspektów tak naukowych jak i aplikacyjnych. Jednak przede wszystkim w pracach tych zwraca się uwagę na zmienność i wieloletnie trendy temperatury (np.: Ustrnul 2000, Kożuchowski i Żmudzka 2003, Cebulak i Limanówka 2007, Ustrnul i in. 2011a, 2011b, Bokwa i in. 2013, Kuchcik 2017, Marsz i Styszyńska 2018, Ustrnul i in. 2021).

Temperatura powietrza jest też najczęściej rozpatrywanym elementem obrazującym zmiany klimatu tak przeszłe jak i przyszłe. Stanowi ona istotny i czuły wskaźnik zmian i zmienności klimatu, który ma kluczowe znaczenie w podejmowaniu różnych działaniach adaptacyjnych i mitygacyjnych (łagodzących).

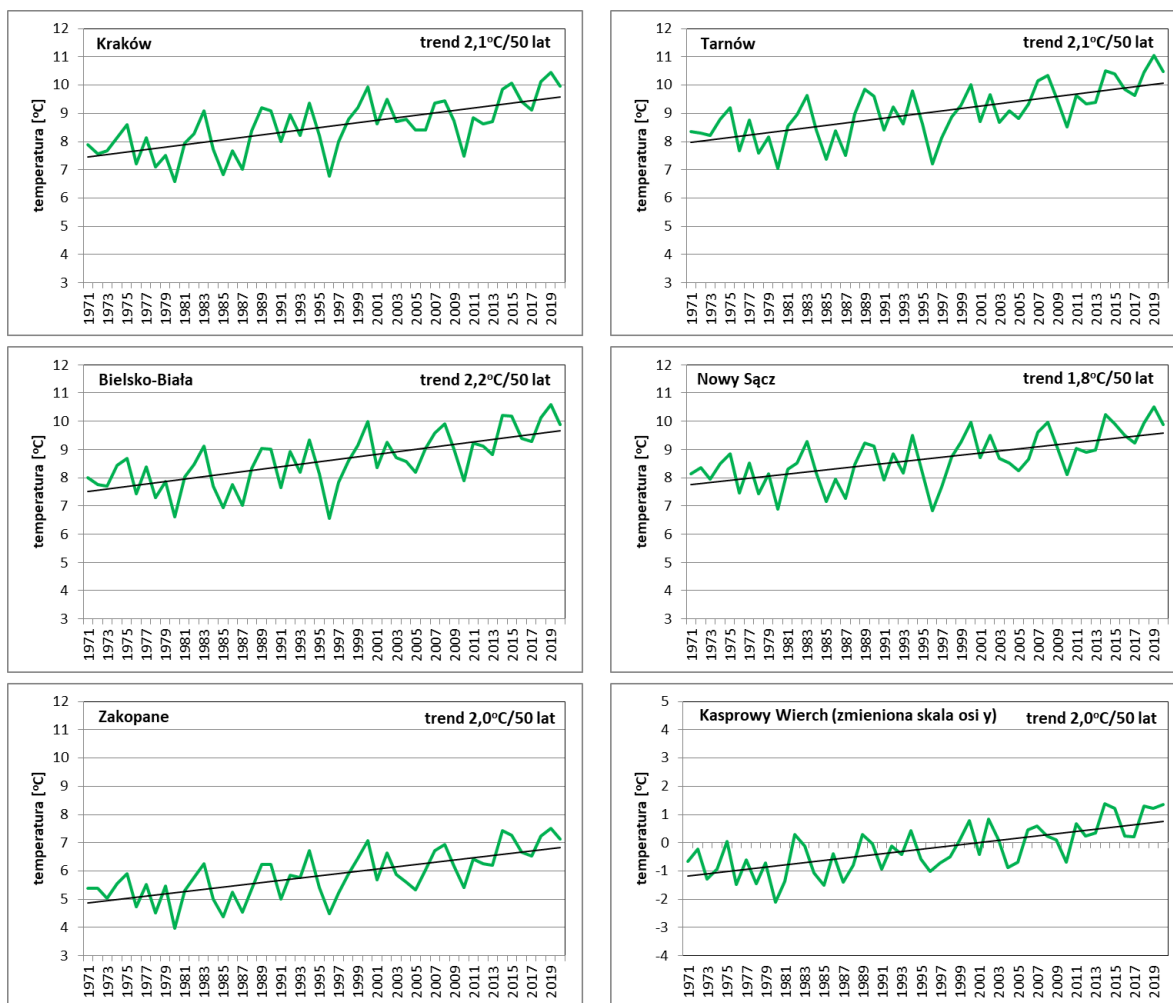
W rozdziale zawarto najczęściej stosowane charakterystyki temperatury powietrza. Wykorzystane miary oddają główne cechy zmienności, a w zasadzie zmian temperatury powietrza w Polsce. Są one zbieżne z trendami obserwowanymi w skali całego kontynentu i globu, w tym te zawarte w ostatnich dwóch raportach IPCC (2013, 2021).

Podobnie jak w przypadku innych elementów klimatu, analizy zostały dokonane na długich, bo 50-letnich ciągach danych (1971-2020) pochodzących z 6 stacji meteorologicznych reprezentujących różne części województwa małopolskiego. Podstawą analizy były jednorodne ciągi danych z rozdzielczością dobową, które umożliwiły dokonanie oceny trendów nie tylko wartości średnich ale też charakterystyk dobowych (dni z określonymi wartościami temperatury). Uwzględnienie w analizach powyższych długich

ciągów pozwoliło na wyznaczenie trendów, których istotność statystyczna nie powinna budzić wątpliwości. Oczywiście dotyczy to charakterystyk termicznych, gdzie stwierdzono wyraźne tendencje zmian.

2.1. Średnia temperatura powietrza

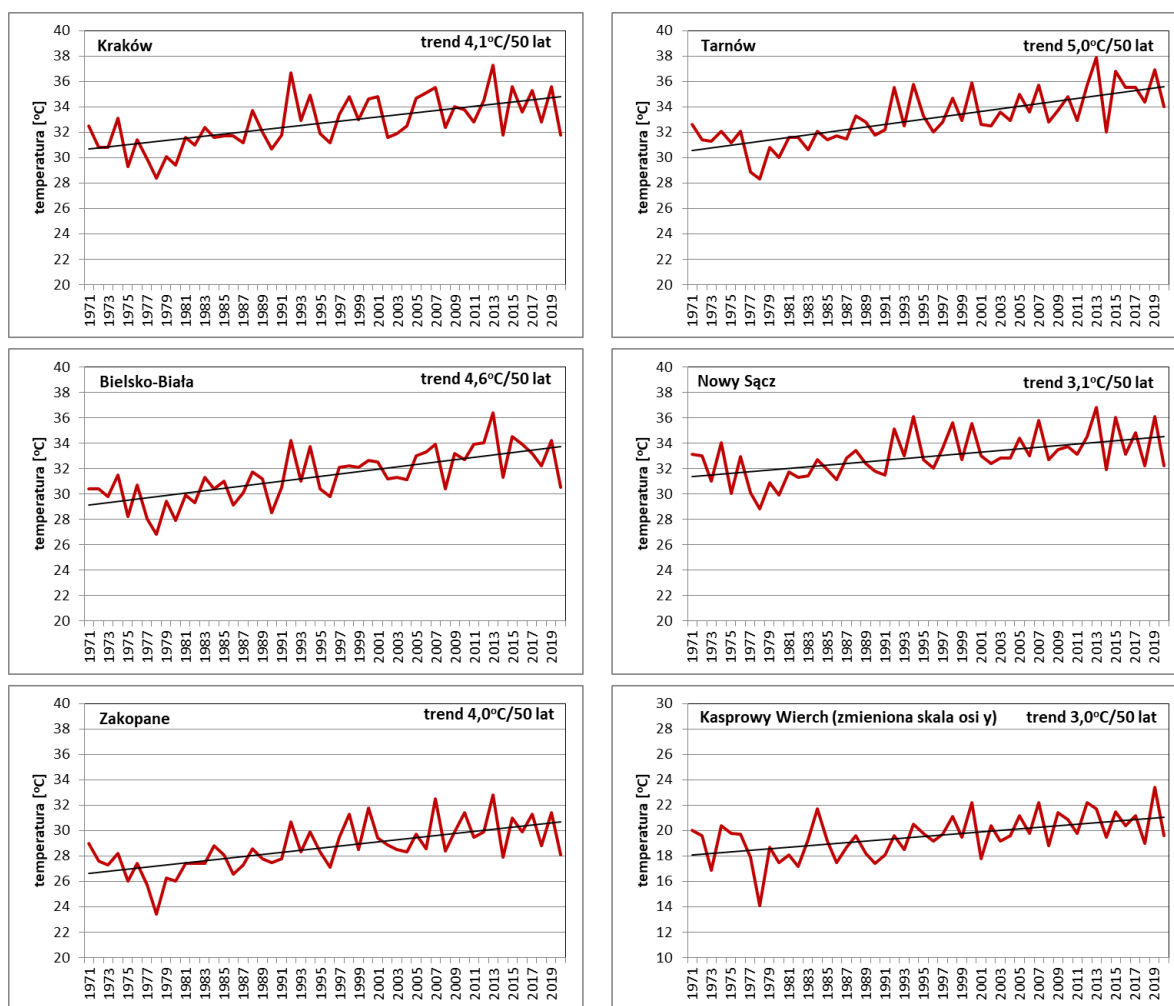
Przebieg średniej rocznej temperatury na poszczególnych stacjach wykazuje ich silny trend rosnący (Ryc. 2.1). Jest on wynikiem znacznie wyższych wartości w ostatnich 20-25 latach, w tym zwłaszcza okresie 2015-2020. W całym 50-leciu wzrost wartości średnich można szacować na około 2°C (tj. około 0,4°C/10 lat). Trend ten jest wysoce istotny statycznie i obserwowany na wszystkich uwzględnionych stacjach, w tym również w obszarach górskich (porównaj Kasprowy Wierch), gdzie wpływ antropogeniczny jest bardzo ograniczony. Na wszystkich stacjach poza Kasprowym Wierchem najwyższą średnią roczną temperaturę w całym wieloleciu stwierdzono w 2019 roku.



Ryc. 2.1. Średnie roczne wartości temperatury powietrza i tendencje jej zmian na badanych stacjach w latach 1971-2020

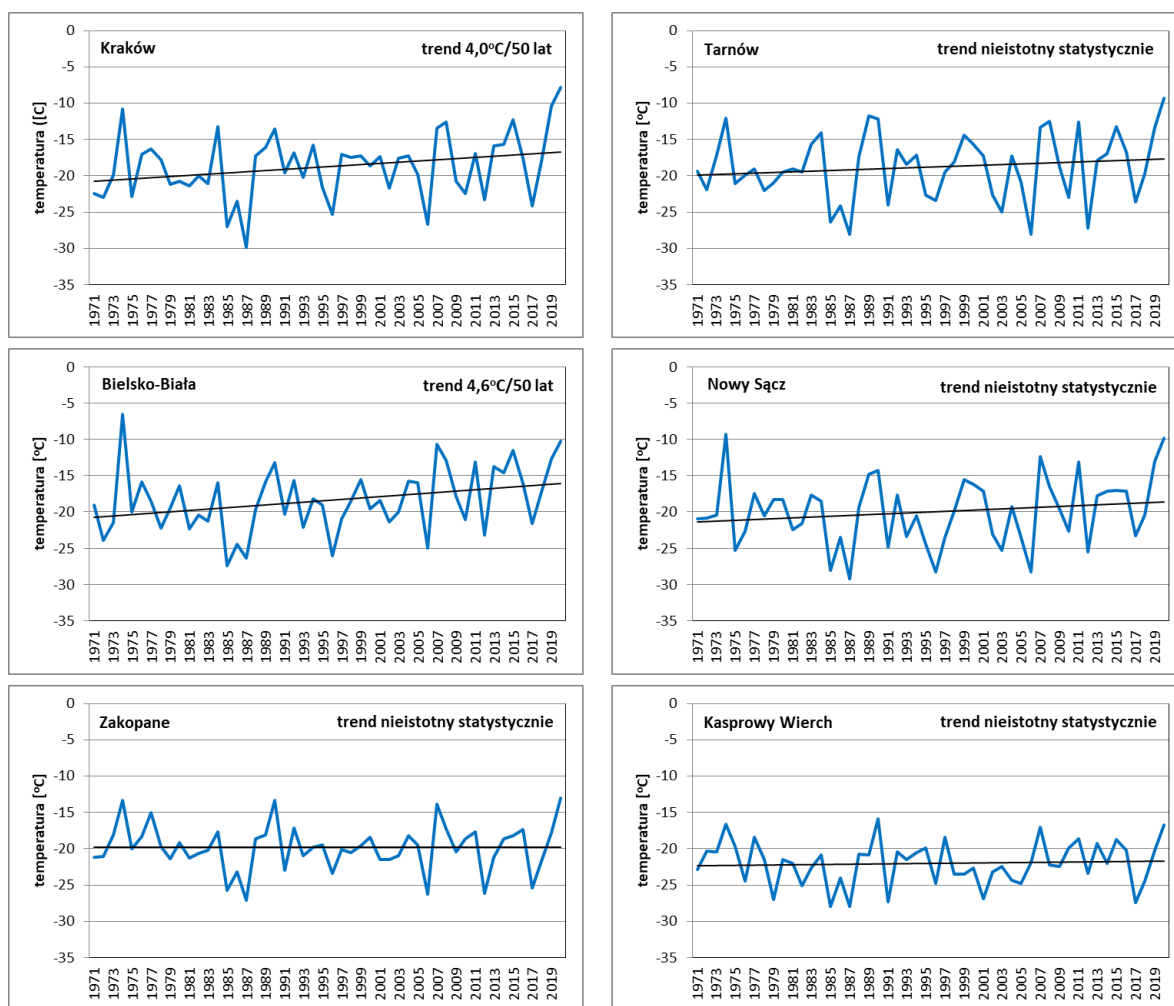
Średnia temperatura powietrza jest najczęściej rozpatrywaną zmienną termiczną. Jak już stwierdzono, ma ona niewątpliwie duże znaczenie jako podstawowy wskaźnik warunków klimatycznych. Przez wielu badaczy uznawana jest za najważniejszy, syntetyczny wskaźnik zmian klimatu. Niekiedy zmiany te są oceniane tylko i wyłącznie przez pryzmat średniej temperatury powietrza. Jednak bardziej wnikliwe analizy nakazują sięgnąć po wartości ekstremalne oparte na dobowych wartościach temperatury maksymalnej i minimalnej, które na przykład w krajach anglosaskich służą też do wyznaczenia wartości średnich. Nie wnikając w różne opinie na temat znaczenia wartości średnich uwzględnienie wartości temperatury opartych na rejestrowanych jej ekstremach staje się koniecznością. Zmiany klimatu rozumiane są często właśnie poprzez zmiany temperatur ekstremalnych (IPCC 2001, 2013). Poniższa analiza została dokonana na podstawie jednorodnych dobowych serii maksymalnej i minimalnej temperatury powietrza. Pod pojęciem temperatury maksymalnej i minimalnej należy rozumieć odpowiednio najwyższą/najniższą wartość temperatury w ciągu doby.

Wartości trendów temperatury maksymalnej na obszarze województwa małopolskiego wykazują podobne rosnące tendencje jak w przypadku temperatury średniej. Są one jednak wyższe, co jest wynikiem zwłaszcza wyższych maksimów temperatury mierzonych w okresie półrocza ciepłego. Wartości te można uznać za alarmujące, zwłaszcza w przypadku kiedy tendencje te utrzymają się w kolejnych dekadach. Średnia roczna temperatura maksymalna na znaczącej części województwa wykazuje silnie dodatnie trendy sięgające około $4,0^{\circ}\text{C}$ (około $0,8^{\circ}\text{C}/10$ lat) (Ryc. 2.2). Najwyższe są one we wschodniej części (Tarnów), nieco niższe w obszarach na południu województwa.



Ryc. 2.2. Najwyższe wartości temperatury maksymalnej powietrza w roku oraz tendencje ich zmian na badanych stacjach w latach 1971-2020

Trendy temperatury minimalnej odbiegają nieco od tendencji wyznaczonych dla temperatury średniej oraz maksymalnej. Znaczące dodatnie trendy stwierdzono w środkowej i zachodniej części województwa (około $4,0^{\circ}\text{C}$ na 50 lat), na pozostałym obszarze brak wyraźnych tendencji i są one statystycznie nieistotne (Ryc. 2.3). Dotyczy to zwłaszcza obszarów górskich (stacje Zakopane i Kasprowy Wierch). Świadczyć to może o większej stabilności termicznej i klimatycznej tych terenów.



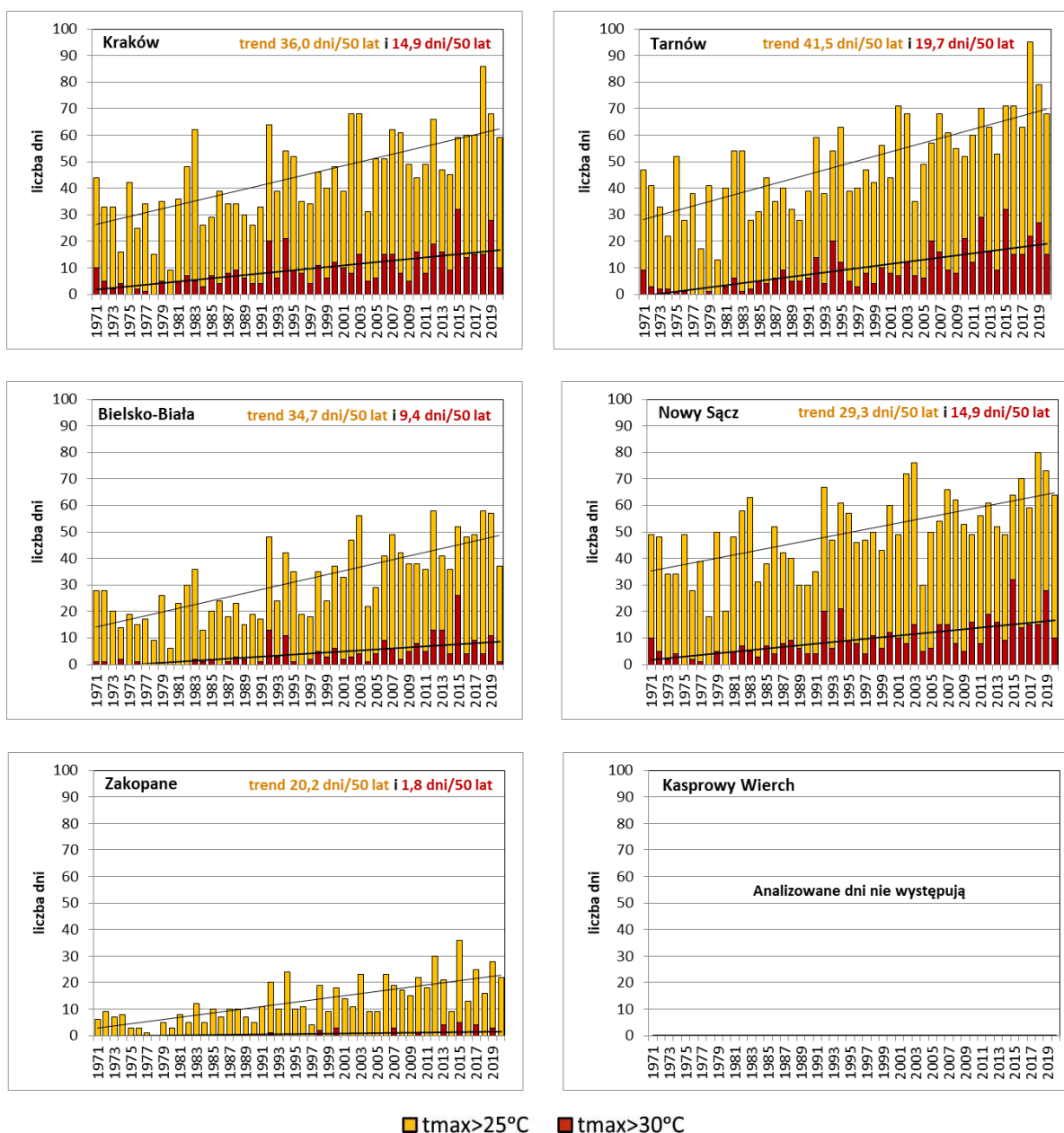
Ryc. 2.3. Najniższe wartości temperatury minimalnej powietrza w roku oraz tendencje ich zmian na badanych stacjach w latach 1971-2020

2.2. Dni charakterystyczne oraz fale upałów i mrozów

We współczesnych opracowaniach klimatologicznych stosuje się także proste charakterystyki, bazujące na określonych wartościach temperatur ekstremalnych (czyli maksymalnych i minimalnych dobowych). Za najczęściej stosowane uważa się tzw. dni charakterystyczne wyznaczone na podstawie umownych, ogólnie przyjętych wartości progowych temperatury maksymalnej i/lub minimalnej. Pozwalają one na bezwzględną ocenę reżimu termicznego powietrza danego obszaru, tym samym analiza wieloletniej zmienności ich występowania jest istotnym wskaźnikiem zmieniających się warunków klimatycznych. Poniżej przedstawiono wieloletni przebieg dni charakterystycznych najczęściej

wykorzystywanych dla obszaru Europy Środkowej, w tym Polski (Wypych i in. 2017a, 2017b, 2018; Sulikowska i in. 2020, Ustrnul i in. 2021).

Najbardziej spektakularnym efektem wzrostu temperatury powietrza w ostatnich latach jest **liczba dni gorących (temperatura maksymalna $>25^{\circ}\text{C}$)** oraz **liczba dni upalnych (temperatura maksymalna $>30^{\circ}\text{C}$)**. Na obszarze całego województwa (poza obszarami powyżej 500 czy 1000 m n.p.m. gdzie temperatury te nie występują) widoczny jest wyraźny rosnący trend liczby tych dni (Ryc. 2.4). Warto zwrócić uwagę, że ich liczba jest zdecydowanie większa w ostatnich około 20 latach. O ile na początku rozpatrywanego wielolecia średnio w roku występowało po kilkanaście dni gorących ($t_{\text{max}} > 25^{\circ}\text{C}$), to w ostatnich 20-30 latach dni tych stwierdza się ponad 50. Podobnie dzieje się z dniami upalnymi ($t_{\text{max}} > 30^{\circ}\text{C}$), których obecnie jest corocznie około kilkunastu podczas gdy wcześniej zdarzały się sporadycznie. Najwięcej dni tych zanotowano w 2015 i 2018 roku, a wcześniej w 1992 i 1994. Warto dodać, że szczególnie mało tych dni zarejestrowano w latach 70. XX wieku.



Ryc. 2.4. Liczba dni gorących ($t_{max}>25^{\circ}\text{C}$) i upalnych ($t_{max}>30^{\circ}\text{C}$) oraz tendencje ich zmian na badanych stacjach w latach 1971-2020

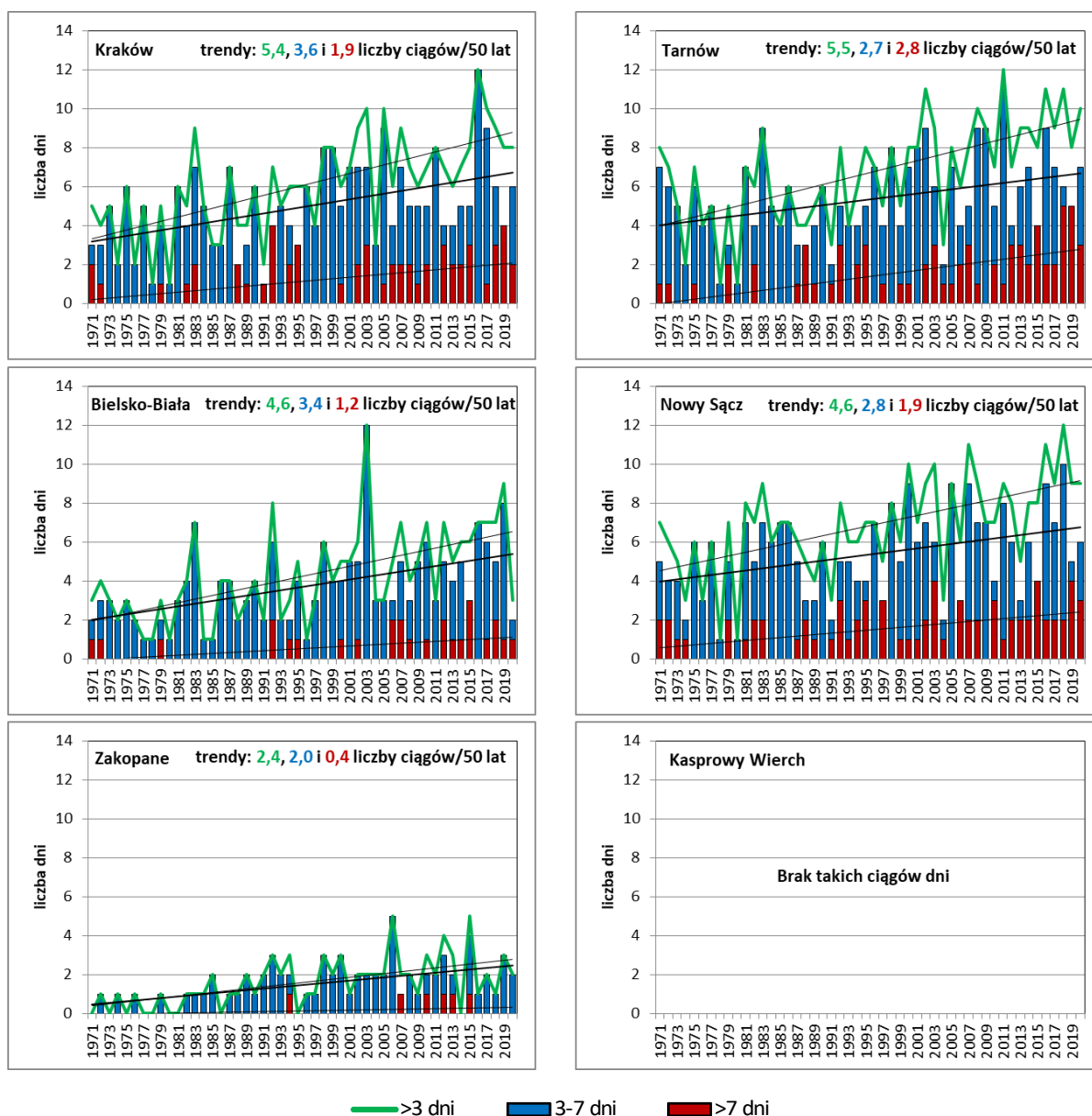
Szczególnie niekorzystne dla organizmu człowieka i jego gospodarczej działalności, a także dla środowiska przyrodniczego jest występowanie analizowanych dni nie pojedynczo, ale w ciągach dni, czyli podczas występowania tzw. fal upałów. Za falę upałów (lub mrozów, które zostały omówione w dalszej części opracowania) przyjmuje się ciąg co najmniej trzech dni, w których temperatura maksymalna powietrza spełniała przyjęte kryteria, a więc nie była niższa niż np. 25°C lub 30°C .

W przypadku dni gorących ($t_{max} > 25^{\circ}\text{C}$) średnio tworzą one ciąg około 2-5 dni, ale w skrajnych przypadkach długość takiej fali wynosiła od 11 dni w Zakopanem do 22 dni w Krakowie i Tarnowie (Tab. 2.1). Średnio w roku występowało od 2 do nawet niemal 7 takich fal, choć tych o długości trwania ponad 7 dni najczęściej jest około jednej (Tab. 2.1). Ciągi dni z $t_{max} > 30^{\circ}\text{C}$ występują zdecydowanie rzadziej. Średnio jest tylko jedna taka fala w roku o długości trwania 3 dni, choć w Krakowie, Tarnowie i Nowym Sączu zdarzały się takie fale o długości trwania maksymalnie 4 dni (Tab. 2.1).

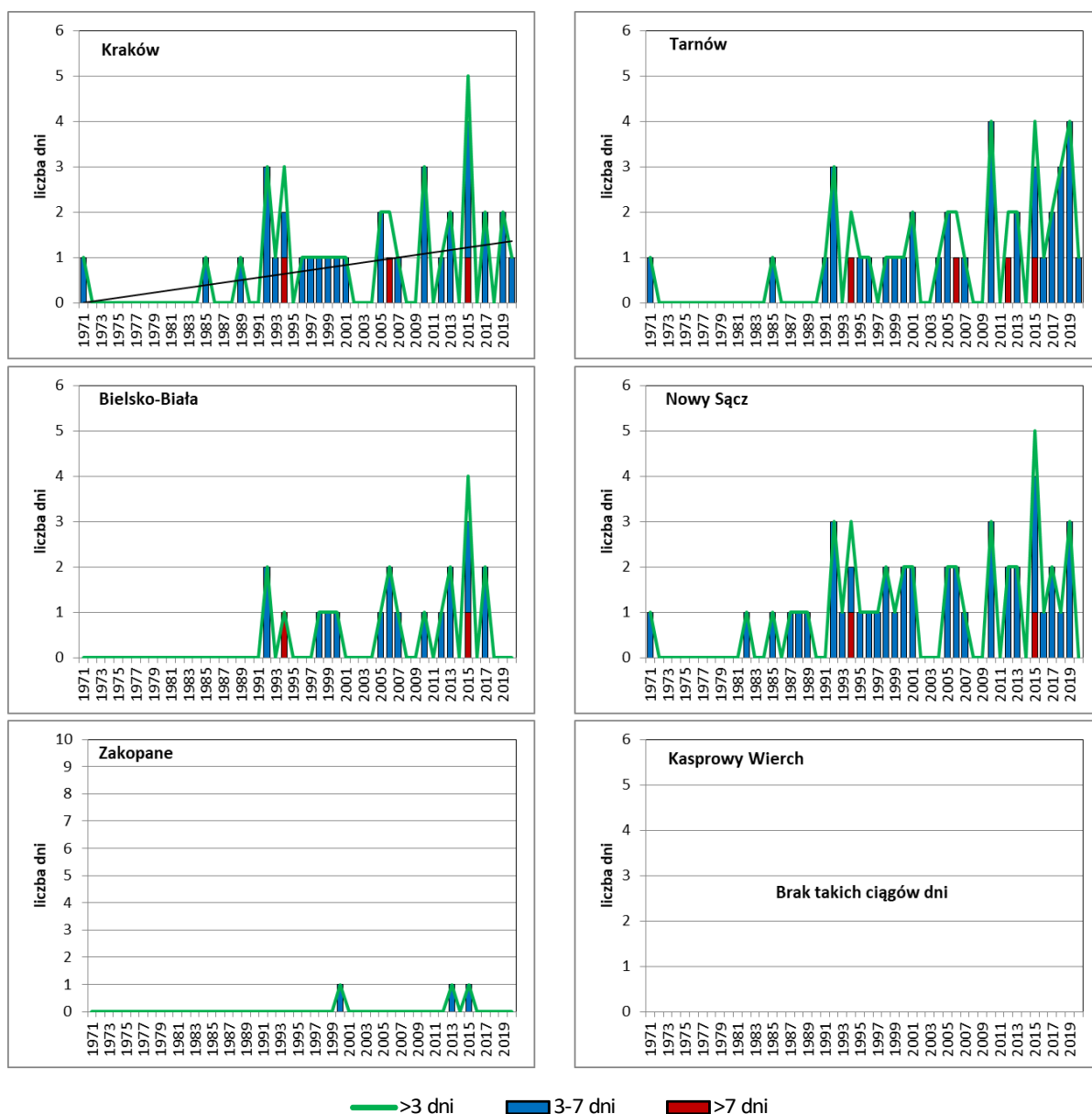
Tab. 2.1. Długość fal upałów (ciągów dni z $t_{max} > 25^{\circ}\text{C}$ i $t_{max} > 30^{\circ}\text{C}$) oraz liczby tych fal w roku o różnej długości trwania na badanych stacjach w latach 1971-2020

charakterystyki	Kraków	Tarnów	Bielsko-Biała	Nowy Sącz	Zakopane	Kasprowy Wierch
długość fali (ciągów dni) z $t_{max} > 25^{\circ}\text{C}$						
średnia	5,5	3,2	2,6	3,3	2,1	-
maks. (rok)	22 (2018)	22 (2018)	18 (1994)	19 (1994)	11 (1994)	-
liczba fal (ciągów dni) z $t_{max} > 25^{\circ}\text{C}$ w roku o długości trwania > 3 dni						
średnia	6,1	6,7	4,2	6,8	1,6	-
maks. (rok)	12 (2016)	12 (2011)	12 (2003)	12 (2018)	5 (2006,2015)	-
liczba fal (ciągów dni) z $t_{max} > 25^{\circ}\text{C}$ w roku o długości trwania 3-7 dni						
średnia	4,9	5,3	3,7	5,4	1,5	-
maks. (rok)	12 (2016)	11 (2011)	12 (2003)	10 (2018)	5 (2006)	-
liczba fal (ciągów dni) z $t_{max} > 25^{\circ}\text{C}$ w roku o długości trwania > 7 dni						
średnia	1,1	1,4	0,5	1,5	0,7	-
maks. (rok)	4 (2019)	5 (2018, 2019)	3 (2015)	4 (2003, 2015, 2019)	1 (6 lat)	-
długość fali (ciągów dni) z $t_{max} > 30^{\circ}\text{C}$						
średnia	1,7	1,9	1,7	1,8	1,7	-
maks. (rok)	12 (2015)	15 (1994)	12 (2015)	11 (1994,2015)	3 (2000, 2013, 2015)	-
liczba fal (ciągów dni) z $t_{max} > 30^{\circ}\text{C}$ w roku o długości trwania > 3 dni						
średnia	0,7	0,9	0,4	0,9	0,1	-
maks. (rok)	5 (2015)	4 (2010, 2015, 2019)	4 (2015)	5 (2015)	1 (2000, 2013, 2015)	-
liczba fal (ciągów dni) z $t_{max} > 30^{\circ}\text{C}$ w roku o długości trwania 3-7 dni						
średnia	0,7	0,8	0,4	0,9	0,1	-
maks. (rok)	4 (2015)	4 (2010,2019)	3 (2015)	4 (2015)	1 (2000, 2013, 2015)	-
liczba fal (ciągów dni) z $t_{max} > 30^{\circ}\text{C}$ w roku o długości trwania > 7 dni						
średnia	0,1	0,1	0,0	0,0	-	-
maks. (rok)	1 (1994, 2006, 2015)	1 (4 lata)	1 (1994,2015)	1 (1994,2015)	-	-

W przebiegu wieloletnim fal upałów wyraźnie zaznacza się tendencja do ich częstszego występowania (Ryc. 2.5 i 2.6), przy czym nie tylko jest ich więcej w ciągu roku (trend liczby wszystkich ciągów > 3 dni z $t_{max} > 25^{\circ}\text{C}$ wynosi ok. 5/50 lat), ale też tworzą one dłuższe ciągi. Z przyczyn metodycznych policzenie trendów zmian ciągów dni z $t_{max} > 30^{\circ}\text{C}$ nie było możliwe.



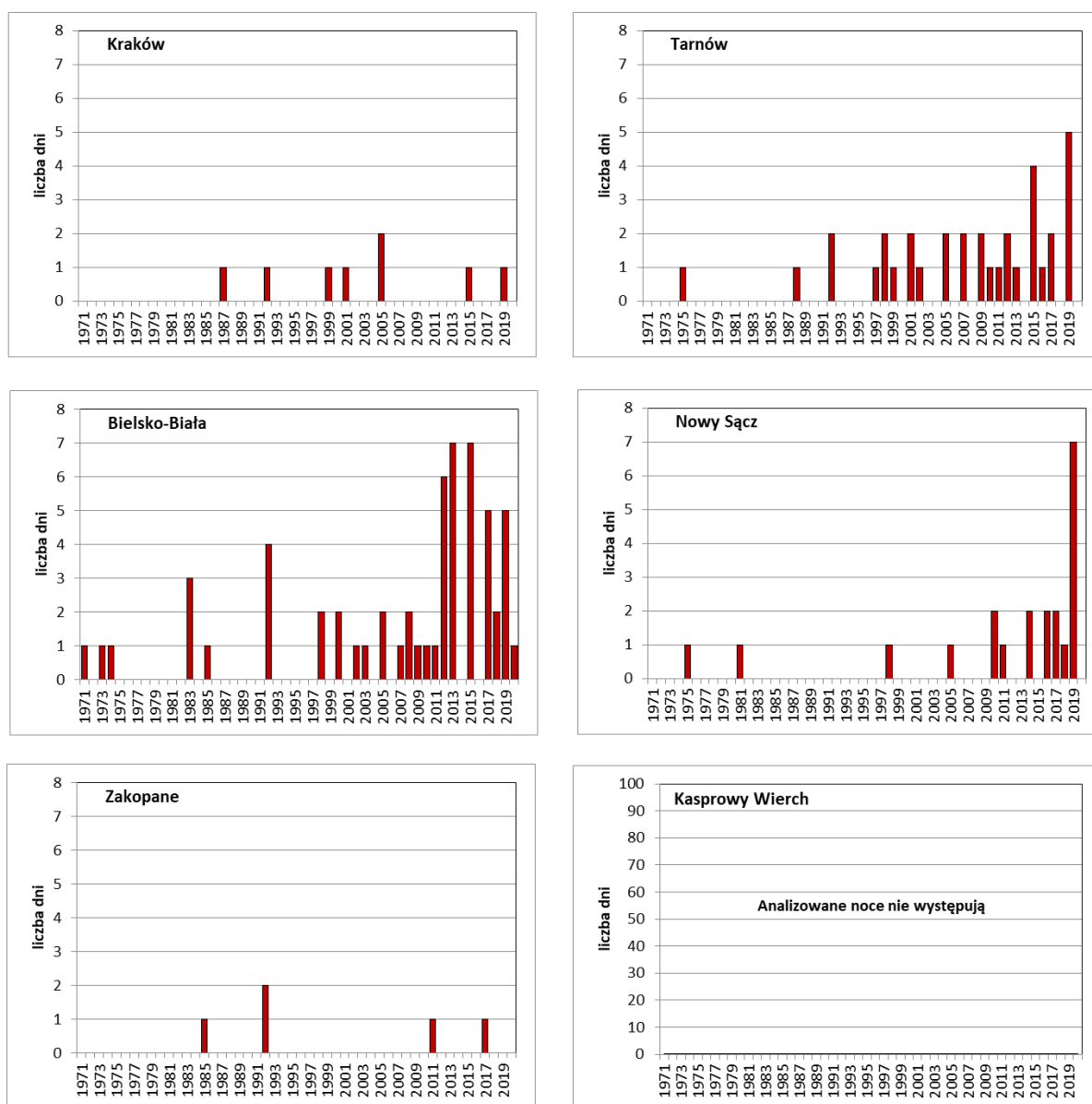
Ryc. 2.5. Liczba fal upałów (ciągów dni z $t_{max} > 25^{\circ}\text{C}$) o różnej długości trwania oraz tendencja ich zmian na badanych stacjach w latach 1971-2020



Ryc. 2.6. Liczba fal upałów (ciągów dni z max>30°C) o różnej długości trwania oraz tendencja ich zmian na badanych stacjach w latach 1971-2020

Uzupełnieniem, a zarazem podkreśleniem ekstremalności warunków termicznych jest ostatnio stosunkowo często występująca **liczba nocy gorących**, zwanych również nocami tropikalnymi (temperatura minimalna $\geq 20^{\circ}\text{C}$; $t_{\min} \geq 20^{\circ}\text{C}$), które mają duże znaczenie bioklimatyczne. Po gorącym lub upalnym dniu, gdy temperatura w nocy nie spada poniżej 20°C organizm człowieka na trudności z regeneracją. Dni te ($t_{\min} \geq 20^{\circ}\text{C}$), które wcześniej na różnych stacjach występowały sporadycznie, tj. raz na kilka a nawet kilkanaście lat, w ostatnich 20 latach pojawiały się znacznie częściej i nie były one już pojedynczymi epizodami (Ryc. 2.7).

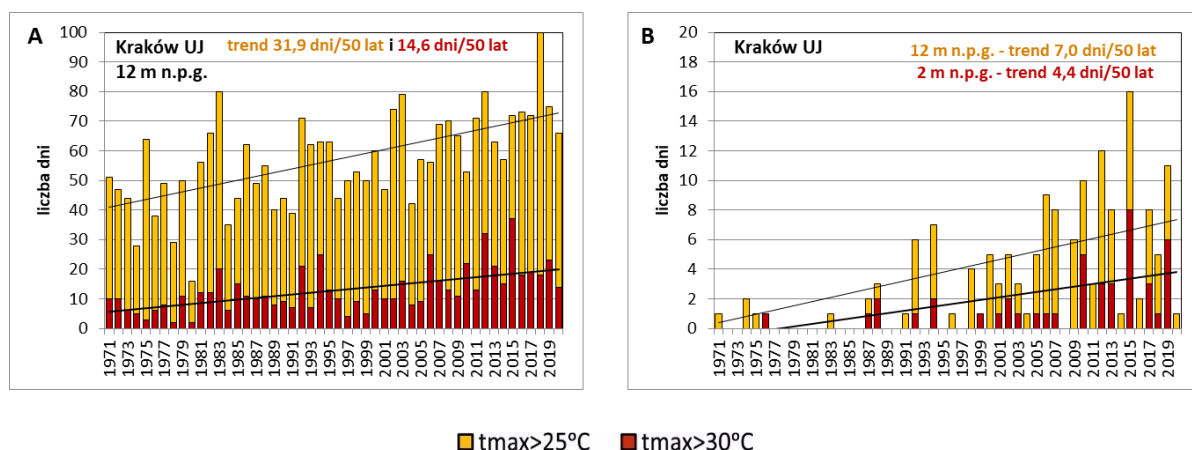
Z uwagi na ich niewielką liczbę trudno o analizę w skali województwa. Dotyczy to zresztą w pewnym stopniu również liczby dni gorących i upalnych co wiąże się ze zróżnicowaniem mikroklimatycznym, w tym przede wszystkim wpływami antropogenicznymi. Wybrane i dostępne ciągi danych pochodzą ze stacji synoptycznych, które by reprezentować warunki klimatyczne (w tym termiczne) większego obszaru (regionu) muszą być zlokalizowane w szczególny sposób, zwłaszcza poza bezpośrednim wpływem obszarów zurbanizowanych. W innej sytuacji wymienione wartości poszczególnych charakterystyk termicznych mogłyby różnić się od tych notowanych na stacjach znajdujących się w obrębie miast.



Ryc. 2.7. Liczba nocy gorących ($t_{min} \geq 20^{\circ}C$) na badanych stacjach w latach 1971-2020

Dla celów niniejszego opracowania i weryfikacji stwierdzonych charakterystyk sięgnięto również do danych ze stacji historycznej Zakładu Klimatologii Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie reprezentującej centrum miasta. Rycina 2.8A przedstawia liczby dni gorących i upalnych na tej stacji, które istotnie są wyższe niż te notowane na stacji synoptycznej Kraków-Balice uwzględnionej wcześniej (por. Ryc. 2.4). Warto jednak zauważyć, że tendencje wieloletnie na obu stacjach niewiele się jednak różnią. Trendy rosnące są widoczne w obu przypadkach.

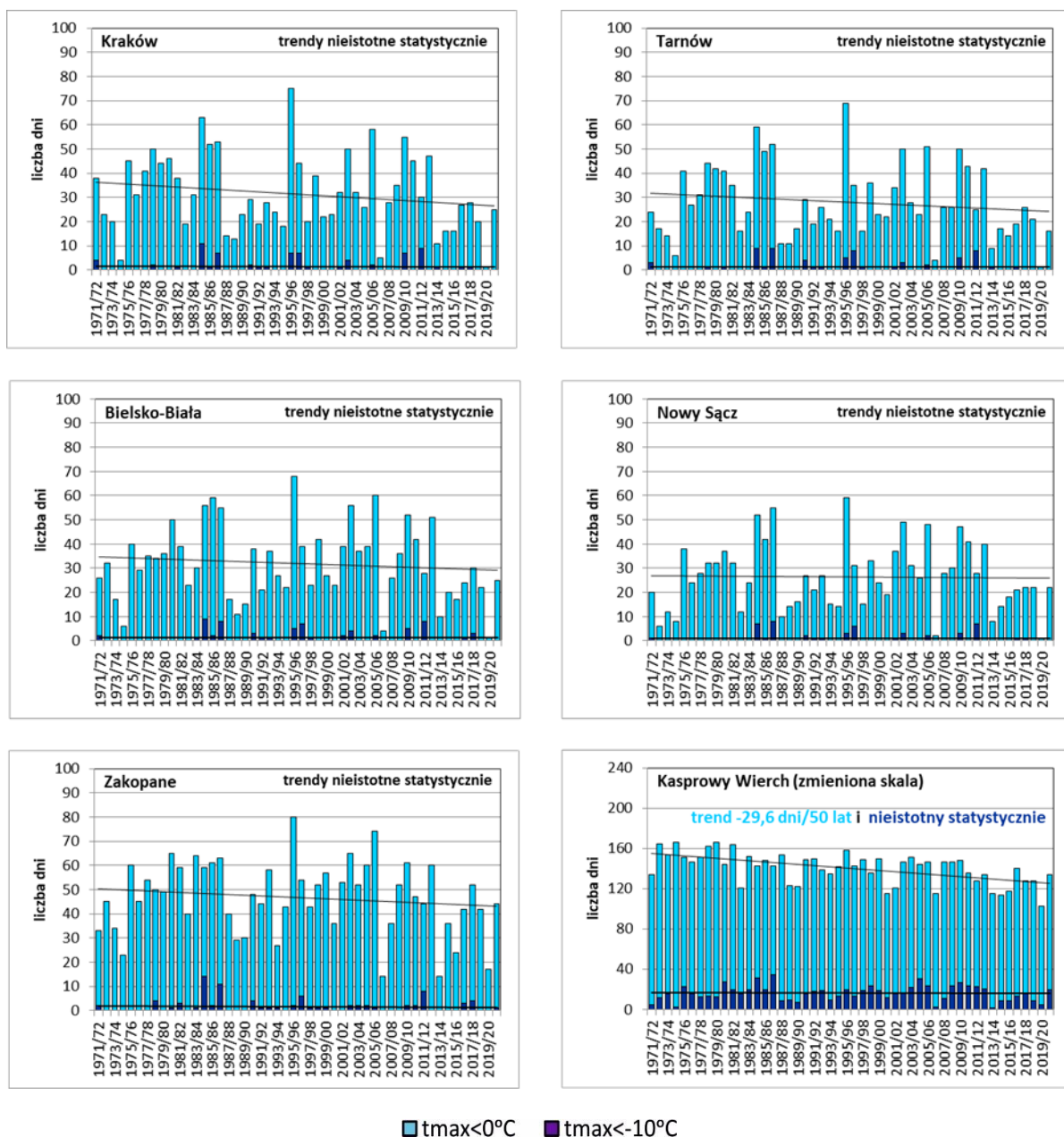
Na rycinie 2.8B przedstawiono liczbę nocy gorących ($t_{min} \geq 20^{\circ}\text{C}$) na dwóch wysokościach nad poziomem gruntu (m n.p.g.). Wynika z niej, że decydowanie więcej takich nocy jest na nieco wyższej wysokości n.p.g., gdzie nagrzane w ciągu dnia ściany budynków oddają w nocy ciepło podwyższając temperaturę powietrza. Szczególnie więc lokatorzy mieszkający na wyższych kondygnacjach powinni się liczyć z tym, że w kolejnych latach wzrośnie zagrożenie wynikające ze wzrostu liczby nocy gorących.



Ryc. 2.8. Liczba dni gorących ($t_{max} > 25^{\circ}\text{C}$) i upalnych ($t_{max} > 30^{\circ}\text{C}$) w centrum Krakowa (stacja Krakowie UJ) na wysokości II piętra budynku (12 m n.p.g.) (A) i liczba nocy gorących ($t_{min} \geq 20^{\circ}\text{C}$) w Krakowie UJ na dwóch wysokościach (2 i 12 m n.p.g.) (B) oraz tendencje ich zmian w latach 1971-2020

Jako, że ocieplenie warunków klimatycznych widoczne jest nie tylko latem, ale i w chłodnej połowie roku, ważną częścią analizy jest występowanie dni charakterystycznych w okresie półrocza chłodnego, tj. od listopada do kwietnia. Dlatego też w analizie uwzględniono **liczbę dni mroźnych** ($t_{max} < 0^{\circ}\text{C}$) oraz **dni bardzo mroźnych** ($t_{max} < -10^{\circ}\text{C}$). Jak widać na rycinie 2.9 liczby dni mroźnych na poszczególnych stacjach województwa małopolskiego ulegają dużej zmienności z roku na rok, a ich średnia wartość zależy od regionu. Oczywiście najwyższa jest na Kasprowym Wierchu, gdzie przekracza 120 dni w

roku. Na wszystkich stacjach można zauważyć słabą tendencję spadkową tych dni ale poza Kasprowym Wierchem trendy te nie są statystycznie istotne. Dni bardzo mroźne ($t_{max} < -10^{\circ}\text{C}$) mogą zdarzyć się na każdej stacji, ale występują one sporadycznie i dlatego trudno wyznaczyć ich tendencje wieloletnie.



Ryc. 2.9. Liczba dni mroźnych ($t_{max} < 0^{\circ}\text{C}$) i bardzo mroźnych ($t_{max} < -10^{\circ}\text{C}$) oraz tendencje ich zmian na badanych stacjach w latach 1971-2020

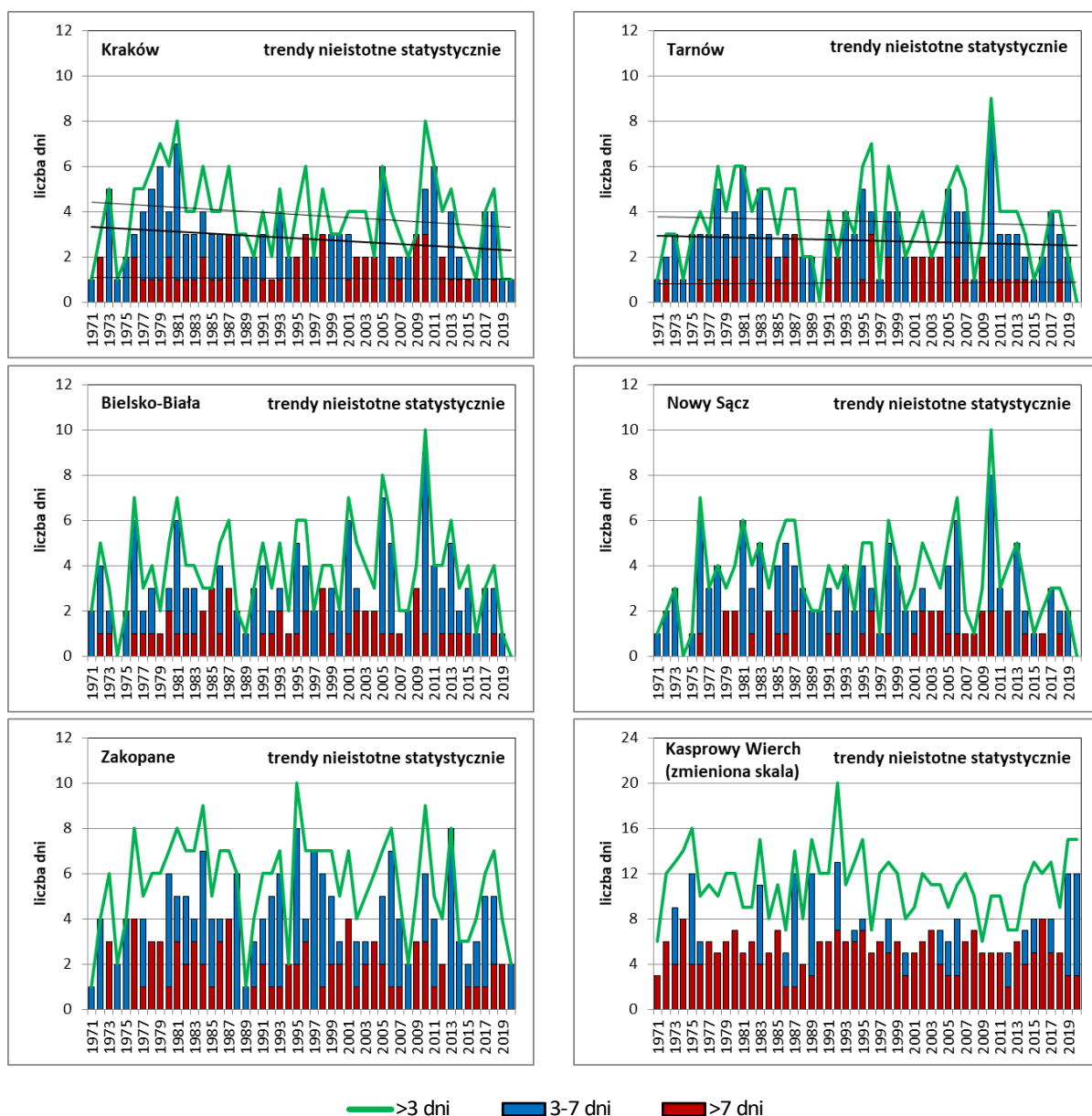
Fale mrozów ($t_{max} < 0^{\circ}\text{C}$) najczęściej mają długość około 4 dni, czyli tylko o 1 dzień dłużej niż minimalna długość trwania takiej fali według definicji. Jedynie na Kasprowym

Wierchu, reprezentującym obszary wysokogórskie województwa małopolskiego, średnio trwają one 7 dni (Tab. 2.2). W analizowanym wieloleciu najdłuższe fale mrozów wynosiły od około 25-30 dni na większości stacji do 88 dni na Kasprowym Wierchu. W sezonie zimowym średnio jest od około 4 do 11 takich fal, choć tych trwających 3-7 dni 3-6, natomiast najdłuższych (>7 dni) najczęściej tylko jedna (na Kasprowym Wierchu około 5) (Tab. 2.2).

W przebiegu wieloletnim fale mrozów nie wykazują wyraźnej tendencji zmian, podobnie jak liczba dni mroźnych, niemniej jednak na rycinie 2.10 można zauważyć, że nawet w ostatnich latach, w których przyjmuje się, że występowały bardzo łagodne zimy, takie dni występowały i tworzyły fale mrozów trwające nawet w najcieplejszym regionie województwa małopolskiego (Kraków, Tarnów) 3-5 dni.

Tab. 2.2. Długość fal mrozów (ciągów dni z $t_{max} < 0^{\circ}C$) oraz liczby tych fal w roku o różnej długości trwania na badanych stacjach w latach 1971-2020

charakterystyki	Kraków	Tarnów	Bielsko-Biała	Nowy Sącz	Zakopane	Kasprowy Wierch
długość fal (ciągów dni) z $t_{max} < 0^{\circ}C$						
średnia	4,0	3,8	3,7	3,5	3,6	7,0
maks. (rok)	30 (1986)	28 (1984)	30 (1986)	24 (1996)	25 (1984)	88 (1995)
liczba fal (ciągów dni) z $t_{max} < 0^{\circ}C$ w roku o długości trwania >3 dni						
średnia	3,9	3,6	3,9	3,6	5,7	11,3
maks. (rok)	8 (1981, 2010)	9 (2010)	10 (2010)	10 (2010)	10 (1995)	20 (1992)
liczba fal (ciągów dni) z $t_{max} < 0^{\circ}C$ w roku o długości trwania 3-7 dni						
średnia	2,8	2,6	2,8	2,8	4,0	6,2
maks. (rok)	7 (1981)	8 (2010)	9 (2010)	8 (2010)	8 (1995)	13 (1992)
liczba fal (ciągów dni) z $t_{max} < 0^{\circ}C$ w roku o długości trwania >7 dni						
średnia	1,1	0,9	1,0	0,8	1,6	5,1
maks. (rok)	3 (5 lat)	3 (1987, 1996)	3 (4 lata)	2 (10 lat)	4 (1976, 1987, 2001)	8 (1974, 2016)



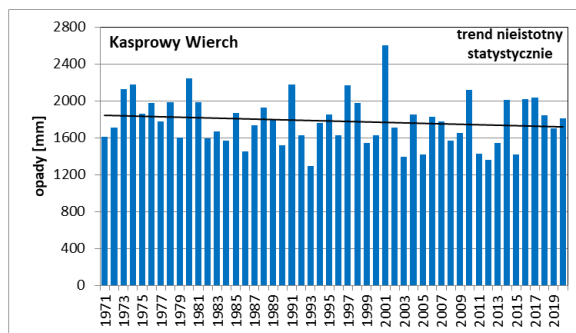
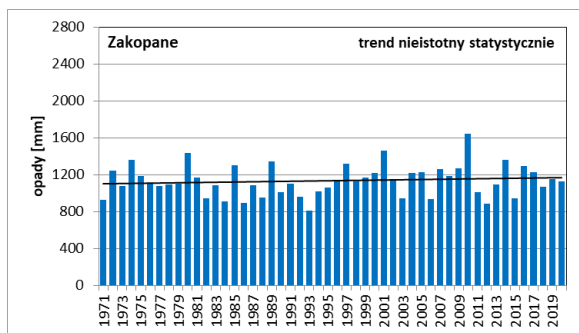
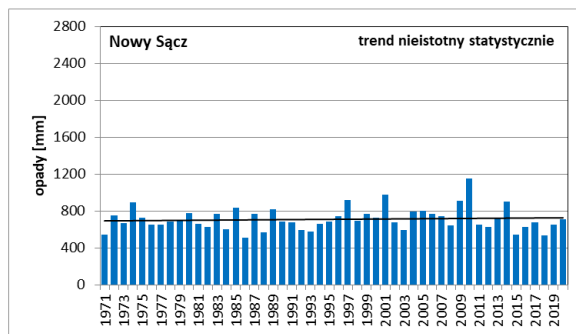
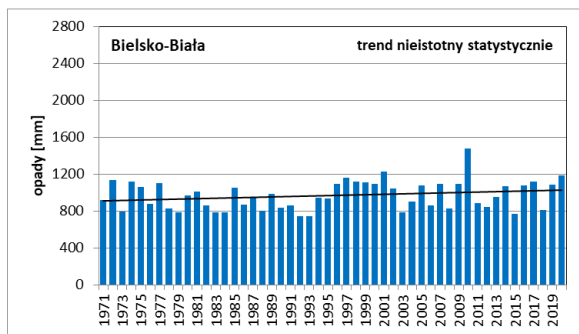
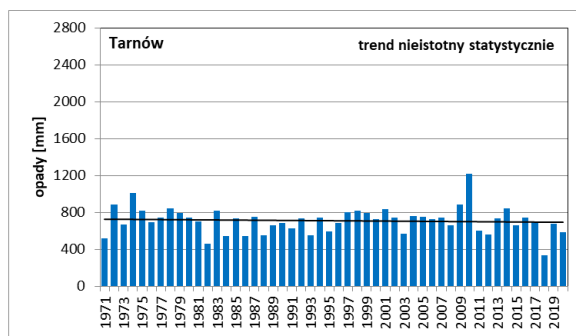
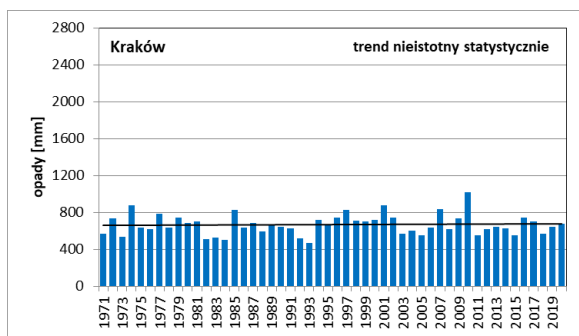
Ryc. 2.10. Liczba fal mrozów (ciągów dni z $t_{max} < 0^{\circ}\text{C}$) o różnej długości trwania oraz tendencja ich zmian na badanych stacjach w latach 1971-2020

3. Opady atmosferyczne i pokrywa śnieżna

Aby prawidłowo ocenić opady ekstremalne, częstość i prawdopodobieństwo ich wystąpienia, konieczne jest odniesienie ich do wartości średnich, a także do charakterystyk opisujących zmienność opadów w czasie. W okresie 1971-2020, średnie roczne opady na badanych stacjach wahały się w szerokim zakresie od 665,6 mm w Krakowie do 1778,2 mm na Kasprowym Wierchu (Tab. 3.1). Na żadnej stacji nie zanotowano istotnego statystycznie trendu zmian, czyli nie można stwierdzić ani tendencji do zwiększania się, ani do zmniejszania się rocznych sum opadów (Ryc. 3.1, 3.2). Tak duże zróżnicowanie średnich rocznych sum opadów wynika przede wszystkim ze znacznego zróżnicowania rzeźby terenu województwa małopolskiego i obszarów z nim sąsiadujących (od kotlin po góry wysokie) oraz znacznych różnic wysokości (od poniżej 200 m n.p.m. do ponad 2000 m n.p.m.), co generuje procesy związane zarówno z naturalnym osłonięciem przed opadami (tzw. cień opadowy), jak też z wymuszaniem powstawania opadów (np. góry jako bariera orograficzna). Zestawienie to pokazuje znaczne zróżnicowanie przestrzenne potencjalnych zasobów wodnych, wzrastających wraz z wysokością n.p.m. Rycina 3.3 z publikacji Cebulskiej i in. (2013) pokazuje zróżnicowanie średnich sum rocznych opadów w dorzeczu górnej Wisły, do którego należy także województwo małopolskie, i wyraźną odrębność obszarów górskich. Rycina pokazuje dane z lat 1952-1981, ale autorzy opracowania wykazali, że średnie opady w tym okresie nie różnią się istotnie statystycznie od średnich sum wieloletnich 1881-2010.

Tab. 3.1. Średnie roczne i miesięczne sumy opadów [mm] na badanych stacjach w latach 1971-2020

Stacja	Bielsko-Biała	Kraków	Tarnów	Nowy Sącz	Zakopane	Kasprowy Wierch
Śr. suma roczna	966,9	665,6	710,7	711,9	1132,8	1778,2
Śr. suma stycznia	44,1	36,9	34,6	32,7	46,4	117,5
Śr. suma lutego	44,3	30,6	31,5	28,1	45,1	104,9
Śr. suma marca	51,2	36,6	37,0	34,6	56,5	110,6
Śr. suma kwietnia	68,3	47,0	50,9	49,8	80,0	134,0
Śr. suma maja	118,4	76,2	86,5	89,2	134,7	176,1
Śr. suma czerwca	131,1	86,6	100,3	108,8	160,3	216,3
Śr. suma lipca	129,0	89,3	104,0	104,2	179,8	225,9
Śr. suma sierpnia	107,5	74,4	76,6	83,9	135,2	172,8
Śr. suma września	103,8	61,4	66,9	66,2	109,7	149,0
Śr. suma października	66,9	50,2	48,8	45,6	75,3	121,5
Śr. suma listopada	55,9	40,9	38,3	35,7	59,8	121,6
Śr. suma grudnia	48,4	35,4	35,3	33,0	49,9	128,1



Ryc. 3.1. Roczne sumy opadów atmosferycznych na badanych stacjach w latach 1971-2020



Ryc. 3.2. Odchylenie [mm] rocznej sumy opadów w danym roku od średniej wieloletniej na badanych stacjach w latach 1971-2020



26

Tab. 3.2. Maksymalne i minimalne roczne sumy opadów [mm] na badanych stacjach w latach 1971-2020 w stosunku do średnich wartości wieloletnich [%]

stacja	maks. suma opadu	%	rok	min. suma opadu	%	rok
Bielsko-Biała	1478,1	152,5	2010	738,8	76,2	1993
Kraków	1020,9	153,4	2010	468,9	70,5	1993
Tarnów	1215,5	171,0	2010	332,3	46,8	2018
Nowy Sącz	1154,7	162,2	2010	512,4	72,0	1986
Zakopane	1645,4	145,2	2010	810,9	71,6	1993
Kasprowy Wierch	2600,3	146,2	2001	1292,3	72,7	1993

W przebiegu rocznym na wszystkich stacjach widoczne są znacząco wyższe sumy opadów w miesiącach ciepłej połowy roku (kwiecień-wrzesień) niż chłodnej (Tab. 3.1), co sugeruje, że największych dobowych sum opadów oraz dłuższych ulewnych opadów mogących prowadzić do powodzi i podtopień należy się spodziewać głównie w ciepłej porze roku. Główną przyczyną jest występowanie wtedy dogodnych warunków do tworzenia się chmur burzowych i występowania burz, przynoszących w krótkim czasie bardzo wydajne opady. Kolejną cechą wartą zauważenia jest to, że w półroczu chłodnym, średnie miesięczne sumy opadów na wszystkich stacjach (z wyjątkiem Kasprowego Wierchu, który przez cały rok odnotowuje sumy miesięczne wyraźnie wyższe niż pozostałe stacje), są do siebie zbliżone i oscylują wokół wartości 40-50 mm. Natomiast w półroczu ciepłym widoczny jest nie tylko wspomniany wyżej wzrost sum miesięcznych, ale wzrost zróżnicowania przestrzennego opadów: Zakopane i Bielsko-Biała mają znacząco wyższe sumy miesięczne opadów niż pozostałe stacje, w lipcu różnica między Zakopanem i Krakowem osiąga 90,5 mm i jest to najwyższa w całym roku wartość różnicy między najwyższą i najniższą średnią miesięczną sumą opadu spośród badanych stacji. Takie zróżnicowanie przestrzenne opadów nie oznacza jednak, że tereny położone na przedpolu Karpat czy też w dolinach/kotlinach są mniej narażone na oddziaływanie opadów ulewnych, potencjalnie niebezpiecznych. Pamiętać bowiem należy, że opady atmosferyczne o charakterze burzowym mają często mały zasięg przestrzenny, za to dostarczają na relatywnie niewielki teren bardzo dużych ilości wody w krótkim czasie, co może powodować szkody w rolnictwie czy infrastrukturze mieszkalnej i drogowej. Natomiast opady ulewne niezależnie od miejsca wystąpienia mogą powodować znaczny wzrost poziomu wody w ciekach i jako fala powodziowa dotrzeć do terenów nawet bardzo odległych od miejsca wystąpienia opadu. W przypadku województwa małopolskiego, obszarem o wysokich sumach opadu są tereny górskie, zaś obszary leżące na przedpolu Karpat są narażone na takie fale powodziowe.

Mając do dyspozycji wieloletnie dane opadowe i wartości średnie, jak dane przedstawione w tabeli 3.1, można każdy miesiąc na każdej stacji w badanym okresie zaklasyfikować i ocenić czy był miesiącem z sumą opadów bliską wartości średniej czy też znacząco od niej odbiegał. Służy do tego klasyfikacja opadów według Kaczorowskiej (1962), gdzie wartość średnia wieloletnia dla danego miesiąca to 100%, a wartość dla konkretnego miesiąca z danego roku oceniana jest wg następującej skali:

<50% wartości średniej wieloletniej – miesiąc skrajnie suchy

50-74% – miesiąc bardzo suchy

75-89% – miesiąc suchy

90-110% – miesiąc normalny

111-125% – miesiąc wilgotny

126-150% – miesiąc bardzo wilgotny

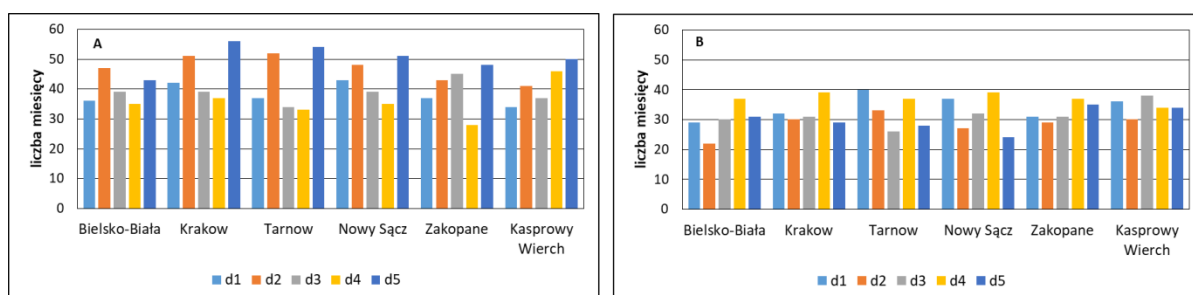
>150% – miesiąc skrajnie wilgotny

Tabela 3.3 pokazuje, że w wieloleciu 1971-2020, na żadnej stacji odsetek miesięcy normalnych nie przekroczył 20%, co oznacza, że 80% miesięcy na wszystkich stacjach miało sumy opadów wyraźnie odbiegające od normy. Na każdej stacji największy odsetek (18-23%) przypadał na miesiące bardzo suche albo skrajnie suche, ale miesiące bardzo wilgotne lub skrajnie wilgotne zdarzały się niewiele rzadziej (11-16%). Potwierdza to znaną prawidłowość dla obszaru Polski, mianowicie bardzo dużą zmienność opadów z roku na rok i z miesiąca na miesiąc oraz brak wyraźnej tendencji zmian sum opadów w wieloleciu. Oznacza to wysoką nieprzewidywalność zarówno sum opadów jakich można się spodziewać w każdym kolejnym miesiącu nadchodzących lat, jak też ich rozkładu w ciągu roku.

Tab. 3.3. Odsetek [%] miesięcy w poszczególnych kategoriach według klasyfikacji Kaczorowskiej (1962) na badanych stacjach w latach 1971-2020

Stacja	Bielsko-Biała	Kraków	Tarnów	Nowy Sącz	Zakopane	Kasprowy Wierch
skrajnie suchy	13	15	18	18	16	14
bardzo suchy	20	23	17	19	18	21
suchy	14	12	13	10	13	11
normalny	19	17	17	18	15	17
wilgotny	9	7	8	10	11	8
bardzo wilgotny	11	11	11	11	12	12
skrajnie wilgotny	14	16	16	16	15	16

Aby ukazać zmiany częstości miesięcy wyjątkowo suchych i wilgotnych w badanym okresie wyznaczono łączne sumy liczby miesięcy skrajnie suchych i miesięcy bardzo suchych w poszczególnych dekadach i nazwano je liczbą miesięcy wyjątkowo suchych. Podobnie zsumowano dekadowe liczby miesięcy bardzo wilgotnych i skrajnie wilgotnych i nazwano je liczbą miesięcy wyjątkowo wilgotnych. Jak pokazuje rycina 3.4, także te dane potwierdzają znaczną zmienność opadów w województwie małopolskim i brak tendencji jednoznacznie wzrostowych lub spadkowych w częstości występowania miesięcy z nadmiarem lub niedoborem opadów. Wyjątkiem jest Kasprowy Wierch gdzie rysuje się wyraźna tendencja wzrostowa, choć nie pozbawiona wahań. W przypadku pozostałych stacji można jednak zauważyć, że w ostatniej dekadzie badanego okresu (2011-2020) na wszystkich stacjach zanotowano wyraźny wzrost liczby miesięcy wyjątkowo suchych w porównaniu do dwóch poprzednich dekad (1991-2010) oraz najwyższy dekadowy odsetek takich miesięcy w całym badanym okresie, przy czym dekada 1981-1990 także charakteryzowała się bardzo dużym udziałem miesięcy wyjątkowo suchych, a w Bielsku-Białej właśnie w tamtej dekadzie udział takich miesięcy był największy w całym badanym okresie. Kolejna istotna prawidłowość widoczna na ryc. 3.4 to, że w całym badanym okresie i na wszystkich stacjach odsetek miesięcy wyjątkowo wilgotnych jest mniejszy niż wyjątkowo suchych, nie przekracza 40% (w ostatniej dekadzie oscyluje wokół 30%), podczas gdy w ostatniej dekadzie odsetek miesięcy wyjątkowo suchych na wszystkich stacjach (z wyjątkiem Bielska-Białej) oscylował wokół 50%. Pokazuje to, że choć suma opadów w skali całego roku nie wykazuje istotnych zmian spadkowych lub wzrostowych, to należy w przyszłości spodziewać się coraz bardziej nierównomiernego rozłożenia opadów w ciągu roku.



Objaśnienia: d1 – dekada 1971-1980, d2 – dekada 1981-1990 itd.

Ryc. 3.4. Liczba miesięcy wyjątkowo suchych (A) i wyjątkowo wilgotnych (B) na poszczególnych stacjach w dekadach badanego okresu (1971-2020)

3.1. Maksymalne sumy dobowe opadów

Przyczynami występowania intensywnych opadów są m.in.: adwekcja bardzo wilgotnych mas powietrza, dłuższy czas zalegania układów niskiego ciśnienia nad danym obszarem oraz konwekcja termiczna związana z równowagą chwiejną w troposferze (prądy powietrzne skierowane z dolnych warstw troposfery ku górze – prądy wstępujące), ale także warunki lokalne – ukształtowanie terenu i jego zagospodarowanie (pokrycie terenu) (Piotrowicz i in. 2020).

Według *Słownika meteorologicznego* (2003) poszczególne rodzaje natężenia opadów określa się jako:

- **deszcz ulewny** – rodzaj opadu przelotnego o natężeniu powyżej 3,2 mm/10 min lub powyżej 7,7 mm/godz.,
- **deszcz nawalny** – rodzaj opadu przelotnego o natężeniu powyżej 12,8 mm/10 min lub powyżej 30,8 mm/godz.,
- **deszcz rozlewny** – rodzaj intensywnego opadu jednostajnego, trwającego dłużej, np. trzy dni, obejmującego swym zajęciem większy obszar; w Polsce głównie występującego na południu, w Karpatach i Sudetach, przy adwekcji wilgotnych mas powietrza z północy lub północnego wschodu towarzyszących układom niskiego ciśnienia.

Wysokie sumy dobowe opadów można podzielić ze względu na genezę. **Opady o charakterze rozlewnym** są związane z układami niskiego ciśnienia przemieszczającymi się nad Polską znad Oceanu Atlantyckiego lub (znacznie rzadziej) z obszaru Morza Śródziemnego (tzw. szlakiem Vb – Van Bebbera; Degirmendzić i in. 2014). Takie niże mogą zostać zablokowane przez wyż zlokalizowany nad terytorium Rosji lub Skandynawii. Stają się wówczas niżami stacjonarnymi lub quasi-stacjonarnymi, czyli układami wolno przemieszczającymi się na wschód (nad Ukrainę i Białoruś). Do tego w południowej Polsce dochodzi dodatkowo do spiętrzenia się wilgotnych mas powietrza na barierze górskiej, jaką stanowią Karpaty i Sudety. Taka sytuacja powoduje, że opady związane z niżami trwają dłużej, a ich sumy dobowe są bardzo wysokie. Przykładem takiej powodzi była ta w lipcu 1997 r. (tzw. powódź tysiąclecia), związana z niżem przemieszczającym się szlakiem Vb (Degirmendzić i in. 2014). Opady rozlewne trwają niekiedy kilka dni, mają duży zasięg terytorialny i często występują na przedpolu gór, które stanowią barierę orograficzną dla przepływu mas powietrza, co przyczynia się do generowania opadów. Długi czas trwania powoduje, że w ciągu kilku dni może spaść opad przekraczający kilkakrotnie średnie sumy

miesięczne. Opady tego typu doprowadzają do powstania największych fal powodziowych na rzekach. Drugim typem genetycznym opadów są **opady burzowe**. Są to opady ulewne i nawałne, krótkotrwałe o zasięgu lokalnym, pochodzące z konwekcji (czyli intensywnego wznoszenia się powietrza ciepłego i wilgotnego, spowodowanego silnym nagraniem podłoża) lub spowodowane przejściem frontów atmosferycznych. Opady te dają wysokie sumy w krótkim czasie. Generują lokalne katastrofalne wezbrania na małych ciekach. Kolejnym typem są **opady ciągłe w strefie frontalnej**, przeważnie frontu ciepłego z pojedynczymi komórkami burzowymi, co daje w efekcie duże zróżnicowanie przestrzenne. Mogą być przyczyną letnich wezbrań w nizinnej części województwa (ISOK 2022a).

Najwyższe sumy dobowe opadów na danej stacji w danym okresie pokazują sytuacje wysoce ekstremalne, a zarazem wyznaczają pewien limit zjawiska dla danego obszaru. Pamiętać jednak należy, że takie wartości są zawsze wyznaczane dla przyjętego okresu i w kolejnych latach mogą wystąpić jeszcze wyższe sumy opadów. Tabela 3.4 pokazuje najwyższe zanotowane w okresie badawczym na badanych stacjach dobowe sumy opadów oraz daty ich wystąpienia. Te ekstremalne sumy opadów zostały przyrównane do średnich sum opadów w miesiącach, w których wystąpiły; w ciągu jednego dnia na dany teren docierał opad w wysokości albo ok. 80-90% opadu jaki zwykle dociera tam w ciągu całego miesiąca, albo nawet znacznie przekraczający średni opad miesięczny (więcej o ok. 7-40%). Należy podkreślić, że tak wysokie dobowe sumy opadu są wynikiem wyjątkowych sytuacji synoptycznych. Wszystkie przypadki maksymalnych sum dobowych opadów wystąpiły w półroczu ciepłym, od maja do lipca, co dowiazuje do wcześniejszych stwierdzeń o wyższych sumach opadów w półroczu ciepłym niż chłodnym.

W skali całego kraju, w okresie 1951-2010 najwyższą zanotowaną dobową sumą opadów był opad na Hali Gąsienicowej w Tatrach: 300 mm w dniu 30.06.1973 r. Opady o sumie dobowej przekraczającej 100 mm na dobę mogą zdarzyć się praktycznie na obszarze całego kraju (ISOK 2022b).

Tab. 3.4. Maksymalne sumy dobowe opadów (mm) zanotowane na badanych stacjach w okresie 1971-2020

stacja	maks. dobowa suma opadów	data wystąpienia opadów	% śr. sumy miesięcznej
Bielsko-Biała	162,7	16 maja 2010 r.	137,4
Kraków	87,4	15 maja 1985 r.	114,7
Tarnów	90,7	29 lipca 2000 r.	87,2
Nowy Sącz	82,6	30 czerwca 1973 r.	75,9
Zakopane	139,0	30 czerwca 1973 r.	86,7
Kasprowy Wierch	232,0	30 czerwca 1973 r.	107,2

A topographic map of the Białystok region in Poland. The map uses a color gradient from light blue to dark blue to represent elevation, with contour lines labeled with values such as 150, 200, 250, 300, 350, and 400. A yellow square marks the location of Białystok. The map includes labels for several towns: Włocławek, Rawa, Skiwa, and Dunajec. A color scale bar at the bottom indicates precipitation levels in mm, ranging from 50 to 400 mm.

Latem 2010 r. w województwie małopolskim bezpośrednimi skutkami powodzi dotkniętych zostało 61 ze 182 gmin leżących w granicach 11 powiatów. Łącznie zalanych zostało 50,4 tys. ha, tj. 3,3% całkowitej powierzchni województwa. Wskutek powodzi ucierpiało 19 232 gospodarstwa rolne, a 83 000 ha użytków rolnych zostało zniszczonych. Łączna wysokość strat w tych gospodarstwach wyniosła 347 825 254 PLN (*Powódź...* 2011). Ziernicka-Wojtaszek i Kaczor (2013) przeanalizowali opady w Krakowie i okolicy w czasie powodzi w maju i czerwcu 2010 r. Intensywne opady formujące pierwszą falę powodziową wystąpiły od 15 do 20 maja, a drugą falę powodziową od 30 maja do 4 czerwca. Sześciodniowe sumy opadów dla pierwszej fali powodziowej wynosiły przykładowo 213,7 mm w Krakowie-Sidzinie i 207,4 mm w Gdowie, dla drugiej fali powodziowej zaś

odpowiednio 118,8 i 192,3 mm. Opady powodujące pierwszą falę powodziową w maju wystąpiły w postaci nieprzerwanego trzydobowego ciągu opadowego od godzin wieczornych 15 maja do godzin wieczornych 18 maja. Opady końca maja i początku czerwca 2010 r., będące powodem drugiej fali powodziowej, miały postać pięciu oddzielnych opadów. Bezpośrednią przyczyną powodzi były ulewne deszcze w środkowej i środkowo-południowej części Europy. Decydujący czynnik mający wpływ na wysokość i natężenie opadów w tym okresie w Polsce stanowiła bardzo duża wilgotność masy powietrza i związana z nią grubość chmur warstwowych. Cechy termiczne i wilgotnościowe powietrza oraz tor jego napływu wskazywały, że było ono pochodzenia zwrotnikowego lub równikowego. Na stacjonarność niżu (czyli długotrwałe występowanie obszaru o znacznie obniżonym ciśnieniu atmosferycznym w tym samym regionie) wpływ miało blokujące działanie układów wyżowych (czyli długotrwała obecność obszarów o znacznie podwyższonym ciśnieniu atmosferycznym w niezmienniej lokalizacji). Taka sytuacja synoptyczna nie jest typowa dla regionu Europy, w którym znajduje się Polska; typowe jest ciągłe przemieszczanie się ośrodków barycznych i duża zmienność napływu mas powietrza i warunków pogodowych. Czynnik orograficzny, czyli oddziaływanie łańcucha Karpat polegało na wymuszaniu ruchu wstępującego napływającej z sektora północnego chłodnej masy powietrza, co było istotne dla wzrostu natężenia opadów w południowej części kraju. Powyższy opis pokazuje, że powódź z 2010 r. nie była związana z lokalnymi burzami (a wskaźniki konwekcji nie wykazywały warunków do rozwoju zjawisk konwekcyjnych), ale ze szczególnymi warunkami cyrkulacji atmosfery w makroskali. Opady, które zwykle powodują wielkie powodzie w Karpatach, pochodzą z deszczów rozlewnych obejmujących duże obszary, najczęściej ma to miejsce w lipcu, a opady konwekcyjne, burzowe dodatkowo zwiększają sumy opadów (Cebulak i in. 2011). Wystąpienie opisanej sytuacji w maju 2010 r. było zatem wyjątkowe zarówno z powodu przebiegu i charakteru zjawisk pogodowych, jak też czasu ich wystąpienia.

3.2. Liczba dni z sumą opadu 20,0-30,0, 30,1-50,0 i >50,0 mm

W przypadku sum dobowych opadów (mm/24 godz.) często stosuje się klasyfikację Olechnowicz-Bobrowskiej (1970), w której autorka wyróżniła opady: bardzo słabe (0,1–1,0

mm), słabe (1,1–5,0 mm), umiarkowane (5,1–10,0 mm), umiarkowanie silne (10,1–20,0 mm), silne (20,1–30,0 mm) i bardzo silne (>30,1 mm).

Dobowa suma opadu przekraczająca **20 mm** nie jest w Polsce zjawiskiem niezwykłym, ale zdarza się dość rzadko. Jeśli przekroczenie tej wartości nie jest duże, a w dniach poprzedzających i następujących po dniu z takim opadem nie są notowane podobnie wysokie dobowe sumy opadu, zazwyczaj takie zjawisko nie jest groźne. Ważna jednak jest znajomość częstości występowania dobowych sum opadów o wartości od 20,0 do 30,0 mm, od 30,1 do 50,0 mm i powyżej 50 mm, gdyż opady z każdego kolejnego przedziału wartości mogą przynosić coraz większe zagrożenie stratami materialnymi.

Dobowa suma opadu **30 mm** przyjmowana jest jako próg w ostrzeżeniach wydawanych przez IMGW-PIB, gdyż może powodować podtopienia, niewielkie zniszczenia infrastruktury oraz zakłócenia w działalności sieci transportu. Trzeba jednak pamiętać, że opad o wielkości 30 mm może wystąpić w bardzo krótkim okresie czasu, wtedy to skutki jego wystąpienia są zdecydowanie bardziej groźne. Wystąpienie opadu powyżej **50 mm** w ciągu doby powoduje, że woda opadowa zaczyna spływać liniowo w postaci „strumieni” w dogodnych dla siebie miejscach. Spływ ma miejsce zarówno w terenach zurbanizowanych jak również na terenach rolniczych i zalesionych, zwłaszcza przy dość znacznych spadkach terenu, na obszarze, na którym wystąpił opad. Mogą wystąpić pierwsze poważniejsze uszkodzenia infrastruktury, zniszczenie pól uprawnych, możliwe jest wystąpienie spływów, błotnych, osunąć. Istotne znaczenie dla potencjalnych skutków tych opadów ma wcześniejsze występowanie wysokich opadów na danym terenie oraz wystąpienie odpowiednich warunków środowiskowych.

W przypadku wystąpienia opadu o sumie przekraczającej **70 mm/dobę** powierzchnia gruntu nie jest w stanie retencjonować spadającej wody, w miastach studzienki burzowe i przekroje rur kanalizacyjnych nie mieszczą tak dużej masy wody w wyniku czego ulice stają się korytami „rzek opadowych”. Na terenie o znacznych nachyleniach mogą tworzyć się rwące potoki o dużej sile niszczącej, dochodzi do podmycia nasypów drogowych, następuje nagły przybór wody w rzekach i potokach odprowadzających wody z terenu, na którym wystąpił opad, w sprzyjających warunkach środowiskowych mogą się tworzyć osuwiska i lawiny błotne.

Wskazanie obszarów, gdzie opisane opady wywołają rzeczywiste negatywne skutki, może w wielu przypadkach okazać się bardzo trudne. W rzeczywistości obok wielkości opadów, ogromne znaczenie, ma również ukształtowanie terenu, nachylenie stoków, pokrycie

i użytkowanie terenu, oraz jego przekształcenie antropogeniczne. I tak w obszarach górskich kilkunastomilimetrowy opad nie odznaczy się w środowisku, jednak już na obszarach pogórskich i nizinnych dodatkowo silnie przekształconych antropogenicznie może stwarzać zagrożenie i generować poważne negatywne skutki (ISOK 2022d). Bielec-Bąkowska i Łupikasa (2009) przeanalizowały sumy opadów w dniach z burzą w całym kraju w latach 1951-2000 i stwierdziły, że sumy dobowe $>30,0$ mm wystąpiły tylko w 2,7% dni z burzą i głównie w górach.

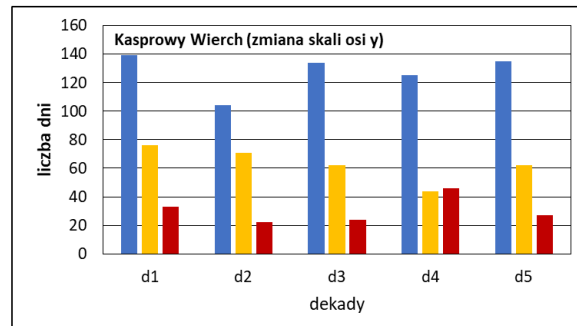
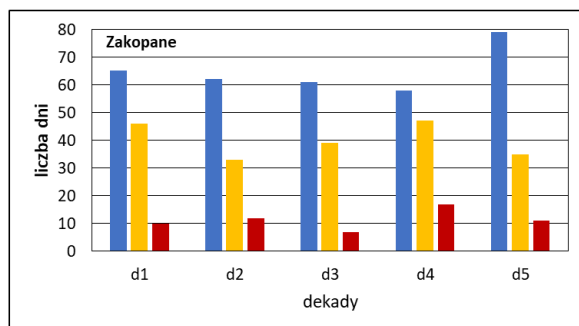
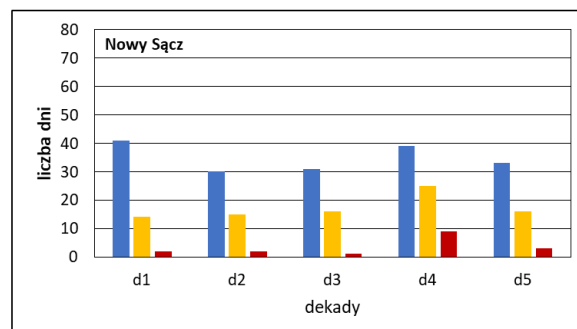
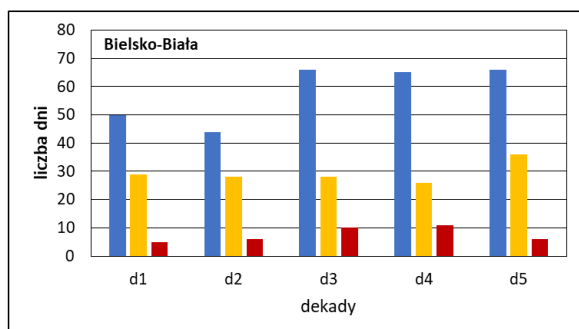
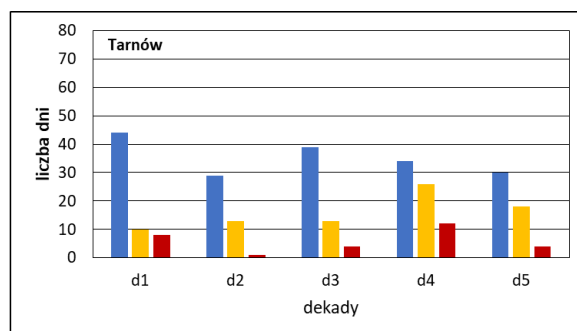
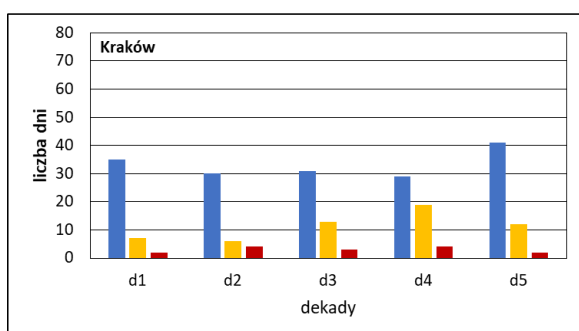
Dane z tabeli 3.5 i ryciny 3.6 pokazują, że spośród rozpatrywanych przedziałów wartości, na wszystkich stacjach najczęściej występują opady z przedziału 20-30 mm/dobę, przy czym średnio w roku jest to od 3 do 6 dni; jedynie na Kasprowym Wierchu jest to średnio około 13 dni w roku. Sumy opadu 30,1-50,0 mm/dobę występują średnio od 1 do 4 razy w roku (6 razy na Kasprowym Wierchu), a opady >50 mm/dobę zdarzają się średnio raz na kilka lat, jedynie w Zakopanem i na Kasprowym Wierchu mogą wystąpić co roku. Na każdej stacji liczba dni z poszczególnych przedziałów w kolejnych dekadach zmieniała się według innego schematu. W Zakopanem i Krakowie liczba dni z opadami 20-30 mm/dobę w ostatniej dekadzie (2011-2020) była największa w porównaniu z wcześniejszymi dekadami, ale na pozostałych stacjach albo się nie zmieniała, albo malała. Dla pozostałych przedziałów wartości widoczna jest duża zmienność i brak tendencji wzrostowej lub spadkowej.

Ponieważ dobowe sumy opadów ≥ 20 mm nie występują na wszystkich stacjach co roku, linie trendu można było wyznaczyć tylko dla kilku wybranych serii. Dla liczby dni z sumą dobową opadów atmosferycznych 20,0-30,0 mm (Ryc. 3.7) tylko trend dla Bielska-Białej jest istotny statystycznie, ale jest to trend bardzo słaby: pokazuje wzrost liczby takich dni o 0,5 dnia na 10 lat. Pozostałe trendy są nieistotne statystycznie. Dla odchyleń od średniej pokazanych na rycinie 3.8 trendy istotne statystycznie dotyczą serii: 20-30 mm/dobę w Bielsku-Białej (wzrost o 0,5 dnia na 10 lat) oraz 30,1-50,0 mm/dobę w Tarnowie (wzrost o 0,3 dnia na 10 lat) i Krakowie (wzrost o 0,2 dnia na 10 lat). Są to zatem trendy bardzo słabe i dużo ważniejszą cechą jest duża zmienność występowania takich dni z roku na rok.

Nie można stwierdzić, aby bardzo wysokie dobowe sumy opadów pojawiały się w ostatnich latach częściej niż dawniej, brak istotnej tendencji zmian. Bardzo wysokie dobowe sumy opadów występują głównie od maja do września, czyli w półroczu ciepłym (ryc. 3.9).

Tab. 3.5. Średnia roczna liczba dni z sumą opadu 20,0-30,0, 30,1-50,0 i >50,0 mm na badanych stacjach w latach 1971-2020

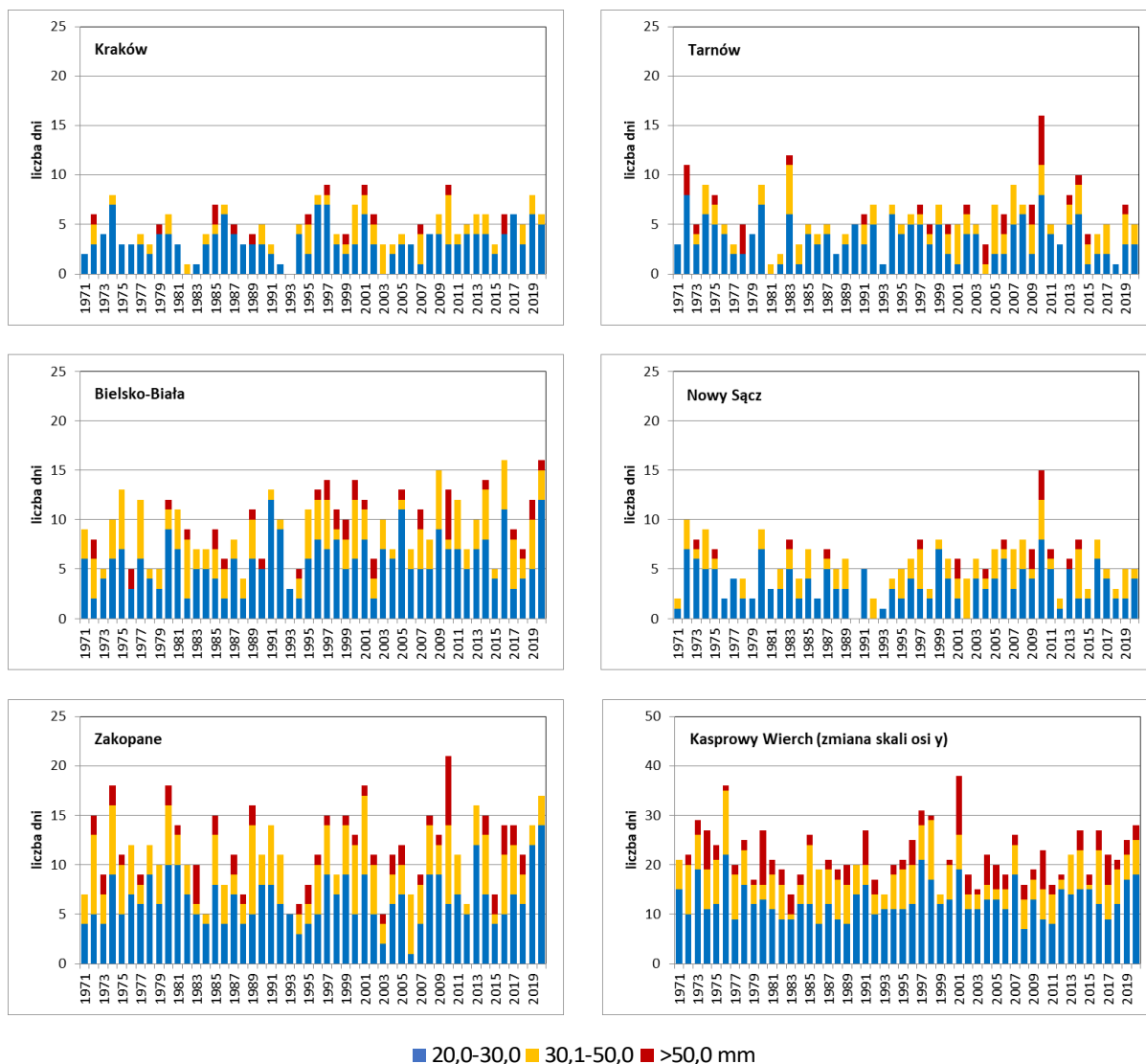
stacja	liczba dni z sumą opadu		
	20,0-30,0 mm	30,1-50,0 mm	>50,0 mm
Bielsko-Biała	5,8	2,9	0,8
Kraków	3,3	1,1	0,3
Tarnów	3,5	1,6	0,6
Nowy Sącz	3,5	1,7	0,3
Zakopane	6,3	4,0	1,2
Kasprowy Wierch	12,6	6,3	3,0



■ 20,0-30,0 ■ 30,1-50,0 ■ >50,0 mm

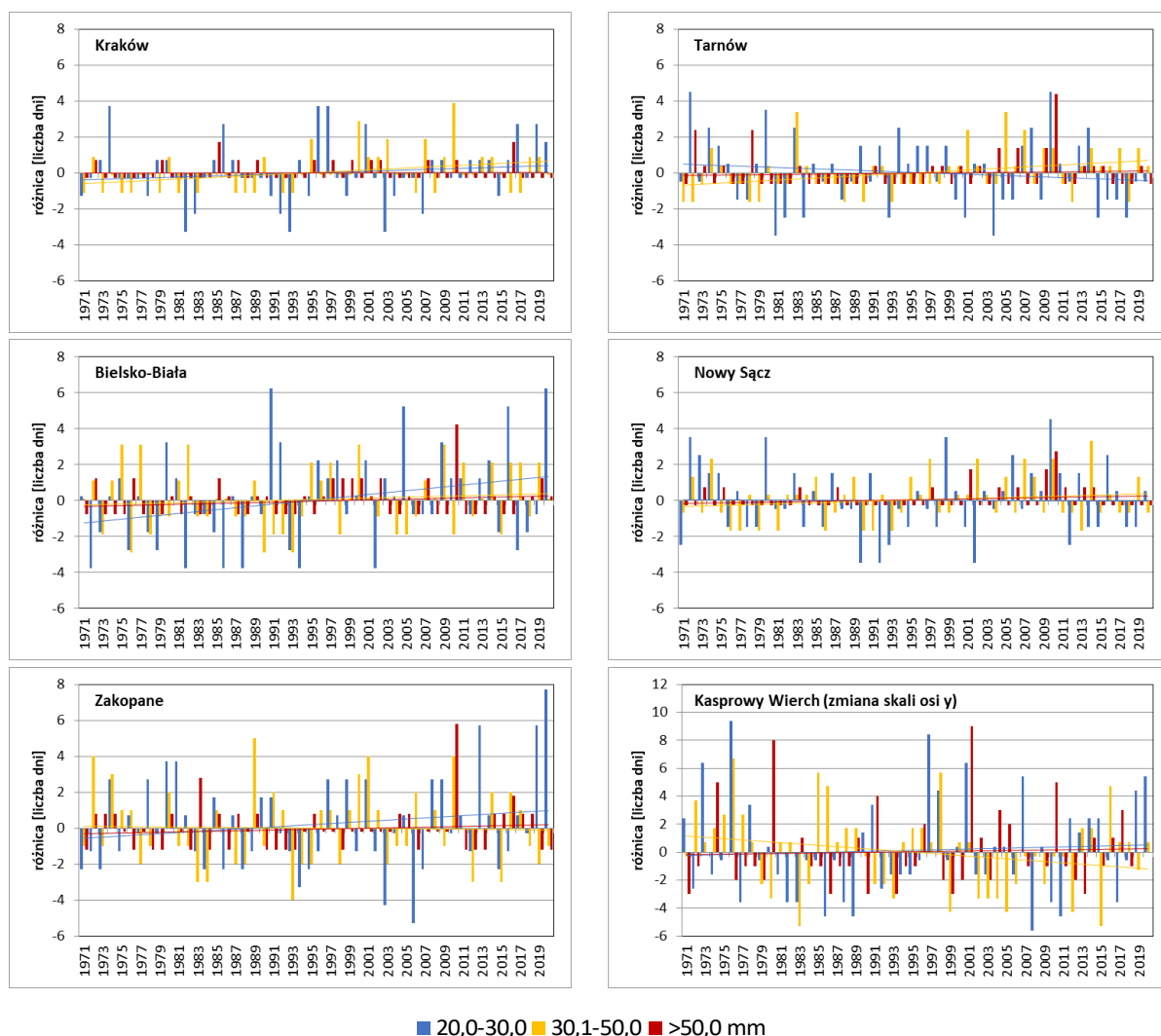
Objaśnienia: d1 – dekada 1971-1980, d2 – dekada 1981-1990 itd.

Ryc. 3.6. Liczba dni z sumą dobową opadów atmosferycznych w określonych przedziałach w poszczególnych dekadach na badanych stacjach w latach 1971-2020

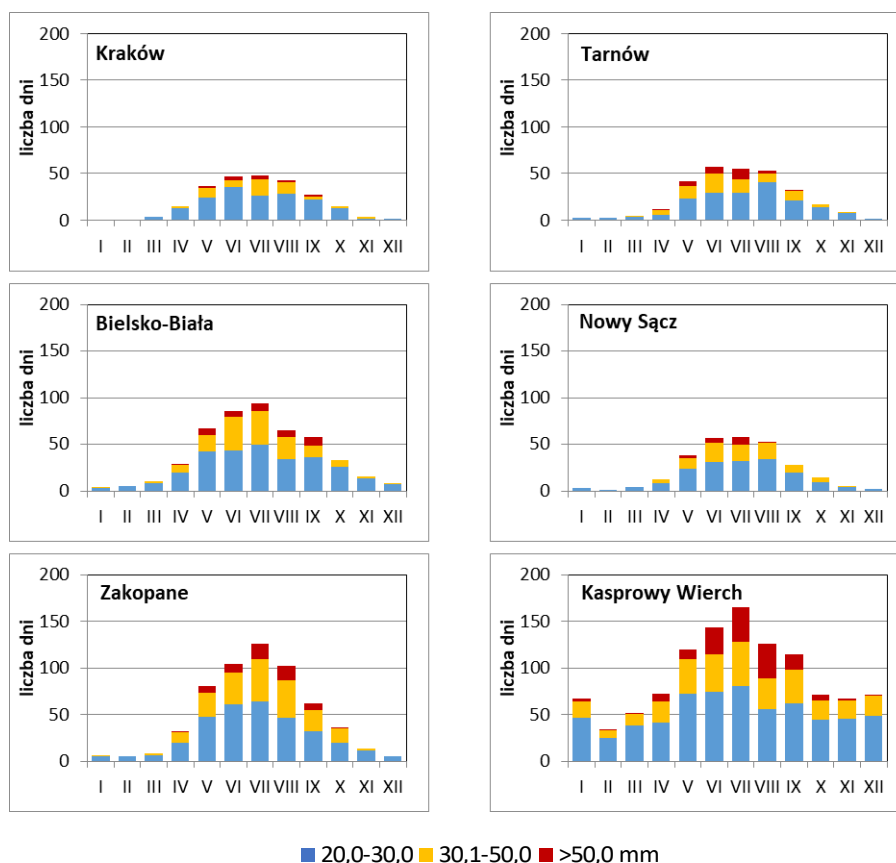


■ 20,0-30,0 ■ 30,1-50,0 ■ >50,0 mm

Ryc. 3.7. Liczba dni z sumą dobową opadów atmosferycznych ≥ 20 mm (w określonych przedziałach) na badanych stacjach w latach 1971-2020



Ryc. 3.8. Odchylenie liczby dni w danym roku z sumą dobową opadów atmosferycznych 20,0-30,0, 30,1-50,0 i >50,0 mm od średniej wieloletniej (1971-2020) na poszczególnych stacjach



Ryc. 3.9. Liczba dni w poszczególnych miesiącach z sumą dobową opadów atmosferycznych ≥ 20 mm (w określonych przedziałach) na badanych stacjach w latach 1971-2020

3.3. Definicje powodzi, rodzaje powodzi w tym powódzie błyskawiczne

Powódzie należą do naturalnych zjawisk, którym nie sposób zapobiec. Niemniej jednak niektóre działania człowieka i zmiany klimatyczne przyczyniają się do zwiększenia prawdopodobieństwa występowania powodzi i zaostrzenia ich negatywnych skutków. W hydrologii rozróżnia się wezbranie i powódź. **Wezbranie** to wyraźny wzrost stanów (a zatem i natężenia przepływu) wody w ciekach, spowodowane zwiększonym zasilaniem lub incydentalnym podpiętrzeniem zwierciadła wody, wywołanym zjawiskami naturalnymi. **Powódź** jest natomiast szczególnym przypadkiem wezbrania, tzn. wezbraniem, które przynosi straty gospodarcze i społeczne; każda powódź jest wezbraniem, ale nie każde wezbranie jest powodzią. Powódź jest bowiem zjawiskiem hydrologicznym o charakterze społeczno-gospodarczym. Powódź może mieć poważne konsekwencje dla środowiska, np. w

postaci skażenia wód powierzchniowych w sytuacji zalania np. oczyszczalni ścieków lub zakładów chemicznych. Ze względu na przyczyny można wyróżnić:

1. **Wezbrania/powodzie opadowe** – wywoływane przez opady deszczu: **a.** związane z opadami nawałnymi, spowodowane lokalnymi burzami, zazwyczaj od kwietnia do października, o krótkotrwałym, ale gwałtownym przebiegu; bywają przyczyną znacznych strat w zagospodarowaniu przestrzennym terenu; **b.** wywoływane przez opady rozlewne od czerwca do września, o największym zasięgu terytorialnym;
2. **Wezbrania/powodzie roztopowe** – skutek gwałtownego tajania pokrywy śnieżnej, które bywa przyspieszone przez deszcze; bardzo rozległy zasięg terytorialny, najczęściej występują w marcu i kwietniu; mogą się jednak zdarzyć w ciągu całej zimy;
3. **Wezbrania/powodzie zimowe: śryżowe, zatorowe, lodowe** – gdy na rzekach intensywnie tworzą się zjawiska lodowe, co powoduje zmniejszenie przekroju przepływu i woda wylewa na okoliczne tereny nie mieszcząc się w korycie. Może też nastąpić spiętrzanie się spływającej kry lodowej na ostrych zakrętach rzeki, w przekrojach mostowych itp. co także tamuje swobodny przepływ wody. Takie powodzie zdarzają się od grudnia do marca. Śryż to niewielkie kryształki lodu, tworzące się zimą w rzekach i morzu, kiedy temperatura wody osiągnie wartość nieco niższą od 0°C (Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski 1999);
4. **Wezbrania/powodzie sztormowe** – charakterystyczne dla wybrzeży morskich, nie dotyczą województwa małopolskiego (Punzet 1998-1999).

Powodzie można również sklasyfikować w następujący sposób: **powodzie ulewne lub nawałne**, wywołane intensywnymi opadami o dużym natężeniu (wysokimi sumami opadów w krótkim czasie) lub **powodzie rozlewne**, powstałe po długotrwałych opadach. Coraz częściej do określenia powodzi występujących nagle, trwających krótko i mających lokalny zasięg używa się też terminu **powódź błyskawiczna** (*flash flood*) i **powódź miejska** (*urban flood*). **Powódź błyskawiczna** może być wywołana opadami nawałnymi, intensywnym topnieniem pokrywy śnieżnej, uszkodzeniem lub zniszczeniem budowli piętrzącej (zapory, grobli), przerwaniem wałów powodziowych (Pociask-Karteczka, Żychowski 2014). **Powódź miejska** jest rodzajem powodzi błyskawicznej występującej na obszarach zurbanizowanych. Nie jest ona zazwyczaj związana z rzekami (wystąpieniem wody z jej koryta), ale z podtopieniem wywołanym nagromadzeniem wody deszczowej po intensywnych opadach w wyniku ograniczonej infiltracji wody w związku z przewagą antropogenicznych powierzchni oraz zbyt małą przepustowością sieci kanalizacji deszczowej

(Pociask-Karteczka, Żychowski 2014). Według Światowej Organizacji Meteorologicznej (*Flash Flood...* 2022), powodzie błyskawiczne powodują ponad 5000 zgonów w skali świata rocznie i stanowią ok. 85% wszystkich przypadków powodzi. Powódź błyskawiczna pojawia się zwykle w kilka godzin po bardzo intensywnym opadzie, przy czym prognozowanie tego zjawiska jest niezwykle trudne. Istotnym czynnikiem oprócz wystąpienia ulewnego opadu jest stan podłoża: stopień jego przepuszczalności i nasycenia wodą przed wystąpieniem opadu. Szczególnie zagrożone wystąpieniem powodzi błyskawicznych są obszary miejskie, gdzie większość powierzchni jest nieprzepuszczalna dla wody, pokryta zabudową, betonem, asfaltem itp.

Wartość graniczna stanu wody, od jakiej rozpoczyna się wezbranie, jest umowna (Bajkiewicz-Grabowska, Mikulski 1999). Ozga-Zielińska i Brzeziński (1994) proponują, aby wystąpienie wezbrania określać, biorąc pod uwagę przekroczenie najmniejszej wartości natężenia przepływu z przepływów maksymalnych rocznych w okresie pomiarowym (kryterium hydrologiczne) lub przekroczenie najwyższej wartości przepływu, która nie powoduje jeszcze szkód powodziowych (kryterium gospodarcze). Natężenie przepływu to objętość wody przepływającej przez określony przekrój poprzeczny cieku w jednostce czasu, w m³/s.

Także definicje stanów alarmowych i ostrzegawczych, czyli określeń często pojawiających się w oficjalnych komunikatach dotyczących powodzi, są umowne. Stan alarmowy to taki stan napełnienia koryta, przy którym woda zaczyna zagrażać obszarom zagospodarowanym i budowlom wodnym. Osiągnięcie stanu alarmowego jest podstawą do ogłoszenia alarmu powodziowego. Wysokość takiego stanu dla danej rzeki w danym miejscu (w cm) ustalana jest przez właściwy urząd administracji wodnej w porozumieniu z lokalnym komitetem przeciwpowodziowym i Instytutem Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Stan ostrzegawczy układa się poniżej stanu alarmowego, a po jego przekroczeniu ogłaszane jest pogotowie powodziowe. Wielkość różnicy pomiędzy stanem ostrzegawczym i alarmowym zależy od charakteru rzeki i przeciętnej szybkości przyboru wody (Biernacki i in. 2009).

Rzeki karpackie odznaczają się bardzo zmiennymi przepływami dobowymi. Wezbrania są gwałtowne i krótkotrwałe. Szczególnie gwałtowne wezbrania występują latem, zwłaszcza w zachodniej części Beskidów, eksponowanych w kierunku deszczonośnych wiatrów. Częste na tym obszarze deszcze nawalne sprawiają, że woda szybko spływa po stromych stokach słabo przepuszczalnego podłoża. Rzeki karpackie odznaczają się ponadto największą w Polsce nieregularnością przepływów ekstremalnych. Wezbrania roztopowe w

górach rozpoczynają się późno, nawet w maju, trwają długo i przebiegają stopniowo, więc choć ilość wody roztopowej może być duża, to fala wezbraniowa na ogół nie jest wysoka. Wezbrania opadowe występują głównie latem w Karpatach. Jeśli spowodowane są deszczem rozlewnym, to narastają stosunkowo powoli i obejmują zazwyczaj duży obszar. Wezbrania na skutek deszczu nawalnego są gwałtowne, ale ograniczają się na ogół do niewielkich obszarów (Geografia... 1999). Karpaty charakteryzują się dużą rozciągłością równoleżnikową, co powoduje zmianę stopnia kontynentalizmu klimatycznego i dlatego w zachodniej części większą rolę odgrywają wpływy oceaniczne, a we wschodniej – kontynentalne. W zachodniej części polskich Karpat występują dwie kulminacje przepływu: wyższa – wiosenna, roztopowa, i niższa – letnia, opadowa (Chełmicki i in. 1998-1999).

Spośród wszystkich rodzajów klęsk żywiołowych występujących w Polsce 40% wszystkich strat powodują powodzie. Największe zagrożenie dla gospodarki ludzkiej w przypadku powodzi powoduje zabudowa najniższych teras rzecznych – zalewowego i nadzalewowego, a więc terenów najbardziej zagrożonych przy wystąpieniu wysokich stanów wody w potokach i rzekach. Aby uniknąć tego zagrożenia, tereny najniższych teras rzecznych w miejscowych planach zagospodarowania przestrzennego należy wykluczyć z jakiegokolwiek działalności inwestycyjnej (Poprawa, Rączkowski 2003). Dopiero w następnej kolejności należy podejmować próby regulowania fali powodziowej poprzez system zbiorników wodnych i obwałowań. Wszystkie działania techniczne ograniczające przebieg i skutki powodzi winny być ze sobą sprzężone, aby w jak najmniejszym stopniu zaburzyć funkcjonowanie naturalnych systemów przyrodniczych (Starkel 1998).

Polska południowa jest narażona w większym stopniu niż reszta kraju na powodzie związane z wezbraniem opadowymi w okresie letnim (Mikulski 1954). To w lipcu miały miejsce najdotkliwsze powodzie, które nawiedziły Polskę południową w latach 1934, 1970, 1997, 2001 i w 2008 r. Cebulak (1992, 1998) wyodrębniła w dorzeczu górnej Wisły strefy z przewagą opadów rozlewnych lub ulewnych dających znaczne sumy dobowe opadu. Strefa deszczów rozlewnych obejmuje zachodnią, prawostronną część dorzecza górnej Wisły w Karpatach po Dunajec i Białą Dunajcówą na wschodzie. Poza Karpatami strefa ta obejmuje część Kotliny Oświęcimskiej, południowo-wschodnią część Wyżyny Śląskiej, południową część Wyżyny Miechowskiej oraz zachodnią część (po dolinę Dunajca) Kotliny Sandomierskiej. W obrębie tego obszaru położone są tereny, na których mogą wystąpić wysokie sumy dobowe pochodzące zarówno z deszczu rozlewnych, jak i z ulew. Są to Kotliny Orawska i okolice Krakowa z południową częścią Wyżyny Krakowskiej. Natomiast

strefa opadów ulewnych obejmuje wschodnią część Kotliny Sandomierskiej od ujścia Wisłoki, a także przylegającą do niej część Roztocza i Wyżyny Lubelskiej. Opady ulewne przeważają również w Kotlinie Raciborskiej, zachodniej części Wyżyny Śląskiej, wschodniej części Niecki Nidziańskiej i w Górach Świętokrzyskich. W pozostałej części wschodniego dorzecza górnej Wisły, podobnie jak na zachodzie, wysokie sumy dobowe mogą pochodzić zarówno z deszczy rozlewnych, jak i z ulew.

Zanotowano wyraźny trend rosnący wielkości szkód i wartości strat powodziowych we wszystkich sektorach gospodarki narodowej (Konieczny i in. 2006). Rozwój gospodarczy kraju skutkuje m.in. wzrostem inwestycji na obszarach położonych w zasięgu powodzi. Nie nadąża za nim realizacja obiektów i systemów ochrony przeciwpowodziowej, skutkiem czego stan zabezpieczenia przeciwpowodziowego jest nieadekwatny do stopnia zagrożenia.

3.4. Ciągi bezopadowe – susze, definicja suszy, rodzaje

Można wyróżnić trzy główne **typy susz**:

- **susza atmosferyczna** – zależy od wysokości opadów,
- **susza hydrologiczna** – zależy od poziomu wody w zbiornikach,
- **susza rolnicza** – zależy od dostępności wody dla upraw.

Susza atmosferyczna definiowana jest zwykle przez porównanie wysokości opadów w danym momencie do średnich wieloletnich opadów w tym miejscu. Pojawia się wówczas, gdy opady występują poniżej średniej wieloletniej lub jest ich całkowicie brak. Dlatego też definicja suszy jest odmienna dla każdego regionu. Jest to to ekstremalne zjawisko pogodowe, mające charakter anomalii atmosferycznej, wywołane okresem bez opadów lub w którym opady te są znikome. Susza atmosferyczna powoduje zubożenie wilgoci w glebie co w prawie każdym przypadku wpływa na wielkość upraw. Rozważany jest tu wyłącznie czynnik obiektywny - zmniejszenie opadów, bez zwracania uwagi na jego wpływ na poziom wody w zbiornikach wodnych, potrzeby ludzi, czy też rolnictwa. Bezpośrednim skutkiem suszy meteorologicznej jest zakłócenie bilansu wodnego obszaru, spowodowane niedoborem opadów i dużą ewapotranspiracją (wskaźnik klimatyczny mówiący o tym, jak szybko mogłoby zachodzić parowanie, gdyby dostępność wody była wystarczająca).

Susza hydrologiczna jest związana w wpływem okresów z niedoborem opadów na poziom wody w rzekach i zbiornikach retencyjnych oraz warstwach wodonośnych (susza

hydrogeologiczna). Przejawia się długotrwałym obniżeniem ilości wody w rzekach i jeziorach. Susze hydrologiczne występują zwykle krótko po suszach atmosferycznych. Najpierw notowany jest spadek opadów i dopiero po jakimś czasie spada poziom wody w rzekach i jeziorach. Ten rodzaj suszy odczuwany jest przez użytkowników zależnych od poziomu wody w rzekach, zbiornikach retencyjnych i warstwach wodonośnych, np. hydroelektrownie, ośrodki rekreacyjne, ekosystemy, przemysł, obszary zurbanizowane, nawadnianie, itp.

Susza rolnicza występuje, gdy w określonym czasie dla konkretnej uprawy brak jest wystarczającej ilości wody. Ten rodzaj suszy nie zależy jedynie od ilości opadu, ale także od odpowiedniego gospodarowania wodą. Nie każdy okres bezopadowy i jednoczesny spadek wilgoci glebowej jest suszą rolniczą. Warunkiem zaistnienia suszy rolniczej jest wystąpienie zmian w stanie roślinności, tj. wystąpienia objawów stresu wodnego, spadku w biomasy i ograniczeń plonowania. Przy niewielkich opadach i złym wykorzystaniu wody do nawadniania i innych celów problem suszy staje się znacznie poważniejszy. Susza rolnicza jest typowym następstwem suszy atmosferycznej (gdy spada ilość opadu), ale występuje przed suszą hydrologiczną (gdy spada poziom wody w rzekach, jeziorach i zbiornikach retencyjnych) (Szajda i in. 2007, *Encyklopedia klimatologiczna ESPERE* 2022, *Susza* 2022). Analiza ciągów bezopadowych jest jedną z metod wyznaczania i analizowania okresów suszy atmosferycznej/meteorologicznej.

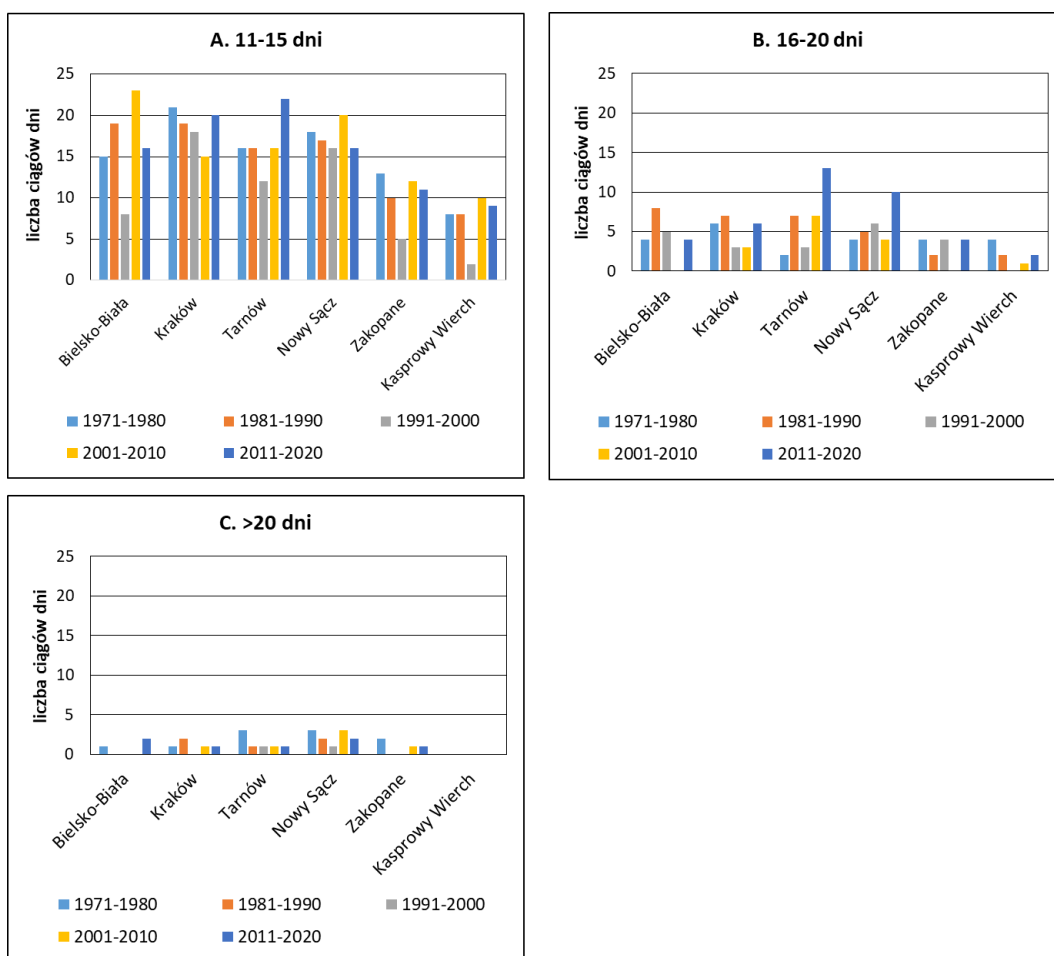
Ciągi dni bezopadowych ustalono na podstawie metody zaproponowanej przez Koźmińskiego (1986, za: Cebulską 2016). Wybraną metodę uznano za najbardziej miarodajną w ocenie niedoboru opadów. Wydzielono następujące okresy bezopadowe: od 11 do 15 dni, od 16 do 20 dni, ponad 20 dni. Przyjęto, że okres bezopadowy trwający ponad 10 lub ponad 15 dni przerywa dzień lub dwa kolejne dni o łącznej sumie opadów powyżej 1,5 mm. Natomiast okres bezopadowy trwający powyżej 20 dni przerywa dzień lub dwa kolejne dni o łącznej sumie opadów powyżej 2,0 mm w okresie wegetacyjnym (Cebulską 2016).

Tabela 3.6 prezentuje wszystkie przypadki ciągów bezopadowych o długości trwania co najmniej 30 dni, zanotowanych na wszystkich stacjach w okresie 1971-2020. Tak długie ciągi bezopadowe są bardzo rzadkim zjawiskiem, cztery z nich zanotowano w Nowym Sączu, dwie w Bielsku-Białej i po jednym przypadku w Tarnowie i Krakowie. Zjawiska te pojawiły się tylko w 4 latach (1974, 2000, 2011 i 2013).

Tab. 3.6. Ciągi bezopadowe o długości trwania ≥ 30 dni w okresie 1971-2020 na badanych stacjach

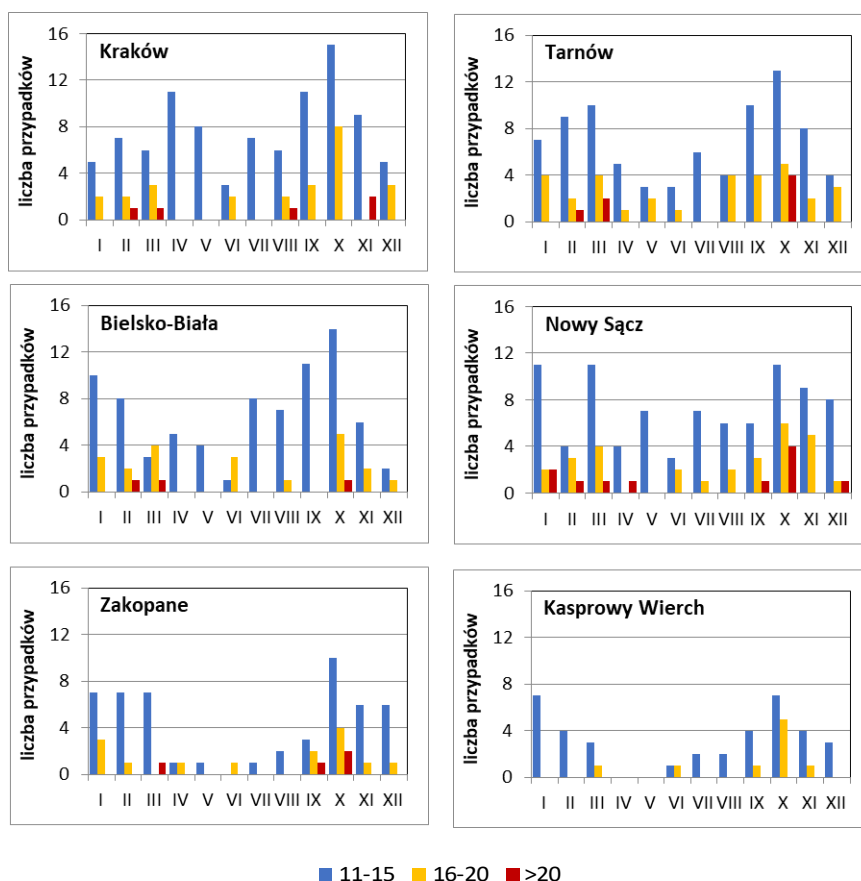
stacja	liczba dni ciągu	data początku
Nowy Sącz	58	21.02.1974
Tarnów	43	21.10.2011
Nowy Sącz	40	26.10.2011
Bielsko-Biała	39	26.10.2011
Nowy Sącz	33	23.09.2000
Bielsko-Biała	33	19.03.1974
Nowy Sącz	30	10.12.2013
Kraków	30	3.11.2011

Rycina 3.10 pokazuje, że ciągi bezopadowe o długości trwania powyżej 20 dni zdarzają się raz na kilka lub kilkanaście lat, w górach wysokich nie występują wcale, a w Zakopanem i Bielsku-Białej mogą nie występować nawet przez 2 dekady. Ciągi o długości trwania 11-15 dni zdarzają się średnio 1-2 razy w roku, nawet w wysokich partiach gór, nie można jednak stwierdzić żadnej tendencji zmian, np. wzrostu liczby takich zjawisk z dekady na dekadę. Wyniki te są zbieżne z wynikami uzyskanymi przez innych autorów. Przykładowo, Cebulska (2018) przeanalizowała okresy bezopadowe w polskich Karpatach w okresie 1984-2013 i stwierdziła, że w każdym roku średnio wystąpiły 2-3 posuchy atmosferyczne trwające 11-15 dni, 1-2 posuchy trwające 16-20 dni. Natomiast średnio 1 posucha w roku o czasie trwania powyżej 20 dni wystąpiła we wszystkich stacjach pomiarowych. Nie stwierdziła istotnych zmian liczby posuch niezależnie od czasu ich trwania. Najdłuższy okres bez opadów atmosferycznych lub ze słabymi opadami wystąpiły w typach cyrkulacji antycyklonalnej – południowej (Sa), zachodniej (Wa) oraz klinie antycyklonalnym (Ka). Są to sytuacje synoptyczne nie sprzyjające powstawaniu opadów. Radzka (2014) badała ciągi bezopadowe w środkowo-wschodniej Polsce w latach 1971-2005 i stwierdziła podobną częstość występowania tych ciągów jak ta opisana dla stacji badanych w niniejszym opracowaniu, a ponadto nie zanotowała istotnej tendencji zmian liczby ciągów bezopadowych w wieloleciu.



Ryc. 3.10. Liczba ciągów bezopadowych o długości trwania: A. 11-15 dni, B. 16-20 dni, C. >20 dni, na badanych stacjach w poszczególnych dekadach z lat 1971-2020

Rycina 3.11 pozwala przeanalizować które miesiące są najbardziej narażone na występowanie długich ciągów bezopadowych. Na każdej stacji rozkład roczny liczby ciągów bezopadowych kształtuje się inaczej, co potwierdza dużą zmienność przestrzenną opadów w województwie małopolskim. Jedyną prawidłowością jaka wyłania się z tych danych to, że październik jest miesiącem, kiedy na wszystkich stacjach można się spodziewać najwyższej w całym roku liczby ciągów o długości 11-15 dni. Można również zauważyć, że miesiące letnie są generalnie najmniej narażone na występowanie okresów posusznych.



Ryc. 3.11. Liczba przypadków ciągów bezopadowych o długości trwania 11-15 dni, 16-20 dni i >20 dni, w poszczególnych miesiącach roku na badanych stacjach w latach 1971-2020

Podsumowując zaprezentowane dane dotyczące opadów należy podkreślić, że przewiduje się, że globalne ocieplenie przyczyni się zarówno do wzrostu intensywności opadów, jak i występowania dłuższych okresów trwania suszy. Zależy to od położenia geograficznego rozpatrywanego regionu (IPCC 2007, Hov i in. 2013). W części Europy położonej w szerokościach umiarkowanych, w której położona jest m.in. Polska, nie zaobserwowano istotnych zmian rocznych sum opadów. Niemniej jednak w przypadku opadów występujących w okresie letnim prognozuje się, że znacznie częściej mogą występować zarówno intensywne opady, jak i okresy bez opadów, przyczyniające się do powstania suszy. Również w obszarach, w których przewiduje się ogólny spadek opadów, nadal bardzo prawdopodobne jest występowanie opadów ekstremalnych – intensywnych, ale krótkotrwałych, które mogą powodować powodzie (Westra i in. 2014; Kendon i in. 2014; Ban i in. 2015; Lehmann i in. 2015).

3.5. Intensywne opady śniegu

W przypadku analizy ekstremalnych zjawisk związanych z wysokimi sumami opadów atmosferycznych warto również zwrócić uwagę na ich rodzaj i wyróżnić dni z intensywnymi opadami śniegu, gdyż skutki ich występowania są nieco inne niż intensywnych opadów deszczu. Śnieg może stanowić zagrożenie dla kierowców na drogach, pieszych na chodnikach i w pobliżu dachów budynków, a także nadmiernie obciążać dachy oraz gałęzie drzew i krzewów powodując ich uszkodzenie.

Analizując intensywne opady śniegu zwrócono uwagę na dni, w których równocześnie występowała pokrywa śnieżna. Z uwagi na to, że opady śniegu występują głównie w sezonie zimowym, przeanalizowano dane meteorologiczne w poszczególnych lat definiowanych jako okresy od 1 lipca do 30 czerwca. Wśród uwzględnionych w opracowaniu danych z sześciu stacji meteorologicznych, na dwóch z nich, w Tarnowie i Nowym Sączu, od 2015 roku przerwano pomiary pokrywy śnieżnej, dlatego też wartości średnie zostały podane dla mniejszej liczby lat i bez określenia trendu zmian.

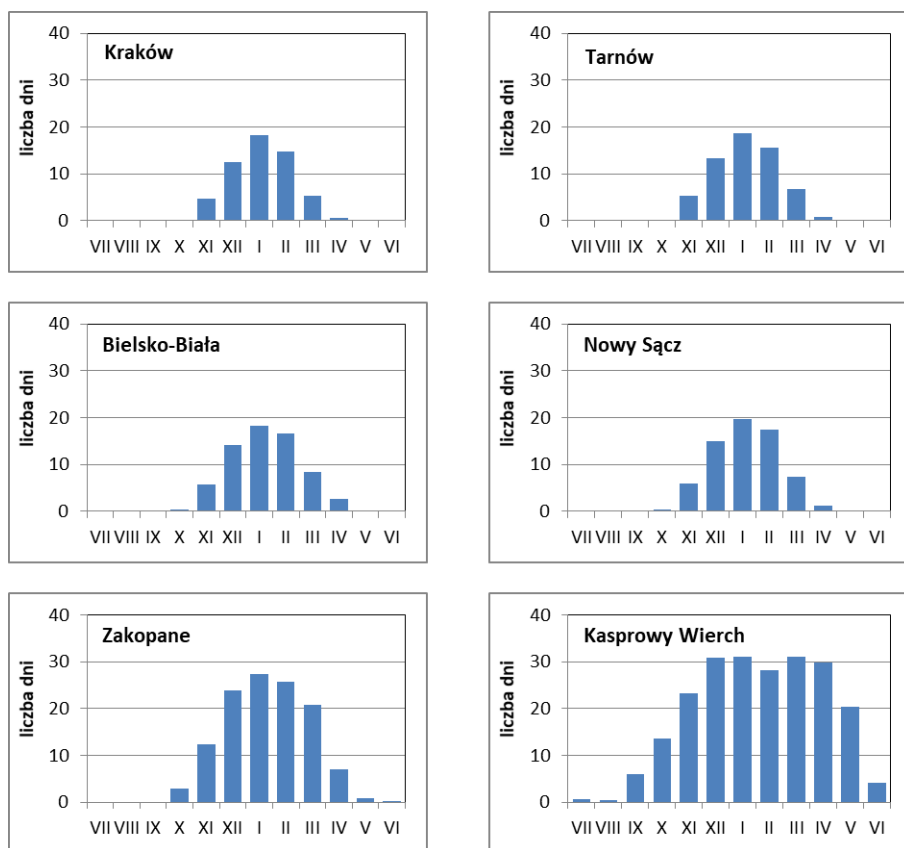
Z pracy Twardosza i in. (2011) wynika, że na stacji Kraków UJ w latach 1863-2008 opady śniegu zwykle występowały od 17 listopada do 1 kwietnia, natomiast najwcześniej zanotowano je 25 września 1906 r., a najpóźniej 22 maja 1866 r. W ekstremalnych przypadkach pokrywa śnieżna tworzyła się w stolicy województwa małopolskiego już w październiku, ale też mogła utrzymywać się jeszcze w kwietniu (Ryc. 3.12). Zdecydowanie najwięcej takich dni było w styczniu (nieco ponad 32%), a w dalszej kolejności w lutym (26%) i grudniu (22%) (Ryc. 3.13).

W południowej części województwa małopolskiego (w Tatrach) wyróżnienie dat początku i końca występowania pokrywy śnieżnej w poszczególnych sezonach jest prawie niemożliwe, gdyż na przykładzie danych z Kasprowego Wierchu widać, że śnieg może tworzyć pokrywę śnieżną w ciągu całego roku, czyli nawet w okresie czerwiec-sierpień (Ryc. 3.12, 3.13). Często więc koniec jednego sezonu i początek kolejnego trzeba przyjąć „z góry”, odpowiednio na 30 czerwca i 1 lipca. Powyżej 1500-1800 m n.p.m. średnia liczba dni z pokrywą śnieżną od grudnia do kwietnia wynosi zazwyczaj tyle ile dni w tych miesiącach, natomiast w pozostałych stopniowo spada, osiągając najniższą wartość w lipcu i sierpniu (0,5-0,6 dni) (Ryc. 3.12).

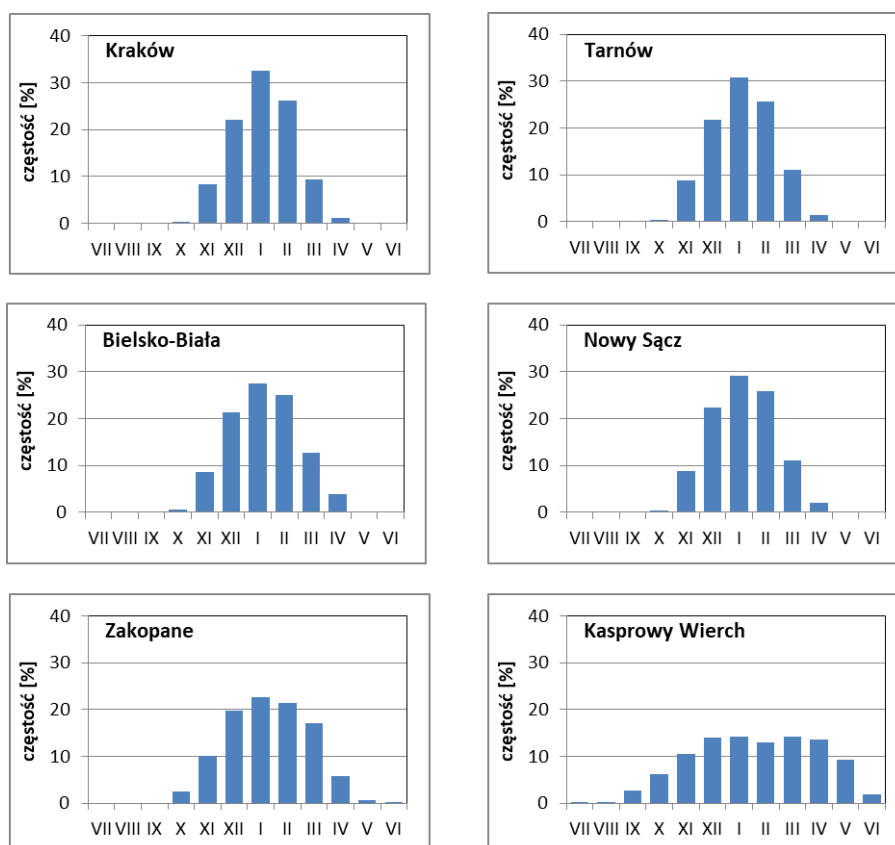
W najcieplejszym regionie województwa małopolskiego, okolicach Krakowa i Tarnowa, średnia liczba dni z pokrywą śnieżną w okresie od grudnia do lutego wynosi około

13-19 dni w miesiącu, przy czym jest najwyższa w styczniu (18-19 dni) (Ryc. 3.12). W Nowym Sączu i Bielsku-Białej analizowane wartości są tylko nieznacznie wyższe niż w Krakowie i Tarnowie, gdyż wahają się w granicach 14-20 dni w miesiącu w okresie od grudnia do lutego.

Jak już wspomniano potencjalny okres występowania pokrywy śnieżnej w okolicach Krakowa zawiera się między październikiem a kwietniem, ale jak można zauważyć na rycinach 3.12 i 3.13, jest on taki sam również w Tarnowie, Bielsku-Białej i Nowym Sączu. W tych skrajnych miesiącach (październiku i kwietniu) średnia liczba dni z pokrywą śnieżną na tych stacjach waha się od 0,3-0,5 dni (październik) do 1,3-2,6 dni (kwiecień). W Zakopanem, z uwagi na jego położenie n.p.m., potencjalny okres występowania pokrywy śnieżnej jest nieco dłuży – od października do czerwca. W październiku średnia liczba dni z pokrywą śnieżną wynosi około 3, natomiast w kwietniu i maju odpowiednio 7,0 i 0,9 dni (Ryc. 3.12). W analizowanym wieloleciu jedynie raz (1 czerwca 1977 r.) pokrywa śnieżna utrzymała się w Zakopanem w czerwcu.



Ryc. 3.12. Średnia liczba dni w miesiącu z pokrywą śnieżną na badanych stacjach w latach 1971/71-2020/21 (Tarnów i Nowy Sącz dane – do 2013/14 roku)

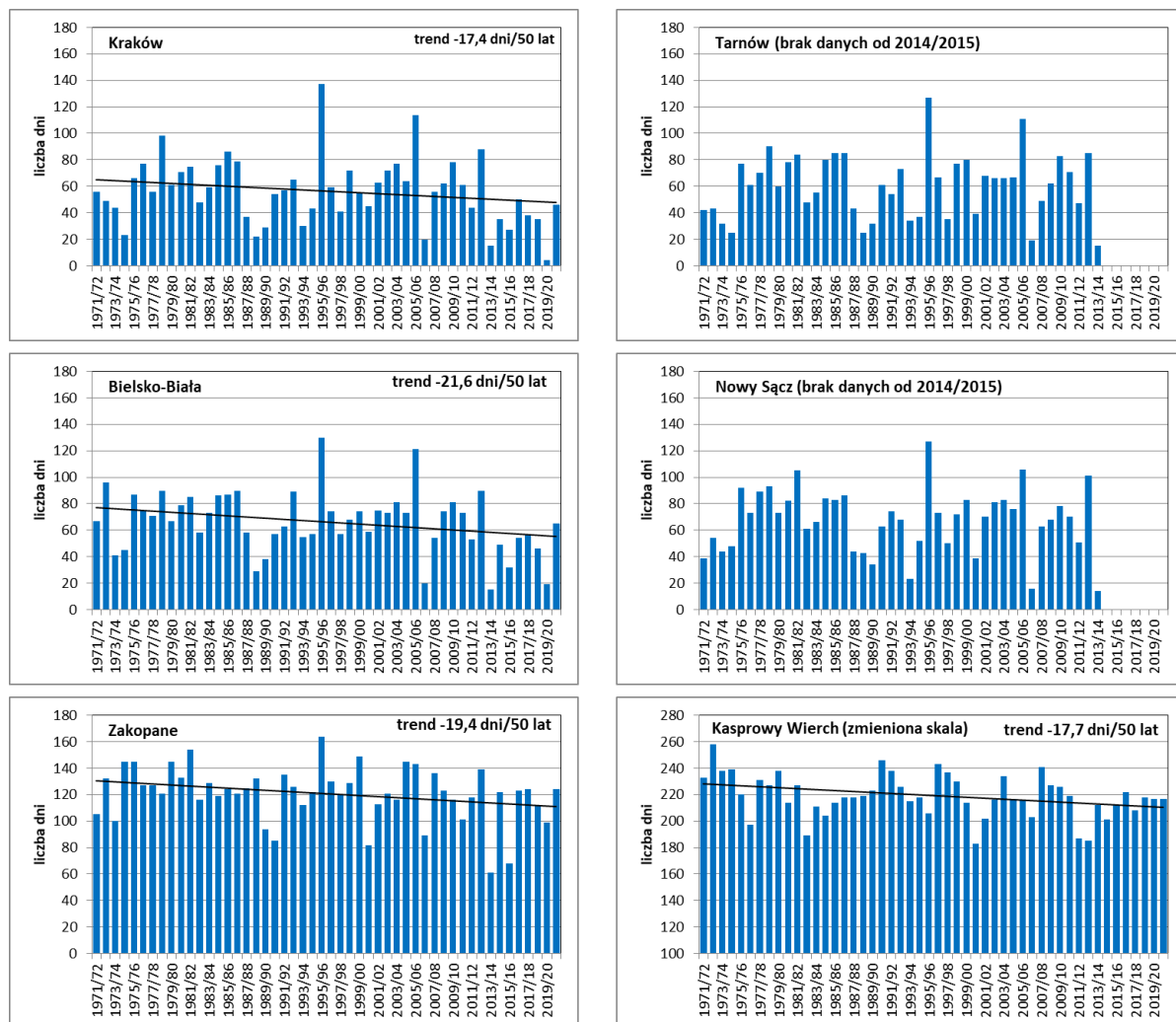


Ryc. 3.13. Częstość występowania dni z pokrywą śnieżną w poszczególnych miesiącach na badanych stacjach w latach 1971/72-2020/21 (Tarnów i Nowy Sącz dane – do 2013/14 roku)

W województwie małopolskim, w związku z urozmaiconą rzeźbą terenu, w miarę wzrostu wysokości nad poziomem morza lub w głęboko wciętych dolinach, wydłuża się okres występowania pokrywy śnieżnej, więc częstość takich dni w poszczególnych miesiącach stopniowo spada (Falarz 1998). Na Kasprowym Wierchu od grudnia do kwietnia wynosi ona od 12,9 do 14,2%, w Zakopanem od grudnia do lutego w granicach 19,7-22,7%, natomiast na pozostałych stacjach już od 21% w grudniu do 32% w styczniu (Ryc. 3.13).

W analizowanym 50-leciu (1971/72-2020/21) średnia liczba dni z pokrywą śnieżną wynosiła od 56 dni w Krakowie, 61-68 dni w Tarnowie, Bielsku-Białej i Nowym Sączu, 121 dni w Zakopanem, do 219 dni na Kasprowym Wierchu. W związku z występowaniem w ostatnich latach ciepłych zim, pokrywa śnieżna w miastach i terenach niżej położonych n.p.m., utrzymuje się stosunkowo krótko (Ryc. 3.14). Wyraźnie zaznacza się tendencja do spadku liczby dni z pokrywą śnieżną. Wynosi ona od -17,4 (Kraków) do -21,6 dni na 50 lat (Bielsko-Biała). Wartości wszystkich podanych trendów są istotne statystycznie na poziomie 0,05 i są zbliżone do tych, które zostały obliczone przez Czarnecką (2012), Szwed i in. (2017) oraz Falarz i Bednorz (2021), choć dla różnej długości okresów. Na stacji w Tarnowie

i Nowym Sączu od 2015 roku zaprzestano obserwacji pokrywy śnieżnej, dlatego też na rycinie 3.14 nie podano tendencji zmian.



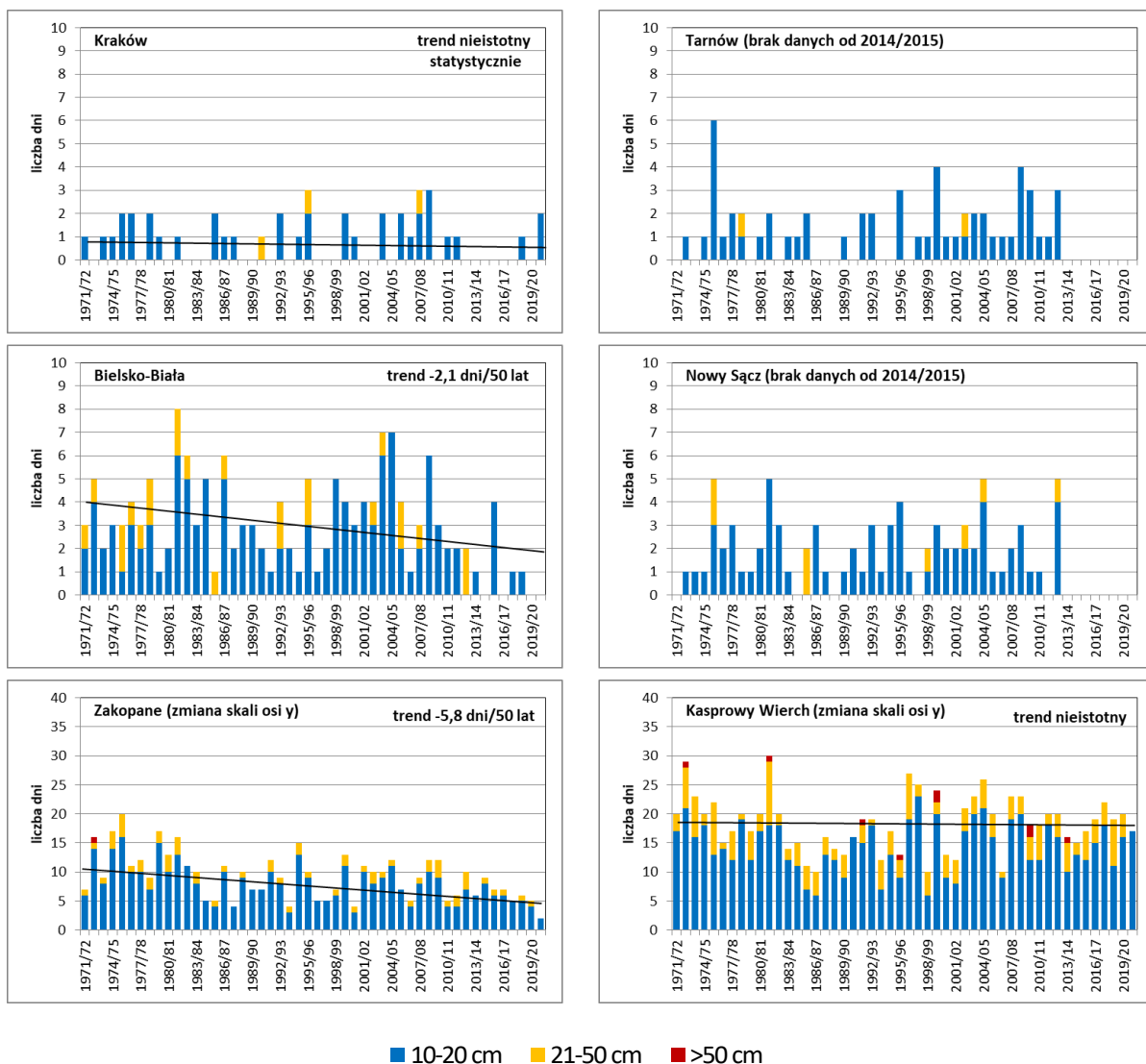
Ryc. 3.14. Liczba dni z pokrywą śnieżną i tendencja ich zmian na badanych stacjach w latach 1971/72-2020/21 (Tarnów i Nowy Sącz dane do 2013/14 roku)

Suma opadów w postaci śniegu jest zwykle niższa niż opadów deszczu i rzadko przekracza 10 mm w ciągu doby. Na podstawie badań Twardosza i in. (2011) można stwierdzić, że prawdopodobieństwo wystąpienia opadów śniegu powyżej 10 mm w Krakowie jest bardzo małe. W latach 1863-2008 wynosiło ono na stacji Kraków UJ 0,4% w grudniu, lutym i marcu, natomiast w listopadzie i styczniu 0,3%. Dlatego też w dalszej części opracowania analizie poddano nie sumę opadów w postaci śniegu, a liczbę dni z przyrostem pokrywy śnieżnej o co najmniej 10 cm. Taki nagły wzrost pokrywy śnieżnej w ciągu doby

stanowi m.in. duże utrudnienie w komunikacji, konieczność zwiększenia zakresu działań związanych z odśnieżaniem dróg, linii kolejowych, pasów startowych, ale także płaskich dachów budynków.

3.5.1. Liczba dni w wieloleciu i poszczególnych miesiącach z przyrostem pokrywy śnieżnej w ciągu 24 godzin w przedziałach 10-20, 21-50 i >50 cm

Wraz ze wzrostem wysokości nad poziomem morza wzrasta liczba dni z przyrostem pokrywy śnieżnej powyżej 10 cm w ciągu doby. Z wyjątkiem obszarów reprezentowanych przez Zakopane i Kasprowy Wierch, gdzie takie zdarzenia miały miejsce każdej zimy (średnio odpowiednio 8 i 18 przypadków), w pozostałych obszarach ich średnia roczna liczba wahała się od 0,8 w Krakowie do 2,5 w Bielsku-Białej (Ryc. 3.15). W przebiegu wieloletnim zaznacza się spadek analizowanych zdarzeń z tym, że jedynie w Bielsku Białej (-2,1 dni/50 lat) i Zakopanem (-5,8 dni/50 lat) okazał się on istotny statystycznie. W przypadku danych z Krakowa i Kasprowego Wierchu, gdzie takie zdarzenia miały miejsce odpowiednio najrzadziej i najczęściej, trend jest nieistotny statystycznie na poziomie 0,05. Należy się więc liczyć z tym, że takie zdarzenia, pomimo zmian klimatu, mogą nadal pojawiać się, choć na większości obszaru województwa małopolskiego nie każdej zimy.

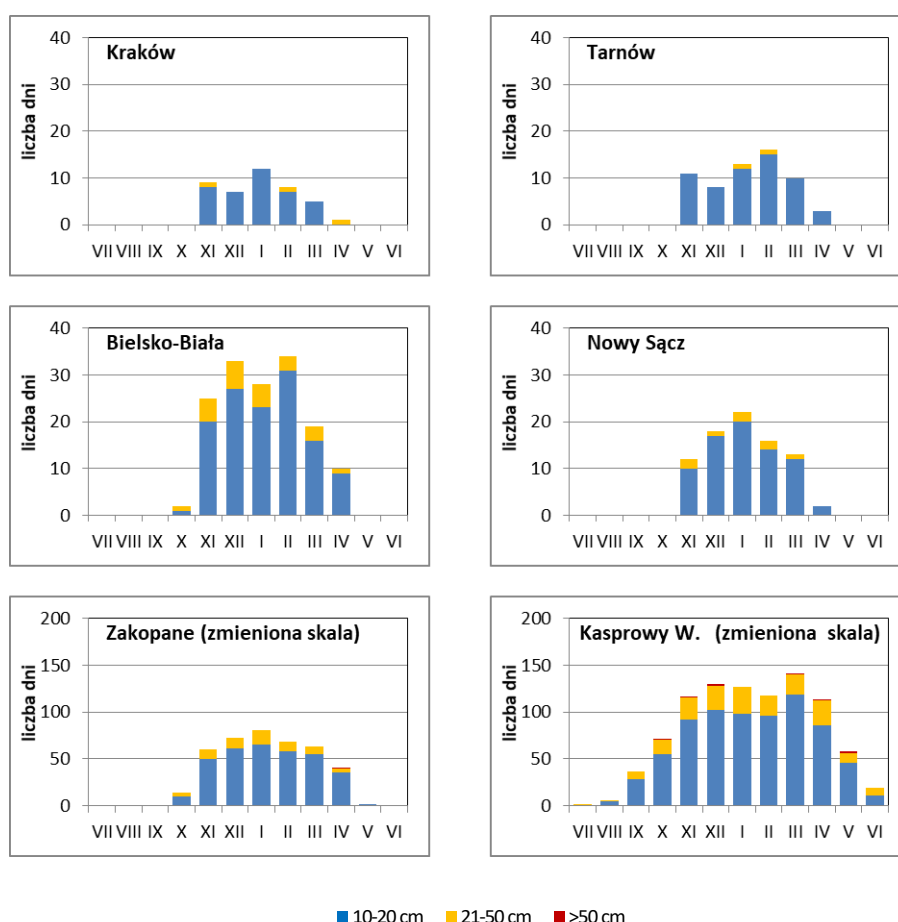


Ryc. 3.15. Liczba przypadków i tendencja zmian przyrostu pokrywy śnieżnej w ciągu doby o co najmniej 10 cm (w określonych przedziałach) w latach 1971/72-2020/21 (Tarnów i Nowy Sącz dane do 2013/14 roku)

Uwzględniając przyrost pokrywy w ciągu doby z podziałem na przyjęte przedziały wartości, czyli 10-20, 21-50 i >50 cm, to oczywiście największą częstością występowania charakteryzuje się ten pierwszy przedział (10-20 cm). W Krakowie najwięcej takich przypadków miało miejsce w analizowanych latach w styczniu (12 razy), przy czym występowały one w okresie listopad-kwiecień (Ryc. 3.16). Co ciekawe w całym badanym 50-leciu przyrost pokrywy śnieżnej w przedziale 21-50 cm w Krakowie wystąpił tylko 3 razy, w listopadzie, lutym i kwietniu (Ryc. 3.16). W Tarnowie roczny rozkład analizowanych przypadków był bardzo zbliżony do tego jaki występował w Krakowie, choć zdarzeń tych było nieco więcej. Zdecydowanie ich liczba rośnie wraz ze wzrostem wysokości nad

poziomem morza, w tym również nie tylko tych z przedziału 10-20 cm, ale również z zakresu 21-50 cm (Ryc. 3.16).

W Bielsku Białej średnio w roku takich zdarzeń z przyrostem pokrywy śnieżnej >10 cm było 3, w Zakopanem już 8, natomiast na Kasprowym Wierchu 19. Jedynie na dwóch ostatnich z wymienionych stacji zdarzały się przypadki, w których w ciągu 24 godzin przyrost pokrywy śnieżnej był wyższy niż 50 cm (Ryc. 3.16). W Zakopanem zdarzyło się to tylko raz, w kwietniu 1973 r., natomiast na Kasprowym Wierchu 9 razy, ostatni raz w maju 2014 r. (Ryc. 3.16).



Ryc. 3.16. Liczba wszystkich dni w poszczególnych miesiącach z przyrostem pokrywy śnieżnej w ciągu doby o co najmniej 10 cm (w określonych przedziałach) w latach 1971/72-2020/21 (Tarnów i Nowy Sącz dane do 2013/14 roku)

Największe zagrożenie związane z intensywnymi opadami śniegu jest w transporcie (drogowym, kolejowym, lotniczym). Szybko narastająca pokrywa śnieżna stanowi również zagrożenie w budownictwie, energetyce i leśnictwie. Szczególnie niebezpieczny jest padający śnieg na początku i końcu sezonu zimowego (październik-listopad oraz marzec-

kwiecień) (Piotrowicz i in. 2020). Śnieg jest wówczas najczęściej bardzo mokry i ciężki. Na drogach i chodnikach tworzy się tzw. „maź śnieżna”, która utrudnia jazdę i poruszanie się, a w przypadku spadku temperatury poniżej 0°C szybko zamarza. Tworzy się wówczas niebezpieczna warstwa lodowo-śnieżna.

Gruba warstwa śniegu, która zalega na dachach budynków z czasem podlega przemianom (metamorfizacji). Topiąc się staje się bardziej wodnista i cięższa, a zamarzając przekształca się w lód stanowiąc również duże obciążenie dla konstrukcji budynków, zwłaszcza jeśli dachy są płaskie lub o niewielkim nachyleniu. Dodatkowym zagrożeniem związanym z pokrywą śnieżną jest zsuwający się śnieg z dachów o większym nachyleniu, czyli występowanie tzw. lawin dachowych oraz tworzenie się nawisów i sopli. Administratorzy budynków powinni więc na bieżąco monitorować stan dachów i w razie konieczności usuwać zagrożenie.

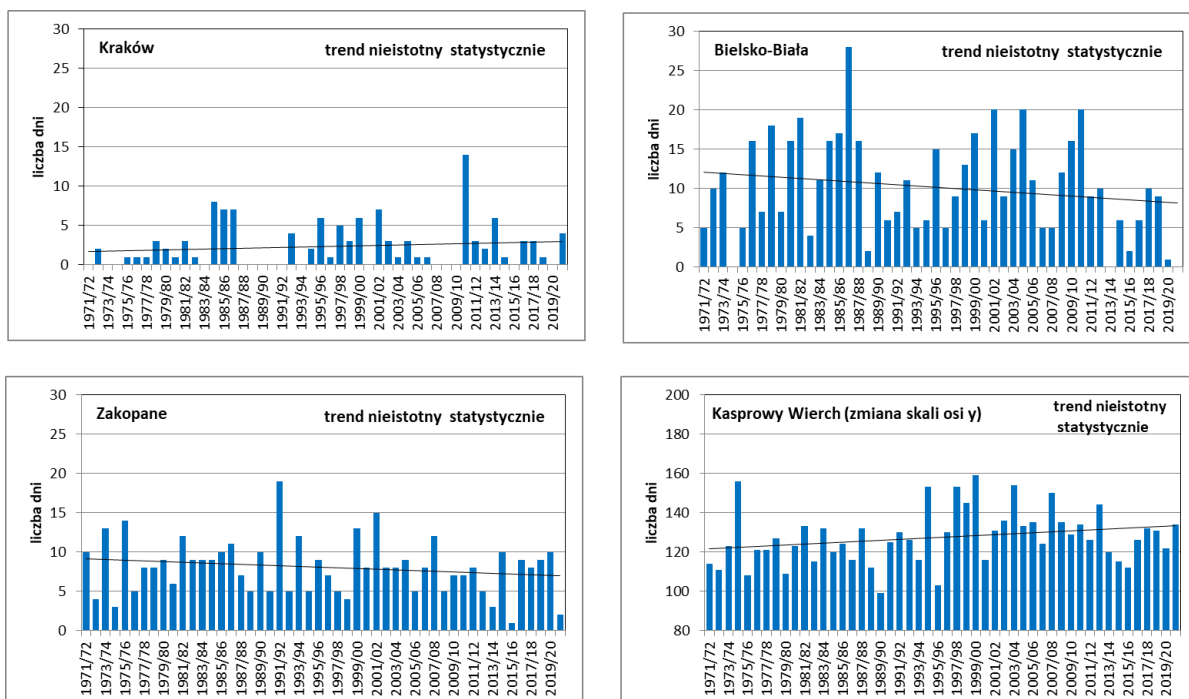
Pod naporem mokrego śniegu dochodzi też do uszkodzenia drzew i zerwania linii energetycznych. Na drzewach tworzy się tzw. okiść, warstwa ciężkiego śniegu silnie przylegającego do gałęzi, które pod tym naporem mogą się złamać (tzw. śniegołom) lub powalić całe drzewo (śniegowal). Takie zdarzenia w województwie małopolskim najczęściej występują w południowej jego części, gdzie intensywne opady śniegu pojawiają najczęściej. Pomimo więc wzrostu temperatury powietrza i występowania łagodnych zim z coraz krócej zalegającą pokrywą śnieżną, takie zdarzenia w kolejnych 10 latach będą się jednak nadal pojawiać, choć rzadziej niż jeszcze kilkanaście lat temu.

3.6. Zamiecie śnieżne

Zamieć śnieżna jest zjawiskiem meteorologicznym polegającym na podnoszeniu i przemieszczaniu cząstek śniegu zalegającego na powierzchni gruntu przez wiatr na małą wysokość, do 1,5 m (tzw. zamieć śnieżna niska) lub na dość dużą wysokość, powyżej 1,5 m (tzw. zamieć śnieżna wysoka) (Kossowska-Cezak i in. 2000; *Słownik meteorologiczny* 2003). Nie musi mu towarzyszyć opad śniegu (patrz zawieja śnieżna poniżej). Podczas zamieci widzialność jest ograniczona a na powierzchni mogą tworzyć się zasypy mimo niewielkiej grubości zalegającej pokrywy śnieżnej. Intensywność zamieci zależy od prędkości wiatru, wysokości i rodzaju pokrywy śnieżnej oraz ukształtowania podłoża.

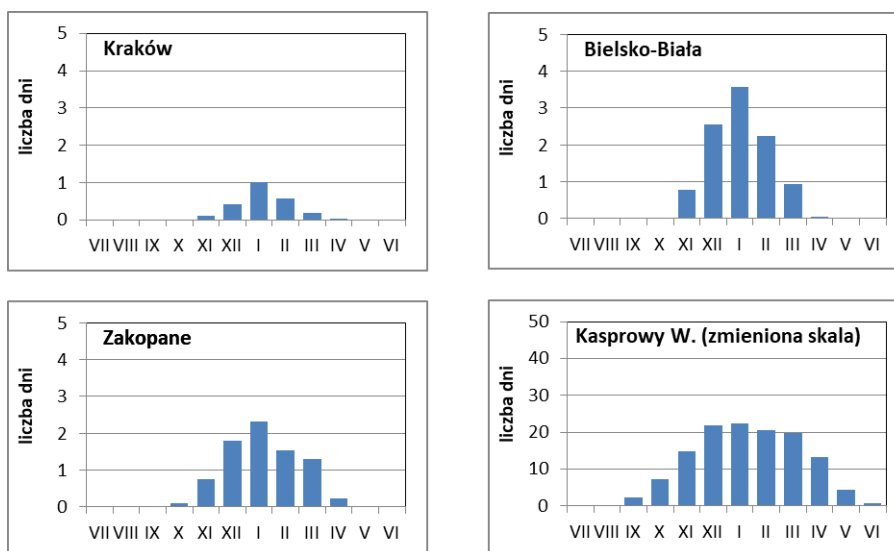
Nieco innym zjawiskiem meteorologicznym jest natomiast zawieja śnieżna, choć często jest mylona z zamięcią lub traktowana jako termin zamienny. **Zawieja śnieżna** to połączenie opadów śniegu z równoczesnym silnym wiatrem (*Słownik meteorologiczny* 2003). Zawiei śnieżnej może towarzyszyć zamięć, ale zawieja nie musi wystąpić podczas zamięci śnieżnej. Oba zjawiska meteorologiczne powodują wystąpienie zasp śnieżnych i utrudniają komunikację, dlatego też w dalszej części analizy będą omawiane łącznie. Z uwagi na luki w obserwacjach w analizie uwzględniono jedynie dane z czterech stacji, bez Tarnowa i Nowego Sącza.

W Krakowie w sezonie zimowym występowały w badanym 50-leciu średnio dwa dni z zamięcią. W miarę wzrostu wysokości n.p.m. ich liczba stopniowo wzrastała, osiągając w Zakopanem 8, natomiast na Kasprowym Wierchu już 128 dni. W porównaniu do Zakopanego liczba dni z zamięcią śnieżną w Bielsku-Białej była średnio nieco większa, bo wynosiła 10 dni. Z wyjątkiem Zakopanego i Kasprowego Wierchu zamięć śnieżna nie występuje w każdym sezonie zimowym (Ryc. 3.17). Niemniej jednak, pomimo występowania w ostatnich latach bardzo łagodnych zim, liczba dni z zamięcią śnieżną nie wykazuje wyraźnej tendencji zmian (trendy nie są istotne statystycznie na poziomie 0,05). Dlatego też w kolejnych latach należy się liczyć z występowaniem tego zjawiska w zakresie wartości przedstawionych na rycinie 3.17.



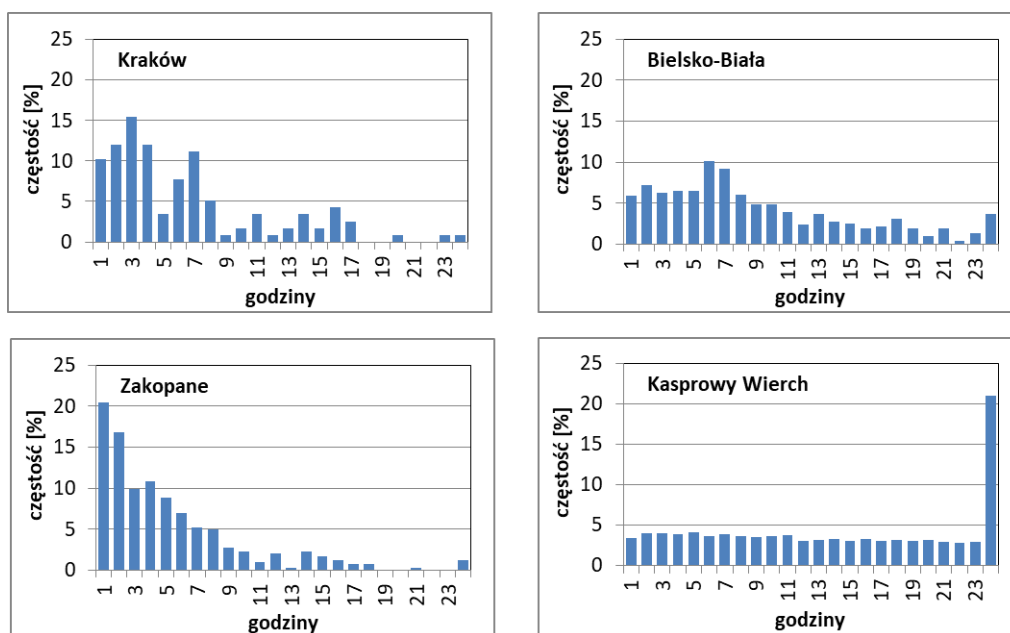
Ryc. 3.17. Liczba dni z zamięcią śnieżną i tendencja ich zmian na badanych stacjach w latach 1971/72-2020/21

Potencjalny okres występowania zamieci śnieżnej na większości analizowanego obszaru ogranicza się do miesięcy od listopada do kwietnia, natomiast w Zakopanem i na Kasprowym Wierchu jest dłuższy i obejmuje miesiące od października do czerwca (Ryc. 3.18). Z wyjątkiem najwyższych szczytów Tatr, najwięcej dni z zamiecią śnieżną jest w styczniu oraz pozostałych dwóch miesiącach zimowych (grudniu i lutym). Na Kasprowym Wierchu, stacji reprezentującej wysokie partie gór, około 20-22 dni w miesiącu od grudnia do marca to te z zamiecią śnieżną (Ryc. 3.18). Warto jednak zwrócić uwagę, że turyści odwiedzając Tatry w maju i czerwcu oraz od października również mogą być narażeni na występowanie tego zjawiska.



Ryc. 3.18. Średnia liczba dni w miesiącu z zamiecią śnieżną na badanych stacjach w latach 1971/72-2020/21

Pod względem czasu trwania zamieci śnieżnej (z podziałem co godzinę) można zauważyć ich regionalne zróżnicowanie. W okolicach Krakowa prawie połowę (49,6%) stanowią zamiecie śnieżne trwające do 4 godzin (Ryc. 3.19). Niewielki wzrost częstości (11,1%) zaznacza się również przy długości trwania analizowanego zjawiska w przedziale między 6 a 7 godz. W Bielsku-Białej z dość zbliżoną częstością (5-10%) występują zamiecie śnieżne trwające do 10 godzin. Łącznie stanowią one 67,3%. W Zakopanem zdecydowanie najwięcej było zamieci śnieżnych, krótkotrwałych, do 1 godziny (20,4%). Łącznie prawie 58% stanowiły te trwające do 4 godzin. Zdecydowanie najdłuższe zamiecie są na Kasprowym Wierchu (Ryc. 3.19). Aż 21% z nich występowało przez całą dobę (24 godziny). W pozostałych przedziałach częstość trwania tego zjawiska wahała się od 3,0 do 4,1%.



Ryc. 3.19. Czas trwania zamieci śnieżnej [w godz.] na badanych stacjach w latach 1971/72-2020/21

3.7. Odwilże / Roztopy

Odwilż atmosferyczna, zwana też roztopami, to kilkudniowy wzrost temperatury powietrza powyżej 0°C po okresie mroźnym (z temperaturą maksymalną powietrza poniżej 0°C) (Piotrowicz i in. 2020). W tych dniach dochodzi do topnienia pokrywy śnieżnej i lodowej, z której uwalniana jest woda powodująca niekiedy podtopienia, a nawet powódź (tzw. powódź roztopowa). Tak zwana **odwilż wiosenna** kończy sezon zimowy (trwa do całkowitego zaniku śniegu i lodu), ale może też występować w trakcie zimy, dlatego też nazywana jest wówczas **odwilżą zimową** lub **odwilżą śródzimową**. Powolny wzrost temperatury powietrza w kolejnych dniach, związany z adwekcją (napływem) ciepłych mas powietrza znad Oceanu Atlantyckiego (powietrze polarne morskie) na dany obszar, na którym zalega niezbyt wysoka pokrywa śnieżna, przyczynia się do występowania słabej lub umiarkowanej odwilży, która jest pozytywnym zjawiskiem dla środowiska. Powoduje nawodnienie gruntu w okresie zimowym lub wczesnowiosennym i zasilenie wód podziemnych. W przypadku gdy następuje gwałtowny wzrost temperatury powietrza, związany z adwekcją mas powietrza zwrotnikowego z południa Europy lub występowaniem w Tatrach wiatru halnego, zwłaszcza przy grubej pokrywie śnieżnej, dochodzi do

występowania podtopień i powodzi, powodujących szkody materialne. Zwykle topniejący śnieg powoli wsiąka w glebę, ale jeśli jest ona zamrznięta, lub jak w przypadku obszarów zurbanizowanych – zabetonowana, woda gromadzi się na powierzchni, w zagłębieniach terenu lub gwałtownie spływa po podłożu (Vademecum... 2013a). Odwilż może być częściowo spowolniona gdy: 1) w nocy będzie następował spadek temperatury powietrza poniżej 0°C, 2) nie wystąpią opady deszczu lub będą one niewielkie, 3) będzie wiał umiarkowany lub silny wiatr powodujący zanik pokrywy śnieżnej przez sublimację, czyli przejście bezpośrednie z fazy stałej (lodu) do gazowej (pary wodnej), z pominięciem fazy ciekłej (wody).

Występowanie odwilży jest charakterystyczną cechą zim w Polsce. Wyróżnia się tzw. odwilże adwekcyjne i radiacyjne. **Odwilże adwekcyjne** są związane ze wspomnianą wcześniej adwekcją ciepłych mas powietrza, najczęściej polarnego morskiego lub zwrotnikowego. W dniach z taką odwilżą często występują opady atmosferyczne, początkowo w postaci śniegu, które powodują przyrost pokrywy śnieżnej, a następnie przechodzące w opady deszczu, dodatkowo wzmagające proces topnienia pokrywy śnieżnej. Drugi rodzaj odwilży to tzw. **odwilże radiacyjne**, występujące z końcem lutego lub w marcu na większości obszaru województwa małopolskiego lub od kwietnia do maja w górach, związane ze wzrastającym dopływem promieniowania słonecznego wiosną.

Odwilże często mają gwałtowny przebieg i dlatego mogą powodować liczne szkody i negatywne skutki w różnych sektorach gospodarki, np. rolnictwie (uszkodzenie ozimin i innych roślin), transporcie (uszkodzenia nawierzchni dróg) lub budownictwie (powodując obniżenie wytrzymałości budynków) (Czarnecka, Nidzgorska-Lencewicz 2013; Mrugała 1987/88a).

W górach odwilże przyczyniają się do występowania lawin śnieżnych. Są one szczególnie niebezpieczne, gdy na trasie ich przemieszczania się znajdują turyści lub narciarze. Dlatego też przebywając w górach należy bezwzględnie stosować się do znaków i na bieżąco sprawdzać stopień zagrożenia lawinowego. Z drugiej strony słaba odwilż przyczynia się do stabilizacji pokrywy śnieżnej i zapobiega zamieciom.

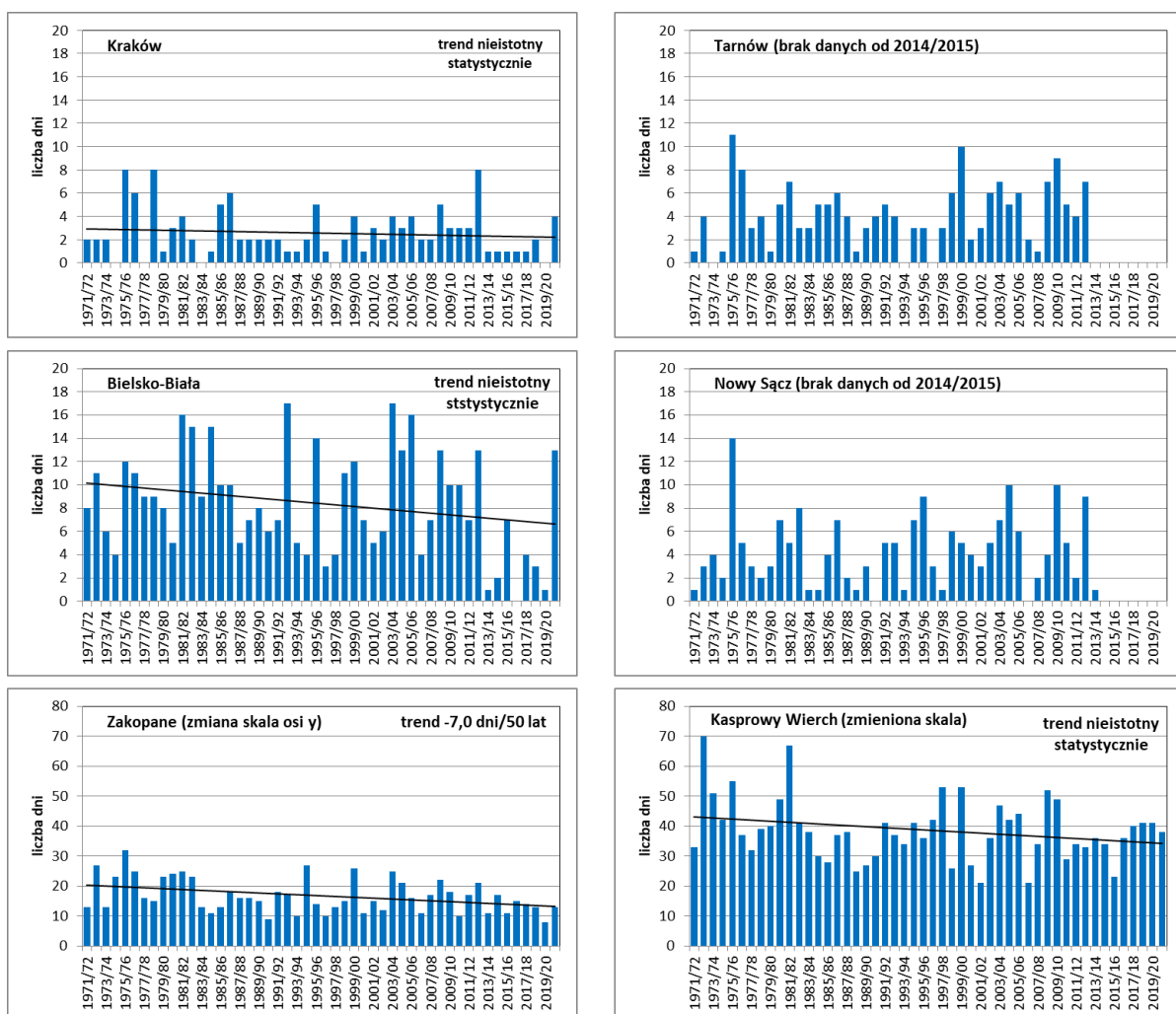
Z badań Mrugały (1987/88b, 1988) wynika, że w Polsce odwilże adwekcyjne stanowią ponad 89% wszystkich przypadków, adwekcyjno-radiacyjne – 9%, natomiast radiacyjne tylko 7%. Można je badać uwzględniając wartości temperatury powietrza, najczęściej maksymalnej, w przedziałach: 0,0-2,0°C (odwilż mało intensywna), 2,1-5,0°C (średnio intensywna), 5,1-10,0°C (silnie intensywna) oraz powyżej 10,0°C (bardzo silnie

intensywna) (Mrugała 1987/88a). Z praktycznego punktu widzenia większe znaczenia mają badania dotyczące zmniejszania się wysokości (grubości) pokrywy śnieżnej w ciągu doby. Bednorz (2012) w swoich badaniach prowadzonych na Niżu Polskim rozpatrywała spadek grubości pokrywy śnieżnej w dwóch przedziałach, o 5 i 10 cm. W polskiej służbie meteorologicznej (IMGW-PIB) kryteria związane z wydawaniem ostrzeżeń przed roztopami podzielone są na trzy stopnie (Piotrowicz i in. 2020). Są one związane z równoczesnym występowaniem pokrywy śnieżnej o wysokości ≥ 10 cm i temperatury powietrza powyżej 0°C oraz dodatkowo przy prognozowanych opadach deszczu.

W niniejszym rozdziale odwilże charakteryzowano poprzez analizę liczby przypadków, w których wysokość (grubość) pokrywy śnieżnej zmniejszyła się z dnia na dzień o co najmniej 5 cm.

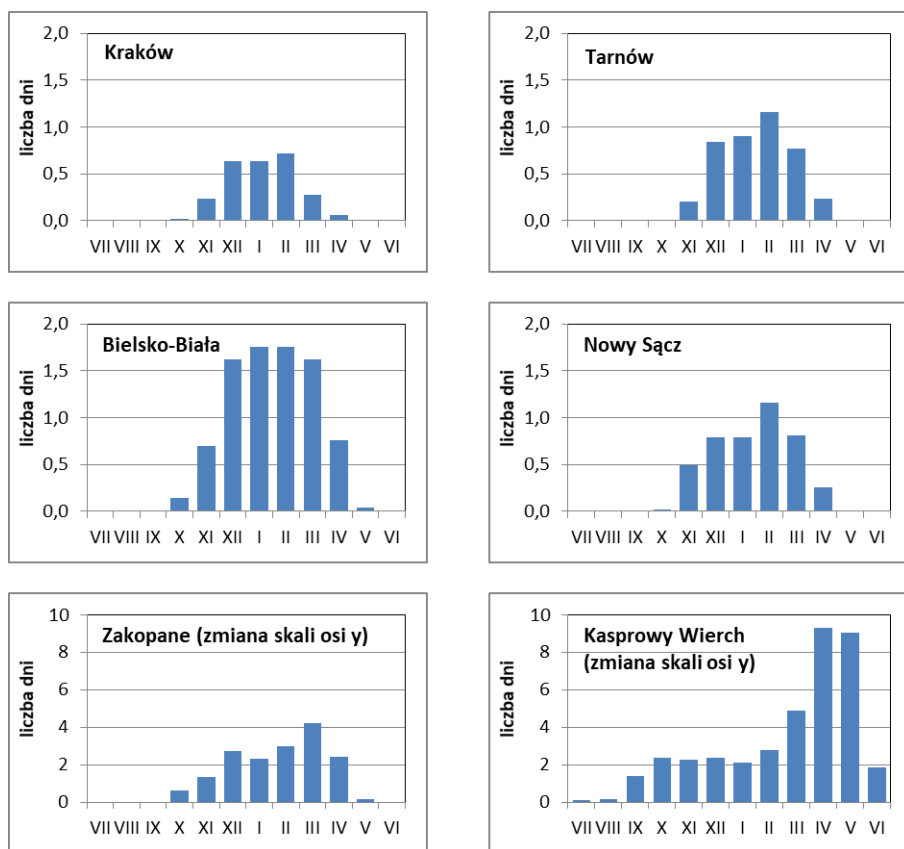
3.7.1. Liczba przypadków ze zmniejszeniem się grubości pokrywy śnieżnej z dnia na dzień o co najmniej 5 cm

Jak wspomniano w rozdziale 3.5 *Intensywne opady śniegu*, w analizowanym 50-leciu wyraźnie spada liczba dni z pokrywą śnieżną. Niemniej jednak niemal każdej zimy dochodziło do przypadków, kiedy z dnia na dzień grubość pokrywy śnieżnej zmniejszyła się o co najmniej 5 cm (Ryc. 3.20). W Krakowie średnio w sezonie zimowym takich zdarzeń było 2,6, w Tarnowie i Nowym Sączu około 4, natomiast w Beskidach i Tatrach ich liczba znacząco wzrasta. W Bielsku-Białej średnio było ich 8,4, w Zakopanem 16,8, natomiast na Kasprowym Wierchu już 38,6 przypadków. W przebiegu wieloletnim wprawdzie zaznacza się tendencja do spadku występowania takich zdarzeń, niemniej jednak z wyjątkiem Zakopanego są one nieistotne statystycznie (Ryc. 3.20). Pomimo więc wyraźnego spadku dni z pokrywą śnieżną, w kolejnych latach nadal bardzo prawdopodobne jest występowanie odwilży o różnym natężeniu, w tym również takich z nagłym wzrostem temperatury powietrza przy stosunkowo niewielkiej grubości pokrywy śnieżnej, które będą się przyczyniać do występowania lokalnych podtopień czy powodzi.



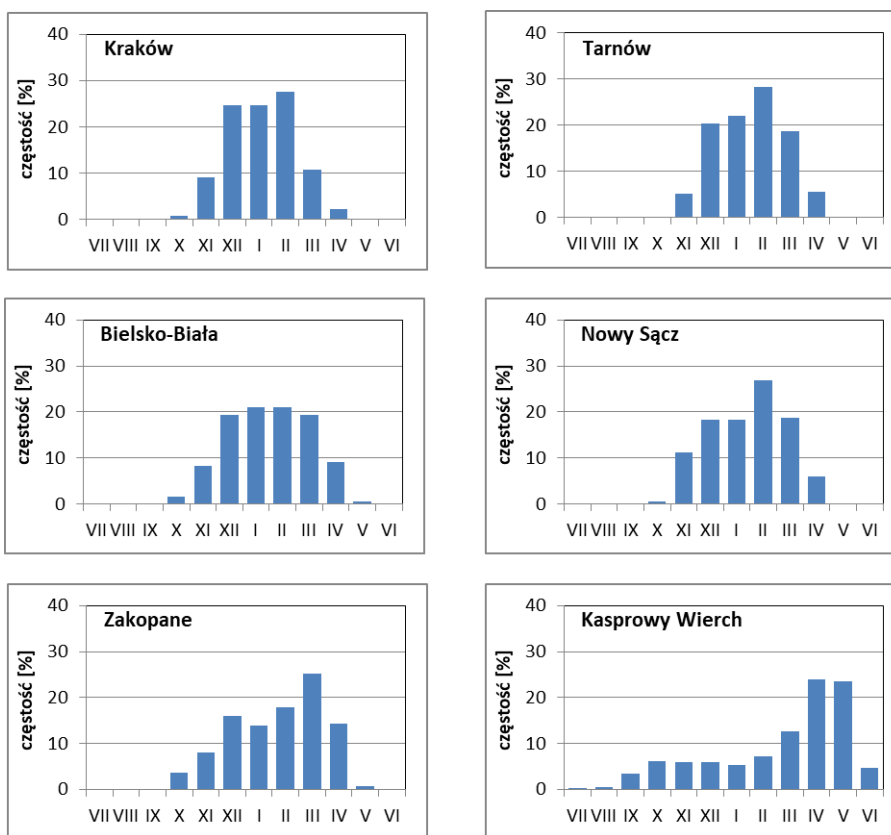
Ryc. 3.20. Liczba przypadków ze zmniejszeniem się grubości pokrywy śnieżnej z dnia na dzień o co najmniej 5 cm i tendencja ich zmian na badanych stacjach w latach 1971/72-2020/21 (Tarnów i Nowy Sącz dane do 2013/14 roku)

Analizując roczny przebieg badanych zdarzeń w niniejszym podrozdziale (w poszczególnych miesiącach) można zauważyć, że dochodzi do nich w każdym z miesięcy, w których występuje pokrywa śnieżna na danym obszarze. Potencjalny okres występowania zdarzeń ze spadkiem grubości pokrywy śnieżnej w ciągu doby o co najmniej 5 cm na danej stacji jest więc taki sam jak zalegania pokrywy śnieżnej (Ryc. 3.21). Najwięcej takich zdarzeń ma miejsce w trzech miesiącach zimowych (grudzień-luty), ale wraz ze wzrostem wysokości nad poziomem morza średnia miesięczna ich liczba zwiększa się i rozszerza na kolejne miesiące, wiosenne (marzec-kwiecień) oraz listopad (Ryc. 3.21). Średnia miesięczna liczba analizowanych zdarzeń jest największa w marcu w Zakopanem (4,2 przypadki) oraz w kwietniu i maju na Kasprowym Wierchu (ok. 9 przypadków).



Ryc. 3.21. Średnie miesięczne liczby dni ze zmniejszeniem się grubości pokrywy śnieżnej z dnia na dzień o co najmniej 5 cm na badanych stacjach w latach 1971/72-2020/21

Średnia miesięczna liczba dni ze zmniejszeniem się grubości pokrywy śnieżnej w ciągu doby o co najmniej 5 cm, znajduje potwierdzenie w częstości występowania tych zdarzeń w poszczególnych miesiącach (Ryc. 3.21 i 3.22). Na większości obszaru, z wyjątkiem Zakopanego i Kasprowego Wierchu, około 20-30% wszystkich zdarzeń miało miejsce w każdym z trzech miesięcy zimowych (grudniu-lutym), stanowiąc łącznie w tym okresie od 61 do 78%. W Zakopanem natomiast ponad połowa badanych zdarzeń występowała w okresie od lutego do kwietnia (57,5%), natomiast na Kasprowym Wierchu – od marca do maja (60,2%). W kolejnych 10 latach trzeba więc być przygotowanym na to, że w poszczególnych regionach województwa małopolskiego we wskazanych miesiącach należy się liczyć z występowaniem odwilży w wyniku której może dochodzić do lokalnych podtopień lub powodzi.



Ryc. 3.22. Częstość występowania w poszczególnych miesiącach przypadków ze zmniejszeniem się pokrywy śnieżnej z dnia na dzień o co najmniej 5 cm na badanych stacjach w latach 1971/72-2020/21 (Tarnów i Nowy Sącz dane – do 2013/14 roku)

4. Wiatr

Wiatr definiowany jest jako ruch powietrza o przeważającej składowej poziomej względem powierzchni Ziemi, wywołany różnicą ciśnienia atmosferycznego (gradientem ciśnienia) (Kossowska-Cezak i in. 2000, *Słownik meteorologiczny* 2003). Wieje z układu wysokiego ciśnienia w kierunku obszaru o obniżonym ciśnieniu. Gdy wielkość gradientu ciśnienia wynosi $>2,5$ hPa/100 km porywy wiatru przekraczają 17 m/s (Lorenc 2012), co odpowiada 61,2 km/godz.

Wiatr, według Raportu Światowej Organizacji Meteorologicznej (*Economic Losses, Poverty & Disasters 1998-2017* (2018)), znalazł się na drugim miejscu, zaraz po powodziach, wśród żywiołów, które spowodowały największe straty materialne w Europie.

W Polsce bardzo silny wiatr najczęściej towarzyszy przemieszczaniu się nad lub w pobliżu granicy kraju tzw. głębokich niżów (układów niskiego ciśnienia charakteryzujących się dużym gradientem ciśnienia) oraz układom konwekcyjnym (chmurom burzowym i trąbom powietrznym). Głębokie niże najczęściej występują od listopada do lutego (Bielec-Bąkowska 2010a), natomiast burze i trąby powietrzne od czerwca do sierpnia (Bielec-Bąkowska i in. 2021). Burze i trąby powietrze zostaną omówione w kolejnym rozdziale niniejszego opracowania.

Silne **porywy wiatru**, czyli nagły (2-3 sekundowy) wzrost prędkości wiatru, przewyższający co najmniej o 5 m/s średnią prędkość z przedziału 10- lub 2-minutowego (*Słownik meteorologiczny* 2003), występują również wzdłuż frontów atmosferycznych związanych z niżami barycznymi, zwłaszcza wzdłuż frontu chłodnego.

Na obszarze województwa małopolskiego powstanie silnego wiatru jest również związane z występowaniem w Tatrach wiatru fenowego, zwanego w tym regionie wiatrem halnym. Podczas niektórych układów barycznych, odpowiednio rozmieszczonych nad Europą Środkową, determinujących przepływ powietrza z południa, przez barierę orograficzną jaką stanowią Tatry, dochodzi o powstania ciepłego i suchego wiatru „spadającego” (katabatycznego). Wiatr halny charakteryzuje się silnymi i porywistymi podmuchami. Podczas silnego i dłużej utrzymującego się wiatru halnego, jego porywy mogą docierać do Krakowa i północnej części województwa, a nawet do środkowej Polski (Morawska-Horawska 1992).

Silny wiatr powoduje liczne szkody nie tylko z uwagi na jego duże prędkości, ale zwykle dodatkowo mogą mu towarzyszyć intensywne opady deszczu czy śniegu. Wśród

szkód spowodowanych przez wiatr Rządowe Centrum Bezpieczeństwa (*Zagrożenia okresowe występujące w Polsce 2010*) wymienia m.in.: zerwane linie wysokiego napięcia i związane z tym przerwy w dostawie prądu, ofiary śmiertelne w wyniku przygniecenia przez przewracające się drzewa lub łamiące się gałęzie, uszkodzone elementy konstrukcji budynków, zwłaszcza dachów oraz reklam, przerwy w kursowaniu pociągów z powodu uszkodzenia trakcji i zablokowania torów, utrudnienia lub wręcz uniemożliwienie transportu lotniczego i samochodowego. Silne porywy wiatru stwarzają trudności w utrzymaniu toru lotu i jazdy oraz przyczyniają się do pojawiania się na drogach niepożądanych obiektów (powalonych drzew, różnych przedmiotów przeniesionych przez wiatr) (Szot 2013; Ryguła, Konior 2014). Wpływ silnego wiatru na awarie elektryczne (Owczarek 2005), lasy (Chojnacka-Ożga, Ożga 2018) lub poszczególne gatunki drzew (Będkowski, Norman 2005) były przedmiotem analiz naukowych.

W obszarach zurbanizowanych silny wiatr jest szczególnie niebezpieczny dla życia i zdrowia mieszkańców oraz przyczynia się do ogromnych strat materialnych. Wprawdzie zabudowa powoduje większą szorstkość aerodynamiczną podłoża, co osłabia prędkość wiatru, ale „rzeźba miasta” równocześnie przyczynia się do występowania tzw. efektu tunelowego (wiatrów tunelowych). W miastach średnia prędkość wiatru jest około 20-30% niższa niż na terenach pozamiejskich i na otwartej przestrzeni (Fortuniak 2003). W przypadku Krakowa osłabienie prędkości wiatru nad centrum miasta występuje w ciągu całej doby bez względu na porę roku i wynosi od 10-15% w nocy do 25-30% w dzień i jest większe w półroczu ciepłym niż chłodnym (Lewińska i in. 1990). Zdaniem Fortuniaka (2003) przy dużych prędkościach wiatru osłabienie jego prędkości w mieście może sięgać nawet 50%.

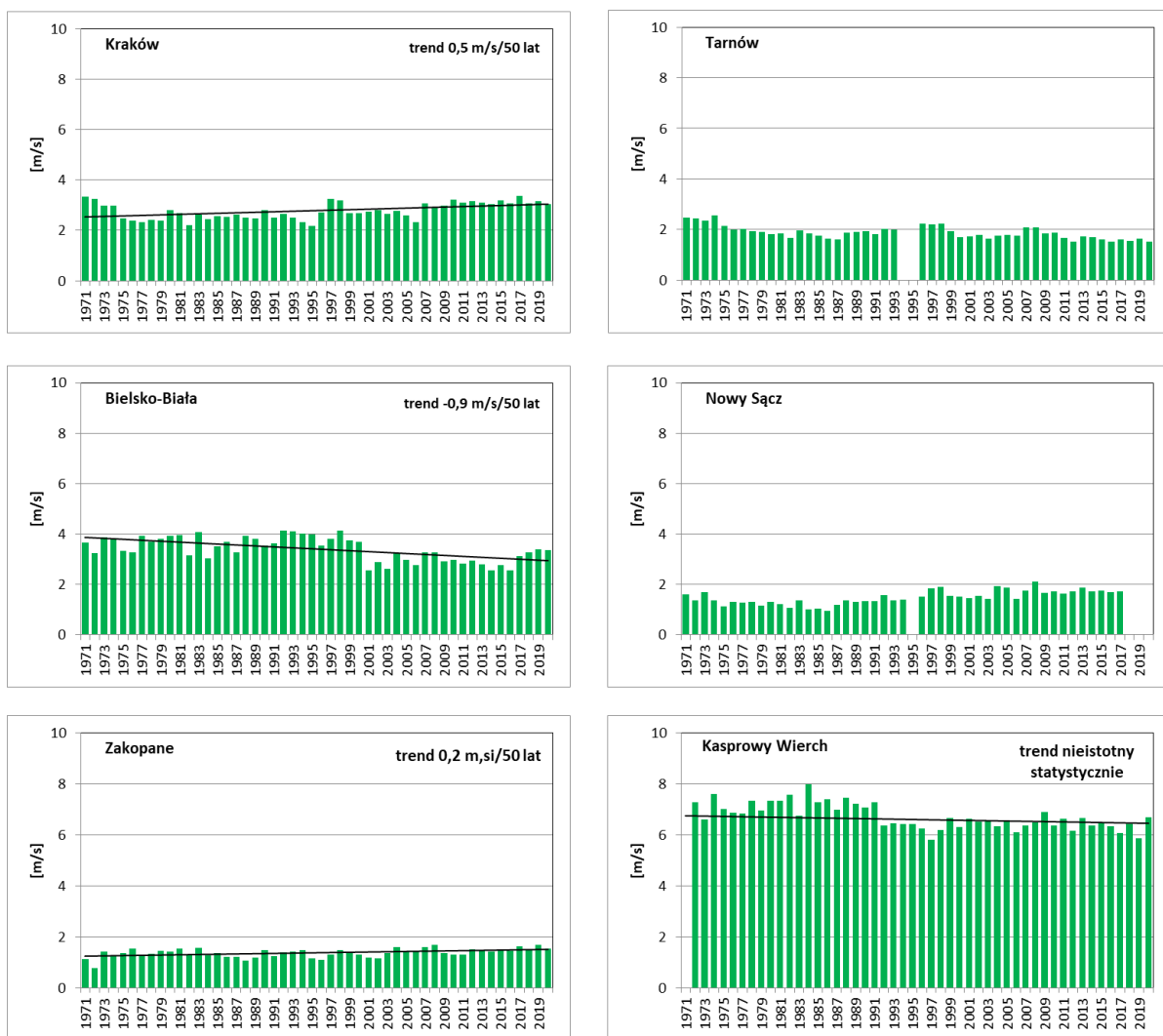
Szkody powodowane przez duże prędkości wiatru oraz zachodzące w ostatnich latach wyraźne zmiany klimatu skłoniły wielu naukowców do poszukiwania odpowiedzi na pytania dotyczące częstości występowania silnego wiatru (Knippertz i in. 2000; Ulbrich i in. 2001; Leckebusch, Ulbrich 2004; Pryor i in. 2005; Arażny i in. 2007; IPCC 2007; Makkonen i in. 2007; Jania, Zwoliński 2011). Z ich analiz wynika, że w ciągu najbliższych kilkudziesięciu lat liczba przypadków z silnym wiatrem może wzrosnąć o około 20%, a prędkości wiatru będą o 7-10% większe od tych które występowały wcześniej. Pojawiają się jednak i publikacje, w których autorzy wskazują na występowanie trendów spadkowych prędkości wiatru w różnych częściach Europy (Wibig 2021).

4.1. Średnia wieloletnia i roczna prędkość wiatru

Analizując wyniki uzyskane z pomiarów prędkości wiatru na wybranych do badania stacjach należy zwrócić uwagę, że w ciągu ostatnich 50 lat (1971-2020) na stacjach meteorologicznych, i to nie tylko w Polsce, dość często zmieniano przyrządy do pomiaru tego elementu meteorologicznego (wiatromierze/anemometry). Z tym związane są różnice w dokładności pomiarów co wpływa na wynik końcowy analiz związany m.in. z określeniem tendencji zmian prędkości wiatru i liczby dni z jego dużymi porywami (≥ 10 m/s). Dodatkowo w Tarnowie i Nowym Sączu występowały braki w danych, stąd w niektórych analizach pominięto pomiary z tych dwóch stacji. W literaturze klimatologicznej wskazywano również, że stosunkowo mała prędkość wiatru w Zakopanem i Nowym Sączu jest prawdopodobnie spowodowana specyficzną lokalizacją anemometrów (Wibig 2021). Zdaniem Lorenc (1996) jednak lokalizacja przyrządów w Zakopanem jest nieprawidłowa, natomiast Niedźwiedź i in. (1985) wskazują, że niska średnia prędkość wiatru i wysoka częstość cisz atmosferycznych są typowe dla stacji zlokalizowanych w dolinach Zakopanego i Nowego Sącza. Niemniej jednak do wyników przeprowadzonej analizy należy podchodzić bardzo ostrożnie z uwagi na przedstawione powyżej fakty.

W województwie małopolskim średnie roczne prędkości wiatru wahały się od 1,4 m/s w Zakopanem, 2-3 m/s w Krakowie, do 6,7 m/s na Kasprowym Wierchu. Jak wspomniano w centrum miast prędkości wiatru są zwykle niższe w porównaniu z terenami pozamiejskimi, podobnie jak we wklęsłych formach terenu (kotlinach, dolinach). Dane z lat 1991-2018 dla Krakowa pokazują, że w centrum miasta (stacja Kraków UJ) średnia roczna prędkość wiatru wyniosła 1,7 m/s podczas gdy poza miastem (stacja Kraków-Balice) było to znacząco więcej: 2,9 m/s (Piotrowicz i in. 2020).

W przebiegu wieloletnim (Ryc. 4.1) średnie roczne prędkości wiatru nie wykazują dużego zróżnicowania na żadnej ze stacji, gdyż wynoszą do 2 m/s. W Krakowie i Zakopanem zaznacza się niewielki, statystycznie istotny trend wzrostowy prędkości wiatru, odpowiednio o 0,5 i 0,2 m/s na 50 lat (Ryc. 4.1). Jedynie w Bielsku-Białej tendencja zmian okazała się ujemna. Średnia roczna prędkość wiatru w latach 1971-2020 spadła o 0,9 m/s. Na Kasprowym Wierchu, reprezentującym obszary wysokogórskie, z największymi prędkościami wiatru w województwie małopolskim, zmiany średnich rocznych wartości nie wykazały istotnych zmian (Ryc. 4.1).

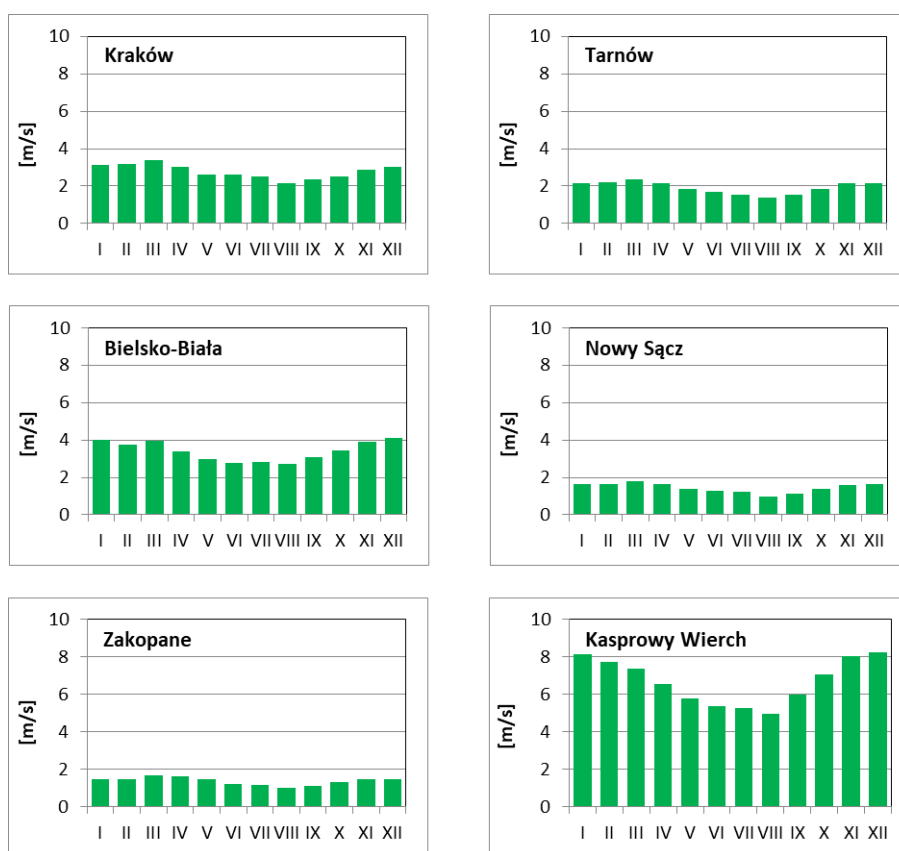


Ryc. 4.1. Średnia roczna prędkość wiatru i tendencja jej zmian na badanych stacjach w latach 1971-2020

Badania naukowe wskazują, że istnieje wyraźny wpływ ukształtowania terenu na warunki anemologiczne (wietrzne). W porównaniu do den dolin na wierzchołkach (wypukłych formach terenowych), prędkości wiatru są zdecydowanie większe, a częstość występowania cisz atmosferycznych dużo mniejsza. Na obszarze Krakowa badania nad zróżnicowaniem prędkości wiatru prowadzili m.in. Kowanetz (2007), Bokwa (2010) oraz Matuszko i in. (2015),

W przebiegu rocznym najwyższe średnie miesięczne prędkości wiatru występują w chłodnej połowie roku, od listopada do marca, z najwyższą wartością w zależności od stacji w grudniu (Bielsko-Biała), styczniu (Kasprowy Wierch) lub marcu (pozostałe stacje) (Ryc. 4.2). W okresie letnim (czerwiec-sierpień) średnie prędkości wiatru są niższe. Na każdej z

analizowanych stacji najniższe wartości były notowane w sierpniu, od 1,0 m/s w Nowym Sączu i Zakopanem do 5 m/s na Kasprowym Wiechu (Ryc. 4.2). W ciągu doby najczęściej występuje wzrost prędkości wiatru w godzinach okołopołudniowych (11.00-14.00) (Piotrowicz i in. 2020, Wibig 2021), natomiast biorąc pod uwagę maksymalne prędkości wiatru w ciągu doby to mogą one wystąpić w każdej godzinie, nie ma w tym przypadku wyraźnego dobowego przebiegu.



Ryc. 4.2. Średnie miesięczne prędkość wiatru na badanych stacjach w latach 1971-2020

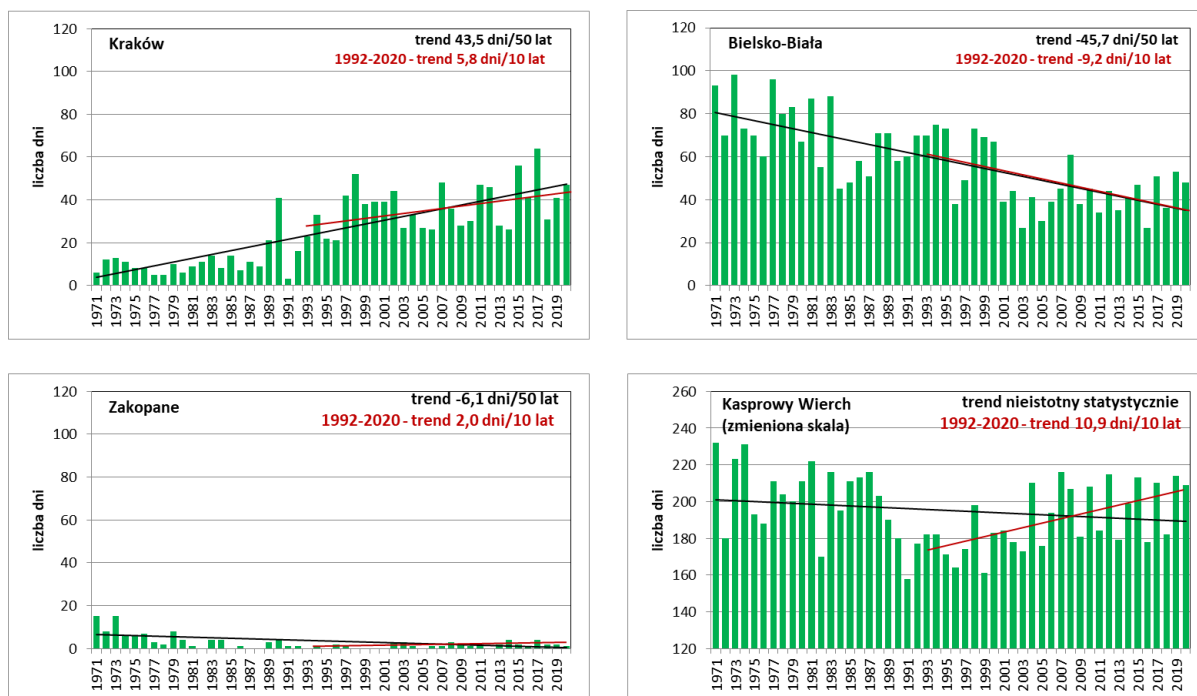
Szczególnie groźny jest wiatr, którego średnia prędkość, zgodnie z ustawą (Rozporządzenie Ministra Gospodarki Morskiej i Żeglugi Śródlądowej... Dz.U.2019 poz. 1215), przekracza 15 m/s (54 km/godz.) lub w porywach wynosi ponad 20 m/s (72 km/godz.). W klimatologii za silny uważa się wiatr, którego średnia prędkość jest równa lub przekracza 10 m/s, a za bardzo silny ten ≥ 15 m/s (Słownik meteorologiczny 2013), dlatego też w dalszej części niniejszego pracowania analizie poddano liczbę dni i czas trwania wiatru o prędkości ≥ 10 m/s.

4.2. Liczba dni z wiatrem o prędkości ≥ 10 m/s

Jak wspomniano na początku rozdziału, w ciągu ostatnich 50 lat przyrządy meteorologiczne do pomiaru prędkości wiatru uległa zmianie, co niewątpliwie odbiło się zwłaszcza na pomiarach wiatru o dużych prędkościach, a w konsekwencji prezentowanych wartościach trendów, do interpretacji których należy podchodzić z dużą ostrożnością. W przebiegu wieloletnim liczby dni z wiatrem o prędkości ≥ 10 m/s wyraźnie zaznacza się w Krakowie (Balicach), że od 1993 roku znacznie wzrosła częstość występowania takich zdarzeń, natomiast w Bielsku-Białej spadła (Ryc. 4.3). Dlatego też na rycinie 4.3 podano wartości trendów analizowanych dni dla całej długości serii (1971-2020; 50 lat) oraz od 1993 roku (28 lat; trend podany na 10 lat).

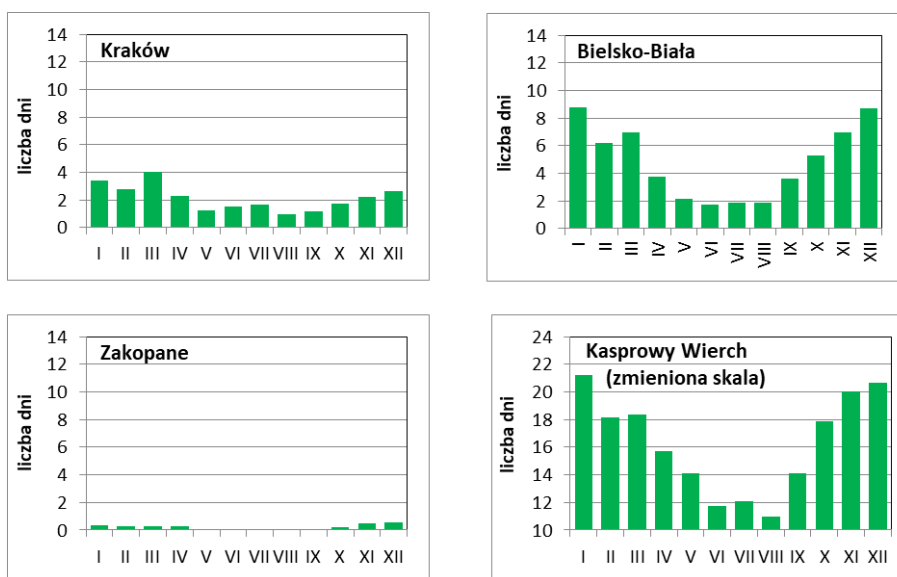
W Krakowie średnio w latach 1971-2020 występowało około 25 dni z wiatrem o prędkości ≥ 10 m/s, przy czym w ostatnich 28 latach (1993-2020) ich liczbą wzrosła do 35. Prawdopodobnie więc do 2030 roku (w kolejnych 10 latach) liczba analizowanych dni nadal będzie wzrastać osiągając średnio nawet nieco ponad 40 w roku. W Tarnowie i Nowym Sączu braki w pomiarach nie pozwalają na analizę badanej charakterystyki wiatru. W Bielsku-Białej natomiast zaznaczył się wyraźny spadek dni z prędkością wiatru ≥ 10 m/s, co może wskazywać, że w części zachodniej województwa małopolskiego takie zdarzenia będą występowały rzadziej (średnio o około 9 dni w ciągu 10 lat) (Ryc. 4.3).

W Zakopanem, gdzie notuje się najniższe prędkości wiatru, również liczba dni z wiatrem ≥ 10 m/s występuje bardzo rzadko. Średnio w roku jest to tylko 2-3 dni. W kolejnych latach liczba takich przypadków może nieznacznie wzrosnąć, średnio do 4-5 dni w roku. Na Kasprowym Wierchu natomiast, gdzie w województwie małopolskim notuje się największe wartości tego elementu meteorologicznego, średnio dni z wiatrem o prędkości ≥ 10 m/s występuje aż 195 w roku (Ryc. 4.3). W kolejnych latach ich liczba może się zwiększyć osiągając średnio nawet 205 dni, a wahać się z roku na rok w granicach około 180-220 dni.



Ryc. 4.3. Liczba dni z prędkością wiatru ≥ 10 m/s i tendencja ich zmian na badanych stacjach w latach 1971-2020 i 1993-2020

W przebiegu rocznym liczba analizowanych dni jest zbliżona rozkładem do średnich prędkości wiatru (Ryc. 4.2 i 4.4). Najwięcej jest ich w półroczu chłodnym, zwłaszcza w grudniu (Bielsko-Biała), styczniu (Kasprowy Wierch) lub marcu (Kraków) (Ryc. 4.4). W Zakopanem w poszczególnych miesiącach ich liczba wynosi średnio maksymalnie jedynie 0,5. Na Kasprowym Wierchu wiatru o tak dużych prędkościach można spodziewać się w półroczu chłodnym (październik-marzec) nawet przez ponad połowę dni w miesiącu, z maksimum w styczniu (przez 68% dni w miesiącu). W lecie takich dni jest zaledwie do 2 w miesiącu na większości stacji, natomiast na Kasprowym Wierchu około 10-12 (Ryc. 4.4).



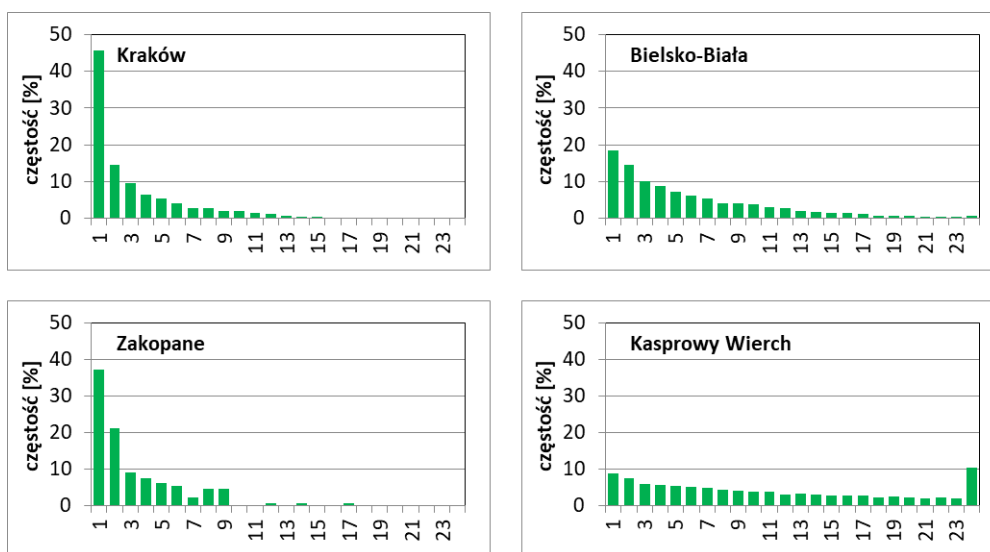
Ryc. 4.4. Średnia liczba dni w miesiącu z prędkością wiatru ≥ 10 m/s na badanych stacjach w latach 1971-2020

4.3. Czas trwania wiatru o prędkości ≥ 10 m/s

Skutki jakie powoduje silny wiatr są zależne nie tylko od jego prędkości ale również czasu jego trwania.

W Krakowie i Zakopanem ponad połowę wszystkich dni z prędkością wiatru ≥ 10 m/s stanowiły te, w których tak silny wiatr wiał maksymalnie do 2 godzin, odpowiednio 60,2% i 58,3% (Ryc. 4.5). W Bielsku-Białej 51,8% dni to takie, w których analizowany wiatr wiał dwukrotnie dłużej niż na wcześniej wymienionych stacjach, czyli do 4 godzin. Rozkład częstości dni w pozostałych przedziałach długości trwania stopniowo spadał, średnio o 0,5-1% w kolejnych godzinach, przy czym około 15% stanowiły dni, w których taki wiatr wiał przez ponad 12 godzin w ciągu doby. W Krakowie takie przypadki stanowiły zaledwie 3,5% (Ryc. 4.5).

Zdecydowanie odmienny jest czas trwania wiatru ≥ 10 m/s na Kasprowym Wierchu. Przebywając w Tatrach należy się liczyć z tym, że ponad 10,5% dni z silnym wiatrem to takie, w których wieje on przez całą dobę. W pozostałych przedziałach długości trwania częstość wynosi od 2,0 (20-21 godzin) do 8,8% (0-1 godzina) (Ryc. 4.5).



Ryc. 4.5. Czas trwania wiatru o prędkości ≥ 10 m/s [w godz.] na badanych stacjach w latach 1971-2020

4.4. Wiatr fenowy (halny)

Charakterystycznym wiatrem występującym w Małopolsce jest halny. Jak już wspomniano, jest to ciepły i suchy wiatr, który może osiągać bardzo duże prędkości. Wieje z kierunku południowego i towarzyszą mu gwałtowne porywy, które mogą osiągnąć prędkość przekraczającą 32 m/s (115 km/godz.). Wiatr halny występuje w Tatrach głównie w chłodnej połowie roku, najczęściej w listopadzie i grudniu. W latach 2001-2013 dni z tym wiatrem było od 62 w 2005 do 120 w 2008 roku (Marcinek 2016). Wartości te niewiele się różnią od tych podanych w publikacji Ustrnula (1992), gdzie liczba dni w których występowały potencjalne warunki fenowe wahały się od 81 dni w 1975 do 130 dni w 1977 roku.

Wiatr halny może trwać od kilku godzin, nawet przez kilka dni. Na Kasprowym Wierchu w latach 2001-2013 najwięcej było przypadków (30,9%), w których wiatr ten wiał do 12 do 24 godzin (Marcinek 2016). Nieco mniej (23,7% i 18,8%) było tych o długości trwania odpowiednio w przedziałach 24-48 godzin i 6-12 godzin. Najrzadziej (0,4%) występowały te o najdłuższym czasie trwania, od 120 do 168 godzin (5-7 dni), które już nie pojawiały się w Zakopanem i Bielsku-Białej, gdzie najdłużej trwający wiatr halny miał długość odpowiednio do 72 i 120 godzin (Marcinek 2016).

Podczas wiatru halnego notowane są prędkości wiatru wynoszące ponad 10 m/s. Największe prędkości osiągnął ten wiatr na Kasprowym Wierchu w maju 1968 roku, do 80

m/s (288 km/godz.) (Budziszewska, Morawska-Horawska 1969). W dolinach tatrzańskich był on nieco słabszy, ale i tak zniszczeniu uległy bardzo duże powierzchnie lasu. W Zakopanem średnia prędkość wiatru nie przekroczyła wówczas 6 m/s, ale w porywach wiatr osiągał prędkość do 40 m/s (144 km/godz.) (Budziszewska, Morawska-Horawska 1969). Halny z grudnia 2013 miał mniejsze prędkości niż ten z 1968 roku, ale wywołał on jednak podobne straty w drzewostanie Tatr jak w 1968 roku. Największą jego prędkość zanotowano 25 grudnia w godzinach 18:00 i 20:00: 28-29 m/s (100-105 km/godz.), w porywach dochodzących do 49 m/s (176 km/godz.). Na stacji meteorologicznej w Zakopanem największa prędkość wiatru wynosiła 10-12 m/s (36-43 km/godz.) z porywami dochodzącymi do 33 m/s (119 km/godz.) (Śliwińska, Ciaranek 2015). Tak silny wiatr może więc występować w południowej Polsce raz na kilka czy kilkanaście lat.

5. Burze, grad i trąby powietrzne

Burze należą do zjawisk meteorologicznych, które często prowadzą do licznych szkód w środowisku przyrodniczym i działalności człowieka.

Według definicji, **burza** to jedno lub kilka nagłych wyładowań atmosferycznych w postaci krótkiego i silnego błysku (**błyskawica**) oraz suchego trzasku lub głuchego dudnienia (**grzmot**) występującego w chmurze *Cumulonimbus* lub między tą chmurą a ziemią (*Instrukcja ... 1962*). Wyznacznikiem burzy jest więc występowanie wyładowania w postaci grzmotu, a często (choć nie zawsze) towarzyszy mu na niebie chwilę wcześniej błyskawica. W ciągu dnia lub nad miastem hałas i oświetlenie mogą powodować trudności w zaobserwowaniu błyskawicy i usłyszeniu grzmotu.

Za początek burzy wyznacza się moment usłyszenia pierwszego grzmotu, natomiast za koniec – grzmot, po którym w ciągu kolejnych 15 minut nie słychać kolejnego (*Instrukcja ... 1962*). Należy jednak podkreślić, że obserwacje różnych zjawisk meteorologicznych, w tym również burz, sprawiają wiele trudności. Wiele z nich jest zjawiskami lokalnymi więc mogą pojawić się na obszarach nie objętych monitoringiem, dlatego ich analiza klimatologiczna na terenach pomiędzy stacjami meteorologicznymi jest utrudniona (Bielec, Kolendowicz 2001).

Należy też pamiętać, że burza jest pewnego rodzaju zespołem zjawisk atmosferycznych. Błyskawicom i grzmotom towarzyszy często silny i porywisty wiatr, intensywne opady deszczu i/lub gradu (rzadziej śniegu), zmiana ciśnienia atmosferycznego, spadek temperatury, natomiast wzrost wilgotności powietrza. W niektórych przypadkach burzy mogą towarzyszyć trąby powietrzne, powszechnie zwane tornadami. Dlatego też szkody powodowane przez burzę i towarzyszący jej zespół wymienionych zjawisk zależy od intensywności (siły, natężenia) każdego z nich, co jest związane z rodzajem burzy i jej energii oraz charakterem podłoża obszaru (wpływ cech przyrodniczych danego regionu) nad którym się przemieszcza (m.in. miasto, las, tereny rolnicze, zbiorniki wodne, góry).

Niszczycielska siła burz jest związana z energią, która wydziela się podczas procesu kondensacji pary wodnej (skropleniu, przemianie fazowej z pary wodnej w wodę). Energia „ukryta” w chmurze burzowej (*Cumulonimbus*) może być ogromna zwłaszcza, że nie zawsze jest związana z jedną komórką burzową, a całym ich zespołem, które mogą obejmować bardzo duży obszar. Dlatego też burze dzieli się według różnych kryteriów, m.in. ze względu

na: genezę, czynniki warunkujące ich powstanie (chwiejność atmosfery), rozmiar i czas trwania (Piotrowicz i in. 2020). Do najgroźniejszych należą te typu superkomórek burzowych (*supercell*) i mezoskalowe układy (kompleksy) konwekcyjne (*Mesoscale Convective System*), którym mogą towarzyszyć trąby powietrzne. Pierwsza z wymienionych jest szczególnym rodzajem pojedynczej komórki burzowej, która może utrzymywać się przez wiele godzin i przemierzać setki kilometrów, natomiast druga to rozległa burza wielokomórkowa, składająca się z kilku lub kilkunastu osobnych komórek, które najczęściej powstają podczas przemieszczania się chłodnego frontu atmosferycznego (www.nssl.noaa.gov/education/svrwx101; lowcyburz.pl).

Nie każda burza jest groźna i powoduje duże szkody. Bardzo trudno jest zdefiniować intensywność burz, ich siłę i skalę zniszczeń. Są to zazwyczaj kryteria bardzo subiektywne. Powszechnie burze oceniane są po skutkach, skali zniszczeń, ale z tego powodu nawet bardzo silne burze, które przechodzą nad trawiastym, niezamieszkałym obszarem, mogą nie zostać zaklasyfikowane do tej kategorii.

W Polsce ostrzeżenia przed burzami ogłaszane są w postaci trzech stopni zagrożenia (Tab. 5.1). Niestety ta klasyfikacja nie obejmowała m.in. takiego przypadku burzy, który wystąpił 22 sierpnia 2019 roku w Tatrach, kiedy w wyniku porażenia piorunem zginęło 5 osób, a 157 zostało rannych. Burza ta według kryteriów klasyfikacji zagrożenia (Tab. 5.1) nie podlegała ostrzeżeniom, gdyż nie było prognozowanych intensywnych opadów deszczu czy gradu oraz odpowiednio silnego wiatru. Niemniej jednak należy pamiętać, że zwłaszcza w górach, każda burza może być groźna, a gdzie uderzy piorun niestety nie da się przewidzieć. Do wyładowania atmosferycznego dochodzi w kanale silnie zjonizowanego powietrza, w którym następuje gwałtowny wzrost temperatury powietrza, osiągający nawet 10-30 tys. °C. Większość wyładowań nie powoduje znacznych szkód w środowisku jednak w niektórych przypadkach mogą rozerwać pnie drzew, zniszczyć budynki, wywołać pożar, spowodować awarie sieci elektrycznej i przyłączonych do nich urządzeń. Porażenie człowieka piorunem często kończy się śmiercią lub poważnymi obrażeniami, m.in. oparzeniami. Związane jest to z działaniem prądu, który powoduje zaburzenie układu krążenia i nerwowego.

Tab. 5.1. Klasyfikacja stopni zagrożenia dla zjawisk meteorologicznych stosowana w ostrzeżeniach meteorologicznych IMGW-PIB

Depesza tekstowa opracowana przez Biuro Prognoz Meteorologicznych i przekazywana do centralnych wojewódzkich struktur zarządzania kryzysowego w przypadku przewidywania lub występowania niebezpiecznych zjawisk meteorologicznych zgodnie z kryteriami określonymi w ustawie Prawo wodne i rozporządzeniach do niej.	
Stopień Zagrożenia 1	Najniższy, w celu wizualizacji ostrzeżeń oznacza się kolorem żółtym. Gdy przewiduje się wystąpienie niebezpiecznych zjawisk meteorologicznych, które mogą powodować szkody materialne, możliwe zagrożenie życia. Prowadzenie działalności w warunkach narażenia na działanie niebezpiecznych zjawisk meteorologicznych jest utrudnione i niebezpieczne. Zalecana ostrożność, potrzeba śledzenia komunikatów i rozwoju sytuacji pogodowej.
Stopień zagrożenia 2	Wyższy, w celu wizualizacji ostrzeżeń oznacza się kolorem pomarańczowym. Gdy przewiduje się wystąpienie niebezpiecznych zjawisk meteorologicznych powodujących duże straty materialne i zagrożenie życia. Niebezpieczne zjawiska w silnym stopniu ograniczają prowadzenie działalności. Zalecana ostrożność, potrzeba śledzenia komunikatów i rozwoju sytuacji pogodowej.
Stopień zagrożenia 3	Najwyższy, w celu wizualizacji ostrzeżeń oznacza się kolorem czerwonym. Gdy przewiduje się wystąpienie niebezpiecznych zjawisk meteorologicznych powodujących bardzo duże szkody lub szkody o rozmiarach katastrofy oraz zagrożenie życia. Niebezpieczne zjawiska uniemożliwiają prowadzenie działalności. Zalecana najwyższa ostrożność, potrzeba częstego śledzenia komunikatów i rozwoju sytuacji pogodowej.

Stopnie zagrożenia	Kryteria	Skutki
Burze / Burze z gradem		
1	Burze z opadami deszczu 20–30 mm, możliwe opady deszczu do 40 mm w okresie trwania zjawisk burzowych lub burze z porywami wiatru $72 \text{ km/h} < V \leq 90 \text{ km/h}$, tj. $20 \text{ m/s} < V \leq 25 \text{ m/s}$ lub grad, jeśli jest prognozowany	Zakłócenia w pracy urządzeń elektrycznych, zagrożenie pożarowe, zagrożenie życia od uderzenia piorunów. Zalecana ostrożność, potrzeba śledzenia komunikatów i rozwoju sytuacji pogodowej.
2	Burze z opadami deszczu 30–50 mm, możliwe opady deszczu do 60 mm w okresie trwania zjawisk burzowych lub burze z porywami wiatru $90 \text{ km/h} < V \leq 115 \text{ km/h}$, tj. $25 \text{ m/s} < V \leq 32 \text{ m/s}$ lub grad, jeśli jest prognozowany	Szkody w drzewostanie; utrudnienia w komunikacji; uszkodzenia budynków; straty w uprawach rolnych; zakłócenia pracy urządzeń elektrycznych; zagrożenie życia powodowane uderzeniami piorunów i zagrożenie pożarowe. Zalecana ostrożność, potrzeba śledzenia komunikatów i rozwoju sytuacji pogodowej.
3	Burze z opadami deszczu $> 50 \text{ mm}$ w okresie trwania zjawisk burzowych lub burze z porywami wiatru $> 115 \text{ km/h}$, tj. 32 m/s lub grad, jeśli jest prognozowany	Duże zniszczenia drzewostanu, drzewa połamane lub powyrywane z korzeniami; duże trudności komunikacyjne; uszkodzenia budynków, zrywanie dachów; zniszczenia upraw rolnych; zagrożenie życia powodowane wiatrem, uderzeniami piorunów; zagrożenie pożarowe; uszkodzenia urządzeń elektrycznych i obiektów energetycznych. Zalecana najwyższa ostrożność, potrzeba częstego śledzenia komunikatów

V – prędkość wiatru; Źródło: IMGW-PIB.

Grad jest rodzajem opadu atmosferycznego w postaci bryłek lodu (gradziny) o średnicy najczęściej 5-50 mm, czasem większej, padających z chmur burzowych (*Cumulonimbus*) (*Słownik meteorologiczny* 2003). Jest to jeden z najgroźniejszych opadów burzowych, powodujących duże straty materialne. W Polsce, poza obszarami górskimi, grad występuje stosunkowo rzadko, średnio od 0,5 do 2 razy w roku (Piotrowicz i in. 2020). Na stacjach wysokogórskich (Śnieżka, Kasprowy Wierch) grad średnio występuje odpowiednio 3,5 oraz 9,5 dnia w roku. Najczęściej ten opad atmosferyczny występuje od kwietnia do września, z najbardziej sprzyjającymi warunkami do jego powstania w miesiącach wiosennych (Bielec-Bąkowska 2013, Pożarska i in. 2016, Bielec-Bąkowska 2021).

W Polsce najczęściej grad ma średnicę poniżej 2 cm, choć zdarzają się i takie, których rozmiar przekracza 7-10 cm (Pilorz 2015; Taszarek, Suwała 2015). Grad o większej średnicy występuje głównie w lipcu i sierpniu oraz w godzinach popołudniowych (16:00-20:00). Czas trwania opadów gradu jest zwykle bardzo krótki, rzadko przekracza kilkanaście minut. Do wyjątkowej sytuacji doszło w Krakowie 31 maja 1924 roku, kiedy opad gradu, określany jako przekraczający rozmiar wiśni, trwał około 30 minut i w centrum miasta spowodował powstanie warstwy gradzin o grubości około 3 cm (Twardosz i in. 2010).

Grad niszczy dachy i elewacje budynków, karoserie samochodów, wybija szyby, uszkadza roślinność, w tym uprawy, zrywa linie energetyczne. Często trudno oszacować szkody wyrządzone przez sam grad, gdyż zwykle towarzyszą mu intensywne opady deszczu i porywisty wiatr, które powodują dodatkowe straty materialne. Przykłady szkód powstałych przez wiatr i intensywne odpady przedstawiono w innych rozdziałach niniejszego opracowania (3. *Opady atmosferyczne*, 4. *Wiatr*).

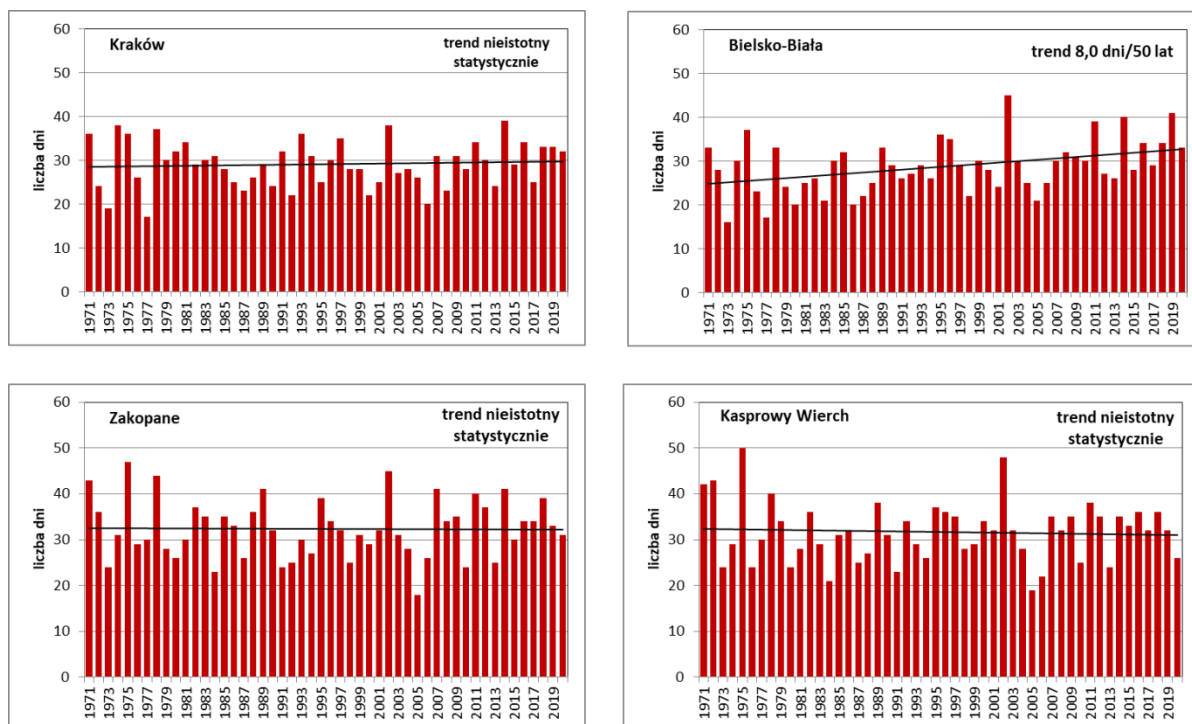
Wśród zjawisk atmosferycznych towarzyszących burzy, ogromnie szkody powodują trąby powietrze. Zostały one szerzej omówione w podrozdziale 5.4 *Przypadki wstąpienia trąby powietrznej*.

5.1. Liczba dni z burzą w poszczególnych latach i miesiącach

Analizując liczbę dni z burzą należy pamiętać, że są to wartości szacunkowe, gdyż część burz nie występuje nad stacjami meteorologicznymi lub występuje na tyle daleko od stacji, że nie pozwala obserwatorowi ich dostrzec i zanotować jako burza odległa. Niestety wśród uwzględnionych w opracowaniu 6 stacji meteorologicznych, w tych zlokalizowanych w Tarnowie i Nowym Sączu, luki w obserwacjach nie pozwoliły na uwzględnienie ich w analizie.

W województwie małopolskim w latach 1971-2020 najwięcej burz notowanych było w Zakopanem i na Kasprowym Wierchu, średnio 32 w roku. Niewiele mniej było ich w Krakowie i Bielsku-Białej (29 dni) (Ryc. 5.1). Z roku na rok ich liczba może się wahać w granicach około 16-50 dni. W przebiegu wieloletnim jedynie w Bielsku-Białej zaznaczył się niewielki wzrost liczby analizowanych dni (8 dni/50 lat; Ryc. 5.1). Na pozostałych stacjach trend zmian był bardzo mały i nieistotny statystycznie na poziomie 0,05. Długookresowa

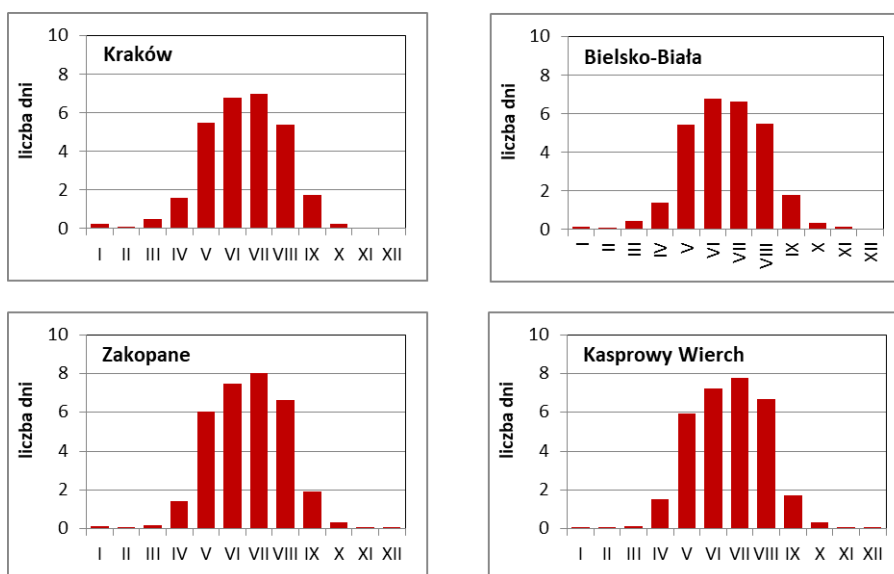
zmienność występowania burz w ciągu ponad 100 lat (Bielec-Bąkowska i in. 2021) również nie wskazuje na wyraźną tendencję zmian częstości ich występowania i tylko w okresie chłodnym trend ten jest rosnący i istotny statystycznie.



Ryc. 5.1. Liczba dni z burzą i tendencja ich zmian na badanych stacjach w latach 1971-2020

W porównaniu z centrum Krakowa (Kraków UJ; 27,0 dni), przy granicy tego miasta (Kraków Balice; 28,6) w latach 1961-2018 notowano średnio o 1-2 dni z burzą więcej w roku (Piotrowicz i in. 2020).

Burze mogą występować w każdym miesiącu, ale największa ich liczba przypada na okres od kwietnia do września, z maksimum w zależności od stacji w czerwcu lub lipcu, kiedy to średnio występuje w każdym z tych dwóch miesięcy od 6 do 8 dni z burzą (Ryc. 5.2). O ile w roku więcej burz notowano w Krakowie-Balicach niż na stacji Kraków UJ, to jednak w chłodnej połowie roku nieco więcej burz występowało w ścisłym centrum miasta. Jest to spowodowane wyższą temperaturą powietrza w silnie zurbanizowanym centrum (występowanie miejskiej wyspy ciepła) oraz większą liczbą jąder kondensacji sprzyjającej powstawaniu chmur i opadów.



Ryc. 5.2. Średnie liczby dni z burzą w poszczególnych miesiącach na badanych stacjach w latach 1971-2020

Średnio raz na kilka lat burze występują w miesiącach zimowych, choć zdarzają się przypadki, że jest ich nawet kilka w miesiącach chłodnej części roku (listopad-marzec), a nawet zimowych (grudzień-luty). Na przykład w Krakowie w styczniu 1976 roku wystąpiły 4 dni z burzą, a w styczniu 1993 roku – 3 dni (Piotrowicz i in. 2020). Przyczyną występowania takich burz w chłodnej części roku są wyjątkowo dynamiczne układy niskiego ciśnienia z systemem frontów atmosferycznych przemieszczające się z zachodu w kierunku Polski, a którym towarzyszą burze, intensywne opady i silny wiatr.

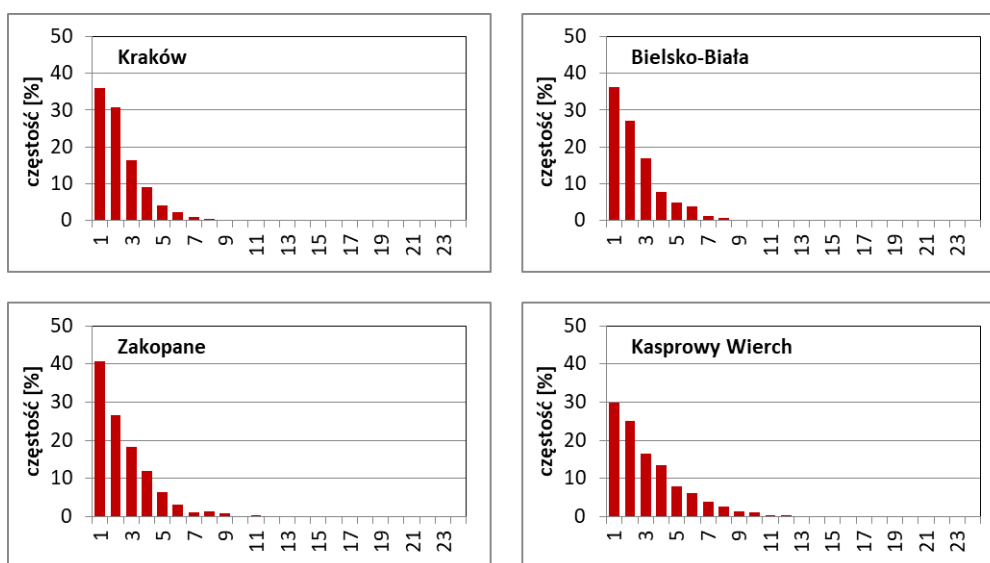
Jak stwierdza Bielec-Bąkowska (2013) liczba dni z burzą występująca w chłodnej połowie roku (październik-marzec) jest jednym ze wskaźników zmian klimatu. W Polsce najlepsze warunki do tworzenia się burz w chłodnej połowie roku są na wybrzeżu Morza Bałtyckiego i w południowej części kraju, czyli m.in. w województwie małopolskim, gdzie duże znaczenie do ich formowania się mają obszary górskie i wyżynne oraz napływ ciepłych mas powietrza z południa przez Bramę Morawską (Bielec-Bąkowska i in. 2021). Wieloletnia zmienność liczby dni z burzą od 1885 roku wskazuje zdaniem Bielec-Bąkowskiej (2013) na występowanie w Polsce krótkich okresów o wyraźnie większej częstotliwości burz w sezonie chłodnym. Jeden z takich okresów miał miejsce pod koniec XX i na przełomie XX i XXI wieku. Niemniej jednak zdaniem cytowanej autorki (Bielec-Bąkowska 2013) po 2009 roku burze w sezonie chłodnym występują znacznie rzadziej, choć okres aktywności burzowej w Polsce w ciągu roku stał się dłuższy niż na początku rozpatrywanych okresów i przesuwa się w kierunku pierwszych miesięcy roku (Bielec-Bąkowska i in. 2021). Na podstawie

analizowanych w niniejszym opracowaniu danych do 2020 roku można jednak stwierdzić, że w okresie od października do marca, od 2014 roku (ostatnich 7 lat), wystąpiło w Krakowie Balicach 10 burz, Krakowie UJ – 8, Bielsku-Białej – 6, Zakopanem – 2, a na Kasprowym Wierchu – 3 burze.

Warunkiem powstania burzy jest występowanie w atmosferze stanu dużej chwiejności powietrza i związanego z nim nagrzewania się powietrza od podłoża, pojawienia się silnych prądów wstępujących (wznoszących) i powstania uskoku wiatru (dużych zmian kierunku i prędkości wiatru z wysokością). Takie warunki mogą wystąpić zarówno w jednolitej masie powietrza (burze wewnątrzmasowe) jak i na linii frontu atmosferycznego, najczęściej chłodnego (burze frontalne). Takie warunki najczęściej występują w godzinach południowych i popołudniowych, dlatego też najwięcej burz notowanych jest w godzinach od 12.00 do 18.00. Niemniej jednak burze mogą pojawiać się w każdej godzinie doby, nawet w nocy, co w ostatnich latach zdarzało się stosunkowo często.

Najwięcej burz (30-40%) to takie, które trwają do 1 godziny (Ryc. 5.3). Średnio nieco dłuższe są te występujące w Bielsku-Białej, a zwłaszcza na Kasprowym Wierchu, gdzie 85,2% burz trwało do 4 godzin. Na pozostałych stacjach częstość długości trwania burz do 4 godzin wynosiła już 88,1% w Bielsku-Białej, 92,2% w Krakowie i 97,7% w Zakopanem.

W analizowanym wieloleciu na każdej stacji występowały burze, które trwały ponad 12 godzin, ale występują one sporadycznie, 1-2 razy w ciągu 50 lat w Krakowie i Bielsku-Białej, natomiast w Zakopane i Kasprowym Wierchu nieco częściej – 4-7 razy/50 lat.



Ryc. 5.3. Czas trwania burz [w godz.] na badanych stacjach w latach 1971-2020

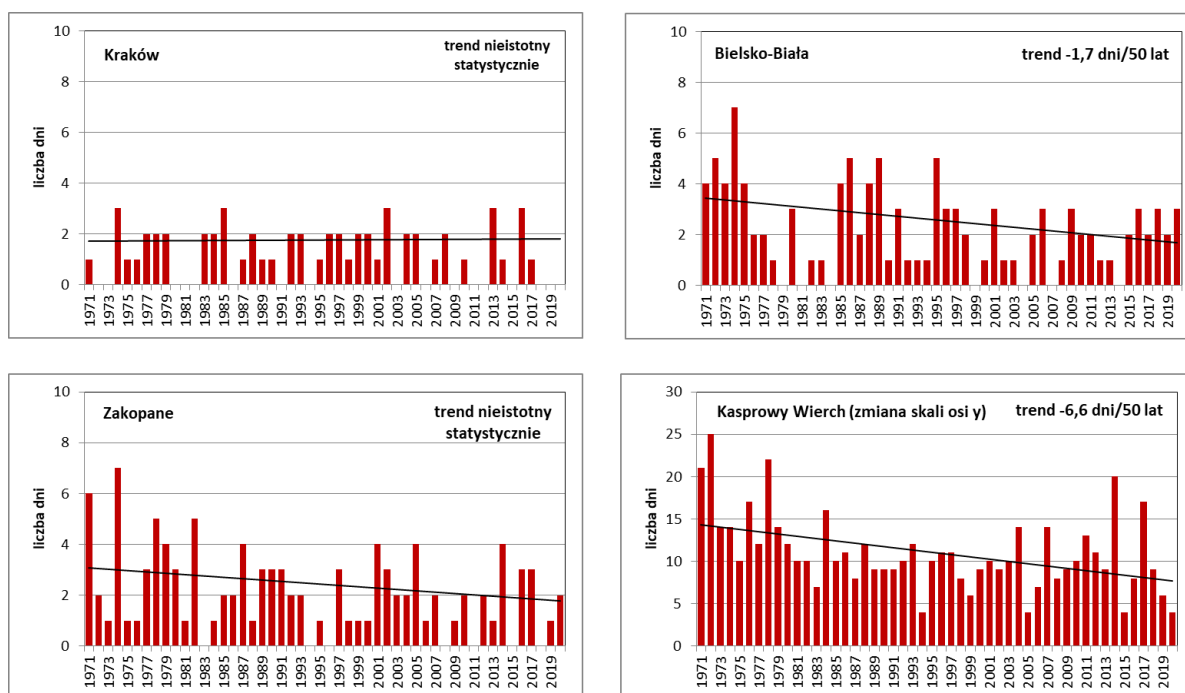
5.3. Liczba dni z gradem w poszczególnych latach i miesiącach

Na większości obszaru województwa małopolskiego grad występuje bardzo rzadko. W powiecie krakowskim i Krakowie w latach 2000-2018 nie stanowił on większego zagrożenia i nie był głównym powodem interwencji straży pożarnej podczas niwelowania szkód wyrządzonych przez burze (Piotrowicz i in. 2020). Z pewnością wynika to też z faktu, że powstałe w przez gradobicia zniszczenia nie wymagają zazwyczaj działań podejmowanych przez strażaków, ewentualnie szkody spowodowane przez grad mogą być analizowane przez firmy ubezpieczeniowe.

Wielkość zniszczeń powodowanych przez grad zależy od jego wielkości (średnicy) i prędkości z jaką uderza na daną powierzchnię (Pilorz 2015). Jak już wspomniano najczęściej grad ma średnicę mniejszą niż 2 cm a w Polsce na większości obszaru występują średnio w roku około 0,5-2 dni z gradem, przy czym więcej jest ich jedynie w obszarach górskich (Bielec-Bąkowska 2010b).

Warto jednak zwrócić też uwagę, że czasami, zwłaszcza w chłodnej połowie roku i w obszarach górskich, jako opad gradu notowane są też inne opady lodowe, np. deszcz lodowy czy ziarna lodowe, niekoniecznie związane z występowaniem chmur burzowych (*Cumulonimbus*), dlatego też podawane wartości są prawdopodobnie zawyżone w wyniku błędnej klasyfikacji wszystkich opadów lodowych jako gradobicia (Bielec-Bąkowska 2013). Szczególnie wyraźnie można to zauważyć na rocznym rozkładzie liczby dni z gradem.

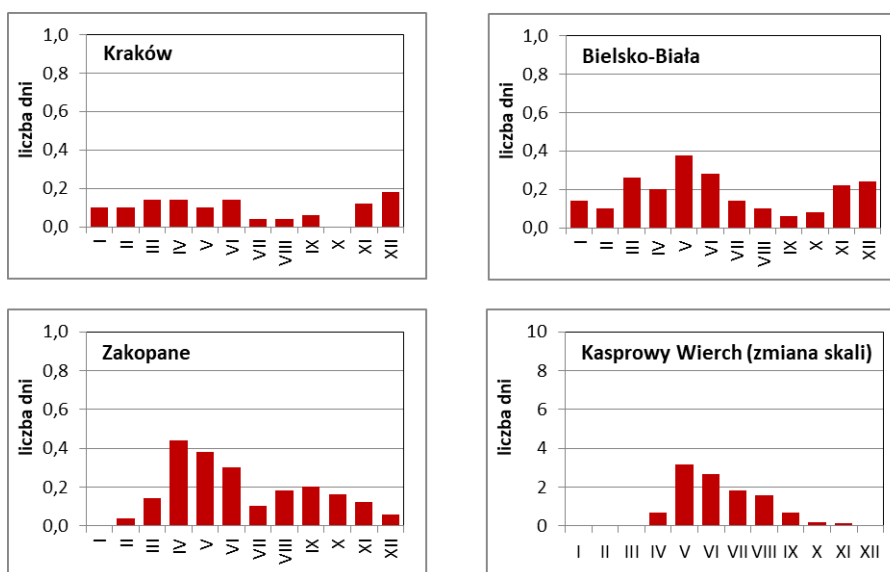
Na podstawie analizowanych w niniejszym opracowaniu danych meteorologicznych (Ryc. 5.4) można stwierdzić, że średnia wieloletnia liczba dni z gradem w roku wynosiła od 1,2 w Krakowie, 2,1-2,2 w Bielsku-Białej i Zakopanem, do 11,0 dni na Kasprowym Wierchu. W przebiegu wieloletnim w Krakowie i Zakopanem nie stwierdzono wyraźnej tendencji zmian w 50-leciu 1971-2020 (Ryc. 5.4), dlatego też w kolejnych latach można spodziewać się maksymalnie do około 3 dni z gradem w roku. W Bielsku-Białej i na Kasprowym Wierchu trend analizowanych dni okazał się ujemny i istotny statystycznie na poziomie 0,05 (Ryc. 5.4) i wskazuje, że w kolejnych latach można spodziewać się dalszego spadku liczby dni z gradem, choć w przypadku Bielska-Białej różnice te nie będą duże, gdyż dalej co roku może pojawiać się około 4 dni z gradobiciem. Na Kasprowym Wierchu pomimo tendencji spadkowej analizowanych dni, dalej ich liczba jest bardzo duża, więc co roku grad może tam być notowany w od 4 do nawet 20-25 dni.



Ryc. 5.4. Roczna liczba dni z gradem i tendencja ich zmian na badanych stacjach w latach 1971-2020

W latach 1966-2018 w centrum Krakowa (Kraków UJ) średnio było nieco więcej dni z gradem (1,9 dni), niż na stacji na granicy miasta (Kraków Balice; 1,2 dni), przy czym na podstawie danych ze stacji UJ można stwierdzić, że zaznacza się niewielki spadek występowania takich dni (Piotrowicz i in. 2020).

Największe prawdopodobieństwo występowania gradu jest w miesiącach wiosennych (zwłaszcza kwietniu i maju) i letnich (zwłaszcza w czerwcu i lipcu), choć może on wystąpić, podobnie jak burze, w ciągu całego roku (Ryc. 5.5). Jak już wspomniano, z uwagi na częste klasyfikowanie opadów lodowych jako grad, należy bardzo ostrożnie podchodzić do przedstawionego na rycinie 5.5 rocznego rozkładu liczby dni z gradem.



Ryc. 5.5. Średnie liczby dni z gradem w poszczególnych na badanych stacjach w latach 1971-2020

5.4. Przypadki wystąpienia trąby powietrznej

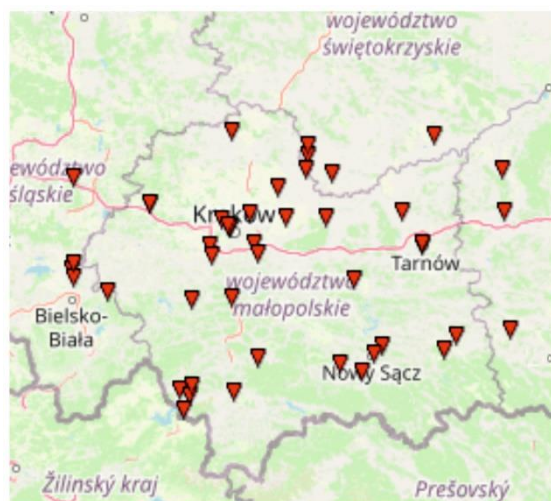
Trąba powietrza, zwana też tornadem, to gwałtowny wir powietrza, w postaci leja chmurowego, jednego lub nawet kilku, wychodzących z podstawy chmury burzowej (*Cumulonimbus*). Wir taki przenosi pył, piasek, części lub całe porwane z powierzchni ziemi przedmioty, nawet o bardzo dużym rozmiarze i ciężarze. Oś takiego wiru jest zwykle pionowa, pochylona lub powyginana, o średnicy około 10 m lub nawet większej (Kossowska-Cezak i in. 2000). Prędkość wiatru wewnątrz wiru może przekraczać nawet 100 m/s, czyli 360 km/godz. (*Słownik meteorologiczny* 2003). Zniszczenia spowodowane przez tornada są wynikiem bardzo dużej różnicy ciśnienia powietrza wewnątrz i poza lejem, dużej prędkości wiatru oraz niesionymi przez wiatr przedmiotami. Dodatkowo nakładają się na nie skutki intensywnych opadów i wyładowań atmosferycznych (piorunów) towarzyszących trąbie powietrznej (Piotrowicz i in. 2020).

Wieloletnie dane dotyczące występowania trąb powietrznych w Polsce, w tym w województwie małopolskim, nie są dokładne. Wynika to z wielu problemów, które wiążą się z ewentualnym pojawieniem się tego bardzo lokalnego zjawiska. Brakuje bowiem wiarygodnych dowodów na występowanie trąb powietrznych (świadców, fotografii, filmów, systemu raportowania i archiwizowania) (Taszarek, Brooks 2015; Taszarek, Gromadzki 2017; Bielec-Bąkowska i in. 2021). Wprawdzie istnieje europejska baza danych o groźnych

zjawiskach pogodowych (*European Severe Weather Database*; ESWE; www.eswd.eu) z informacjami od 1810 roku, ale dopiero od 2007 roku wydaje się ona bardziej kompletna, a co za tym idzie – bardziej wiarygodna.

W Polsce występuje w ciągu roku około 10 trąb powietrznych i wodnych, z czego średnio około 5 słabych, 4 trąby wodne, natomiast 1-3 to zjawiska silne i bardzo silne (Taszarek, Brooks 2015; Bielec-Bąkowska i in. 2021). Zdaniem Bielec-Bąkowskiej i in. (2021) wraz z postępującymi zmianami klimatu takich zjawisk może być coraz więcej.

W latach 1971-2020 na podstawie bazy ESWE w województwie małopolskim i w pobliżu jego granic wystąpiło 45 trąb powietrznych (Ryc. 5.6).



Ryc. 5.6. Trąby powietrzne w latach 1971-2020 (źródło: www.eswd.eu)

Trąby powietrzne najczęściej występują od maja do września, i podobnie jak grad, w godzinach popołudniowych (16:00-18:00). Niezmiernie rzadko pojawiały się one w chłodnej połowie roku, a w grudniu jak na razie nie wystąpiły (Taszarek i in. 2015; Bielec-Bąkowska i in. 2021). Słabe tornada mogą wystąpić na obszarze niemal całej Polski, ale najsilniejsze w pasie od Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (w tym w północnej części województwa małopolskiego) do Niziny Mazowieckiej. Do jednych z najsilniejszych trąb powietrznych jak wystąpiły w województwie małopolskim, można zaliczyć te z 12 maja 1851 roku w Charsznicy w powiecie miechowskim oraz 1 czerwca 1853 roku w Wieliczce (1 ofiara śmiertelna) (Piotrowicz i in. 2020). Baza danych o trąbach powietrznych jest bardziej kompletna dopiero od około 2005 roku, dlatego też nie pozwala na wyciągnięcie

wiarygodnych informacji dotyczących tendencji zmian i wskazania obszarów na terenie województwa małopolskiego, które mogą być najbardziej narażone na wystąpienie tego zjawiska. Z danych przedstawionych na ryc. 5.6 wynika, że bardzo małe prawdopodobieństwo występowania trąb powietrznych występuje jedynie południową część województwa, powyżej 800-1000 m n.p.m.

6. Gołoledź

Gołoledź to rodzaj osadu atmosferycznego w postaci gładkiej, przeźroczystej warstwy lodu pokrywającej podłoże, powstający w wyniku zamarznięcia najczęściej przechłodzonych kropel deszczu lub mżawki, czyli tzw. opadów marznących (deszcz marzący, mżawka marząca), na powierzchni o temperaturze około 0°C (Kossowska-Cezak i in. 2000). Przechłodzeniu kropel najbardziej sprzyja sytuacja, kiedy przed frontem atmosferycznym temperatura przy powierzchni ziemi waha się od -1°C do -8°C, a po jego przejściu osiąga od 5°C do 10°C (Dołęga, Lorenc 2012). Gołoledź może się też tworzyć wskutek zamarznięcia kropel deszczu lub mżawki bezpośrednio po zderzeniu się z powierzchnią o temperaturze poniżej 0°C. Tak się dzieje w przypadku zbyt cienkiej warstwy chłodnego powietrza, kiedy kropelki opadu lub mgły nie zdążą ulec przechłodzeniu, jednak w chwili zetknięcia się z bardzo wychłodzonym podłożem zamarzają. Gołoledź często jest mylona z powstaniem lodu na powierzchni na skutek zamarznięcia wody z wcześniej występującego opadu lub ponownego zamarznięcia wody ze stopionego wcześniej śniegu (*Słownik meteorologiczny* 2003).

Gołoledź występuje w chłodnej części roku, również wiosną i nie jest zależna od cyklu dobowego. Może wystąpić w ciągu całej doby (*Vademecum...* 2013b). Wyróżnia się dwa główne rodzaje procesów przyczyniających się do powstania gołoledzi: 1) w strefie frontu ciepłego i okluzji, kiedy cieplejsze powietrze nasuwa się na masę chłodnego powietrza i równocześnie silnie wychłodzoną powierzchnię terenu, 2) w ciepłym wycinku wyżu lub niżu, gdzie z niskich i „ciepłych” chmur podinwersyjnych, towarzyszący im opad atmosferyczny zamarza pod zetknięciem z wychłodzonym gruntem. W Polsce dominuje pierwszy z wymienionych rodzajów, który w niektórych regionach stanowi około 75% wszystkich przypadków z gołoledzią (imgw.isok.gov.pl).

Do czynników wpływających na wielkość zagrożenia związanego z gołoledzią zaliczamy nie tylko czas trwania opadów marznących, decydujących o grubości pokrywy lodowej, ale także panujące wówczas warunki pogodowe (wilgotność i temperaturę powietrza, kierunek i prędkość wiatru), które wpływają na czas trwania zjawiska w danym miejscu. Prawdopodobieństwo wystąpienia gołoledzi zwiększa się na terenach w pobliżu zbiorników wodnych i wraz ze wzrostem wysokości nad poziomem morza (Koźmiński, Drogosz 1980). Szacuje się natomiast, że na terenach zurbanizowanych, zwłaszcza w

centrum miasta, prawdopodobieństwo wystąpienia tego zjawiska zmniejsza się nawet do około 30% (Changnon 2003).

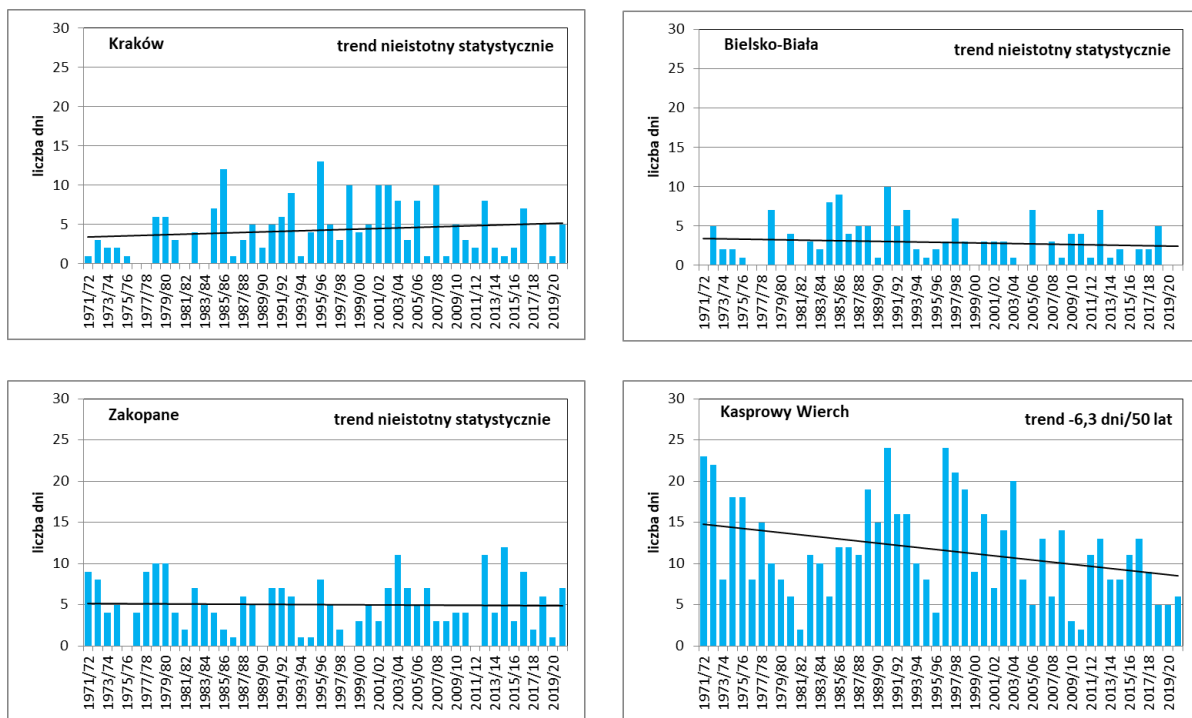
Gołoledź należy do zjawisk rzadko występujących w większości (poza górami) obszaru województwa małopolskiego, maksymalnie tylko kilkanaście razy w roku, jednak skutki jakie powoduje bywają bardzo poważne. Do najważniejszych zalicza się zwiększoną liczbę wypadków i kolizji drogowych, utrudnienia w ruchu z powodu powolnego przemieszczania się pojazdów mających utrudniony kontakt ze śliskim podłożem, możliwość upadków, skręceń i złamań kończyn wśród przechodniów, zwłaszcza osób starszych. Następstwem występowania gołoledzi jest również nadmierne obciążenie powstałą pokrywą lodową: drzew i krzewów, linii energetycznych, trakcji kolejowych i tramwajowych oraz szeroko pojętej infrastruktury technicznej (Sadowski 1965). Gołoledź jest szczególnie niebezpiecznym zjawiskiem w ruchu lotniczym, obok złodzonych pasów startowych utrudniających poruszanie się samolotów, również powoduje pokrycie warstwą lodu wszystkich elementów statków powietrznych, przez co zmienia profil skrzydeł i kadłuba, zwiększa obciążenie samolotów oraz zakłóca działania urządzeń podkładowych (Piotrowicz i in. 2020).

6.1. Liczba dni z gołoledzią w poszczególnych latach i miesiącach

W niniejszym rozdziale analizie poddano liczbę dni w których wystąpiła gołoledź jedynie na czterech stacjach meteorologicznych reprezentujących obszar województwa małopolskiego (Ryc. 6.1). W przypadku danych z Tarnowa i Nowego Sącza luki w obserwacjach nie pozwalają na szczegółową analizę występowania tego zjawiska.

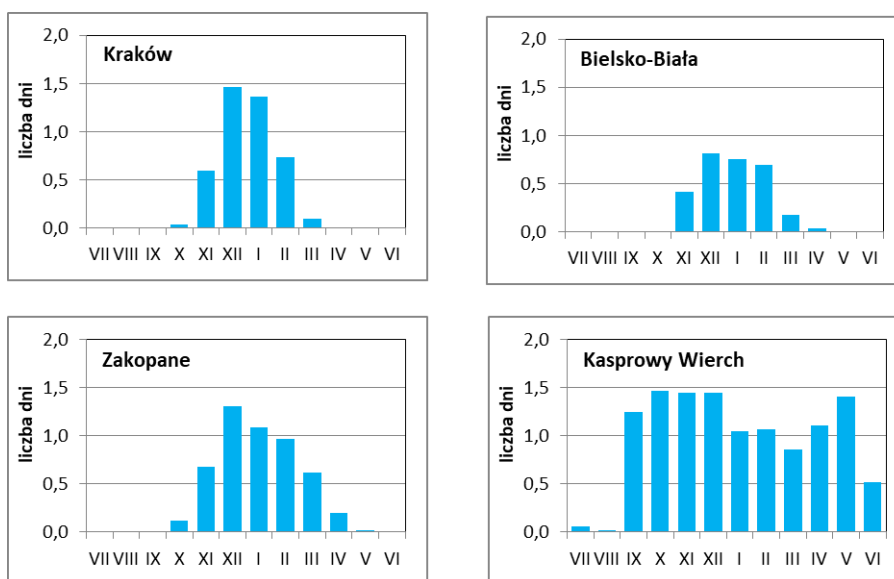
Poza obszarem Tatr, gołoledź występuje średnio przez 3-5 dni w roku. Na podstawie danych ze stacji UJ zlokalizowanej w centrum Krakowa z lat 2001-2018 wynika, że jest ich średnio o 2 dni mniej niż w Balicach, stacji położonej na granicy miasta (Piotrowicz i in. 2020). Na Kasprowym Wierchu średnia liczba dni z tym zjawiskiem dochodzi do 12. W wieloletniej zmienności liczby dni z gołoledzią można zauważyć kilka okresów z podwyższoną ich częstością występowania, zwłaszcza w latach 1990-2000. Dlatego też na większości stacji brak wyraźnej tendencji zmian analizowanego zjawiska (Ryc. 6.1). Jedynie na Kasprowym Wierchu zaznaczył się wyraźny spadek liczby dni z gołoledzią w

analizowanym wieloleciu (-6,3 dni/50 lat). W kolejnych latach można więc spodziewać się mniejszej liczby dni z gołoledzią w centrum miast, dość zbliżonej częstości ich występowania na większości obszaru województwa małopolskiego i prawdopodobnie około 5-10 dni w sezonie zimowym (średnia z ostatnich dwóch dekad) na Kasprowym Wierchu.



Ryc. 6.1. Roczna liczba dni z gołoledzią i tendencja ich zmian na badanych stacjach w latach 1971/72-2020/21

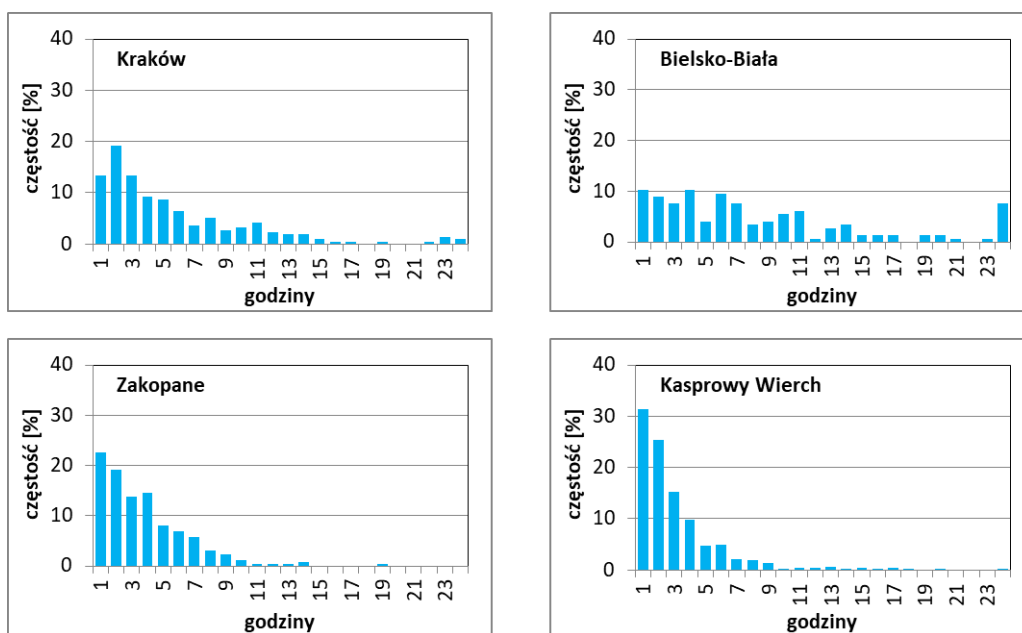
Na większości obszaru województwa małopolskiego gołoledź może występować w miesiącach od października do kwietnia (Ryc. 6.2). Jedynie w Zakopanem i na Kasprowym Wierchu potencjalny okres występowania analizowanego zjawiska wydłuża się i obejmuje w skrajnych przypadkach wszystkie miesiące w roku. Na Kasprowym Wierchu w latach 1971/72-2020/21 gołoledź wystąpiła nawet w sierpniu, w 1993 r. (Ryc. 6.2).



Ryc. 6.2. Średnie miesięczne liczby dni z gołoledzią na badanych stacjach w latach 1971/72-2020/21

Poza obszarem Tatr gołoledź najczęściej występuje w grudniu, w dalszej kolejności w styczniu i lutym. Jedynie wysoko w górach, reprezentowanych przez stację na Kasprowym Wierchu, gołoledź z dość zbliżoną częstością, średnio 1,5 dnia w miesiącu, pojawia się od października do grudnia oraz w maju (Ryc. 6.2).

Średni czas trwania gołoledzi na analizowanym obszarze to około 4-5 godzin (Ryc. 6.3). Do prezentowanych wyników należy jednak podchodzić z dużą ostrożnością, gdyż obserwacje dotyczące czasu trwania badanego zjawiska mogą być mało precyzyjne. Z analizy wartości z ostatnich 50 lat wynika, że średnio najdłużej to zjawisko występowało w Bielsku-Białej. Ponad 50% gołoledzi charakteryzowało się czasem trwania do 2-3 godzin w Zakopanem i na Kasprowym Wierchu, 4 godzin w Krakowie i do 6 godzin w Bielsku-Białej. Generalnie jednak tych trwających ponad 12 godzin jest bardzo mało, choć sporadycznie mogą one trwać nawet całą dobę (24 godziny), co w badanym wieloleciu miało miejsce na każdej stacji z wyjątkiem Zakopanego (Ryc. 6.3).



Ryc. 6.3. Czas trwania gołoledzi [w godz.] na badanych stacjach w latach 1971/72-2020/21

Długo trwająca gołoledź jest niebezpieczna ze względu na to, że bardzo utrudnia utrzymanie dróg oraz m.in. naprawę zerwanych sieci energetycznych. Skutki występowania takich gołoledzi są dość trudne do oszacowania. Należy jednak zwrócić uwagę na to, że długo trwające zjawisko gołoledzi miało miejsce w ostatnich latach kilkakrotnie na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, czyli w północnej części województwa małopolskiego. Z uwagi na brak stacji meteorologicznych na tym obszarze trudno jest podać konkretne dane związane z częstością i tendencją zmian tego zjawiska. Niemniej jednak w kolejnych latach należy się liczyć z tym, że m.in. w gminach: Zielonki, Skała, Wielka Wieś, Sułoszowa, Jerzmanowice-Przeginia, Zabierzów i Krzeszowice będzie dochodzić do występowania takiego zjawiska, co miało miejsce w przeszłości, m.in. w styczniu 2010 i 2013 r. (Piotrowicz i in. 2020).

7. Mgła

Mgła to zawiesina bardzo drobnych kropelek wody lub kryształków lodu (mgła lodowa) występująca w przyziemnej warstwie powietrza, zmniejszająca widzialność poziomą poniżej 1 km (*Słownik meteorologiczny* 2003). Właśnie z powodu ograniczonej widzialności mgła stanowi duże zagrożenie w transporcie, a szczególnie w transporcie lotniczym, oraz dla turystów przebywających w górach.

Powstanie mgieł, podobnie jak chmur, jest związane z kondensacją pary wodnej. Może do niej dochodzić gdy do powietrza dostaje się dodatkowa objętość pary wodnej (adwekcja wilgotnych mas powietrza, wzmożone parowanie) lub następuje spadek temperatury powietrza. Z tego powodu tworzeniu się mgieł sprzyjają wklęsłe formy terenu (obniżenia, zagłębienia), gdzie tworzą się zastoiska chłodnego powietrza i inwersje termiczne oraz tereny podmokłe.

Mgła może obejmować swym zasięgiem niewielki obszar, być uwarunkowana lokalnym zróżnicowaniem rzeźby terenu i charakteryzować się niezbyt długim czasem trwania. Takie lokalne, krótkotrwałe mgły, zanikające po wschodzie słońca, występują często we wklęsłych formach terenu (dolinach, kotlinach), polanach śródleśnych i nad zbiornikami wodnymi. Groźniejsze są sytuacje, kiedy cyrkulacja atmosferyczna sprzyja powstawaniu mgieł obejmujących swym zasięgiem bardzo duży obszar i utrzymujących się przez wiele godzin.

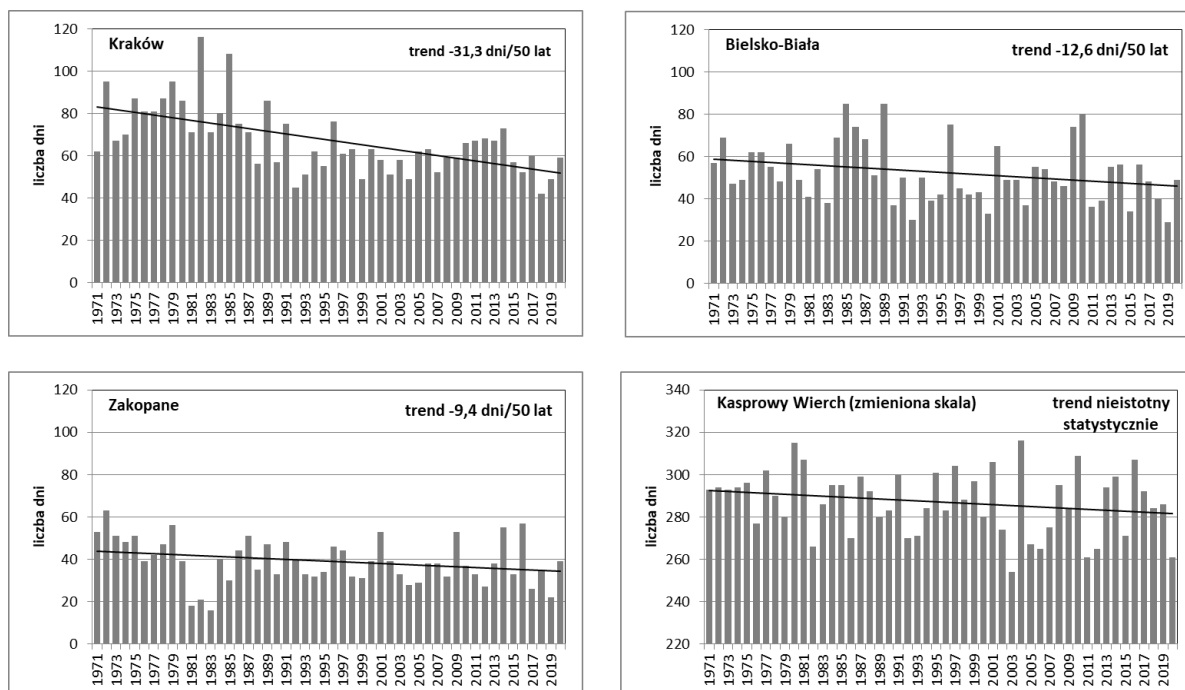
7.1. Liczba dni z mgłą w poszczególnych latach i miesiącach

W województwie małopolskim, w porównaniu z obszarem całej Polski, liczba dni z mgłą jest jedną z największych w kraju (Bokwa i in. 2021). W Krakowie wynosi średnio 67,5 dni w roku, nieco mniej jest ich w Bielsku-Białej (52,3 dni), stacji reprezentującej zachodnią część województwa, natomiast najmniej w Zakopanem (39,0 dni). Z uwagi na braki w obserwacjach nie uwzględniono danych z Tarnowa i Nowego Sącza.

Obszar Tatr charakteryzuje się wyraźnie odmiennym reżimem występowania mgieł niż obszary wyżynne i nizinne. W wysokich górach chmury sięgające danej wysokości są

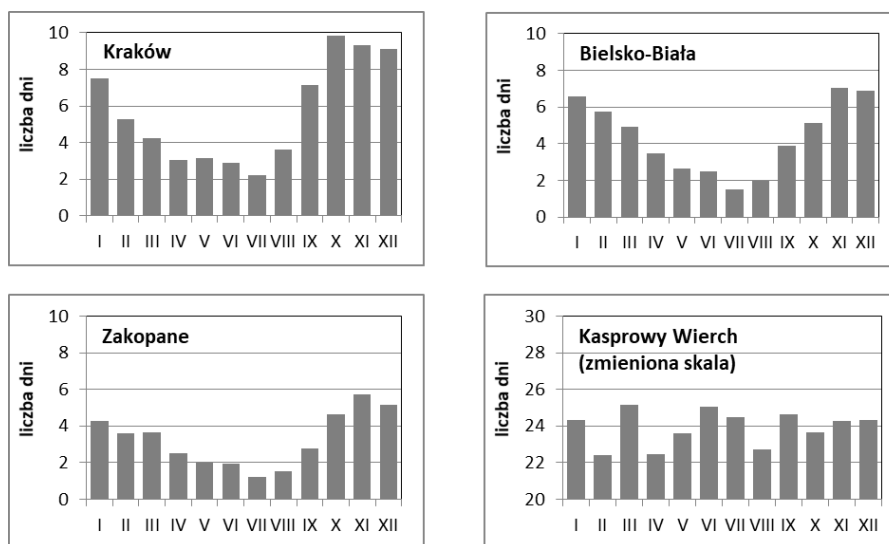
bowiem traktowane jako mgła, dlatego też ich liczba jest największa w Polsce. Na Kasprowym Wierchu średnio w roku jest 287,0 dni z mgłą.

W przebiegu wieloletnim, z wyjątkiem Kasprowego Wierchu, zaznacza się tendencja spadkowa liczby dni z mgłą (Ryc. 7.1). W analizowanym 50-leciu (1971-2020) trend wyniósł od -9,4 w Zakopanem do -31,3 dni/50 lat w Krakowie (wartości istotne statystycznie na poziomie 0,05). Tak duży spadek dni z mgłą w Krakowie, zwłaszcza od drugiej połowy lat 80. XX wieku (Bokwa i in. 2018), jest związany m.in. ze wzrastającą urbanizacją (zwiększeniem powierzchni betonowych, nieprzepuszczalnych, co wpływa na spadek wilgotności powietrza), spadkiem zanieczyszczenia powietrza (spadek liczby jąder kondensacji, natomiast ich większa liczba sprzyja występowaniu mgieł) oraz wzrostem temperatury powietrza przyspieszającej parowanie i spadek wilgotności. Warto więc zaznaczyć, że stacja synoptyczna w Krakowie-Balicach jak i Kraków UJ, zlokalizowane są w szerokiej dolinie rzecznej, przy czym ta druga stacja (Kraków UJ) położona jest w centrum miasta. Zdecydowanie większy wpływ czynników antropogenicznych w otoczeniu tej drugiej stacji spowodował, że w porównaniu do Balic liczba dni z mgłą w mieście jest dużo mniejsza. W latach 1961-2018 odpowiednie średnie roczne wartości wynosiły 68 i 42 dni mgłą (Piotrowicz i in. 2020).



Ryc. 7.1. Roczna liczba dni z mgłą i tendencja ich zmian na badanych stacjach w latach 1971-2020

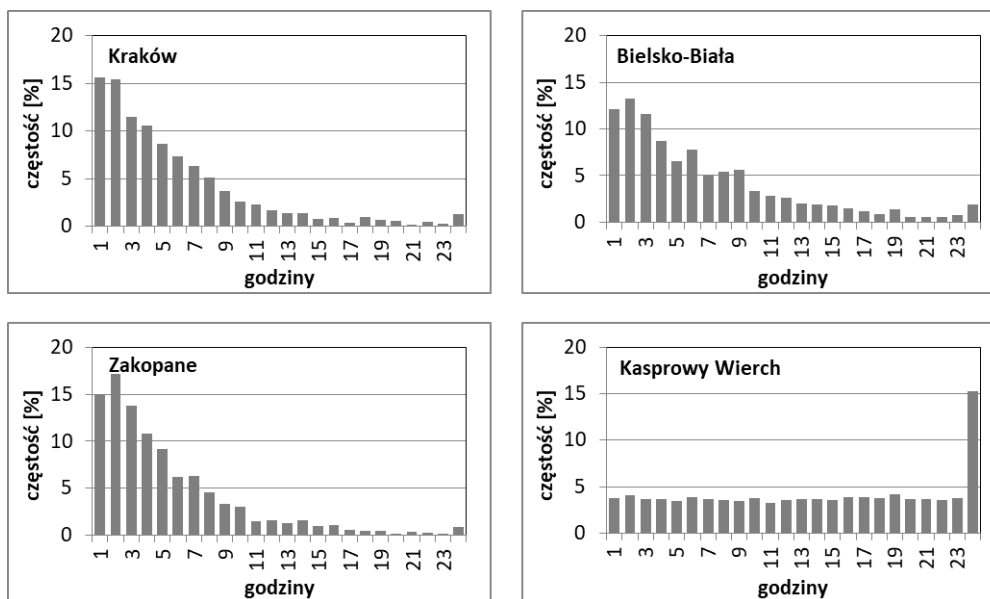
W przebiegu rocznym najczęściej mgieł przypada na miesiące jesienne, z maksimum w październiku lub listopadzie, oraz zimowe, zwłaszcza w styczniu (Ryc. 7.2). Najmniej dni z mgłą jest w lipcu, około 2. Jak już wspomniano, w Tatrach częstość występowania analizowanego zjawiska różni się od pozostałych obszarów, dlatego też w ciągu roku ich rozkład również odbiega od przeciętnego (Ryc. 7.2). W analizowanym wieloleciu średnio najczęściej dni z mgłą było na Kasprowym Wierchu w marcu (25,1 dni), a najmniej w lutym (22,4 dni). W poszczególnych miesiącach ich liczba więc niewiele się różni, dlatego też przebywając w górach należy zachować szczególną ostrożność i pamiętać, że mgła utrudnia, a nawet uniemożliwia orientację w terenie, tłumi dźwięki, rozprasza fale akustyczne i świetlne, co może powodować odłączenie się od grupy i zabłądzenie. Mgła również wychładza organizm (większa wilgotność powietrza) i przyczynia się do spadku koncentracji. Jeśli mgła występuje zimą, gdy na powierzchni zalega pokrywa śnieżna to takie warunki są szczególnie niebezpieczne podczas wędrówek górskich i wówczas najlepiej z nich zrezygnować.



Ryc. 7.2. Średnie miesięczne liczby dni z mgłą na badanych stacjach w latach 1971-2020

Najczęściej w Polsce mgły trwają od 1 do 3 godzin, choć średni ich czas trwania waha się od 7,2 do 8,5 godzin (klimat.imgw.pl; Piotrowicz i in. 2020). Z wyjątkiem Kasprowego

Wierchu, na badanych stacjach ponad połowa wszystkich mgieł trwała do 4-5 godzin (Ryc. 7.3). Liczba dni z dłużej trwającymi mgłami szybko malała i tak te o długości do 12 godzin stanowiły już około 85-95%. Najdłużej trwające mgły, ponad 20 godzin, stanowiły zaledwie od 1,5% w Zakopanem, 2,2% w Krakowie, do 3,8% w Bielsku-Białej i występowały głównie od października do marca.



Ryc. 7.3. Czas trwania mgły [w godz.] na badanych stacjach w latach 1971-2020

Na Kasprowym Wierchu rozkład częstości występowania mgieł o różnej długości trwania jest odmienny niż na pozostałych stacjach (Ryc. 7.3). Zdecydowanie największą częstość stanowią mgły trwające w ciągu doby do 24 godzin (15,2%), a niekiedy utrzymujące się przez kolejne dni. W pozostałych przedziałach godzinnych ich częstość waha się od 3,3% (10-11 godz.) do 4,1% (18-19 godz.) (Ryc. 7.3).

Na podstawie badań przeprowadzonych przez Piotrowicz i in. (2020) z wykorzystaniem danych ze stacji lotniskowej w Krakowie-Balicach w latach 1993-2018, można stwierdzić, że najbardziej sprzyjające warunki meteorologiczne do tworzenia się mgieł występują od północy do godziny 8.00. W tym przedziale czasowym występowało bowiem około 68% wszystkich mgieł. W kolejnych godzinach częstość występowania mgieł wyraźnie malała i była związana z ich zanikaniem wywołanym dopływem promieniowania słonecznego i wzrostem temperatury powietrza. Ponowny wzrost częstości następował w godzinach wieczornych (Piotrowicz i in. 2020).

Jak już wspomniano, mgły w górach występują bardzo często, w ciągu całego roku, trwają bardzo długo i są niebezpieczne dla turystów poruszających się szlakami lub uprawiających narciarstwo. Innego rodzaju zagrożenie jest związane z mgłami w obszarach zurbanizowanych oraz na szlakach komunikacyjnych (drogach, liniach kolejowych) i lotniskach. W takich obszarach szczególnie groźne są mgły trwające bardzo długo, dlatego też omówiono je w kolejnym podrozdziale.

Długo trwające mgły powstają w wyniku adwekcji, najczęściej ciepłych i wilgotnych mas powietrza z południa Europy nad wychłodzone podłoże i mogą obejmować bardzo duży obszar, nawet znaczną część Polski. Przykładem takich mgieł były m.in. te, które wystąpiły 16 i 17 listopada 2012, 26-30 października 2014 i 15-22 października 2017 czy 3-12 listopada 2018 roku (Piotrowicz i in. 2020, imgw.isok.gov.pl). Poza obszarami górskimi, gdzie takie zjawisko jest bardzo częste, a skutki jego występowania wskazano w poprzednim podrozdziale, na obszarze województwa małopolskiego długo trwające mgły występują najczęściej od października do grudnia, nieco rzadziej w styczniu. W kolejnych latach również będzie dochodzić do takich zdarzeń mimo ogólnej tendencji do spadku liczby dni z mgłą na badanym obszarze.

Jak już wspomniano mgła prowadzi m.in. do utrudnień w komunikacji. Warto jednak zaznaczyć, że podczas bardzo gęstej mgły, ograniczającej widzialność poniżej 200 m, kierowcy zwykle z większą ostrożnością poruszają się po drogach. Takie warunki mobilizują ich do ostrożnej jazdy. Z badań Płatkiewicza (2020) wynika, że niebezpieczniejsze są mgły umiarkowane, ograniczające widzialność w zakresie 200-500 m, gdyż podczas ich trwania dochodzi znacznie częściej do wypadków i kolizji drogowych.

Długo utrzymujące się mgły stanowią też zagrożenie dla zdrowia i życia ludzi, gdyż podczas ich występowania często powstaje warstwa inwersyjna i cisza atmosferyczna (brak wiatru) co skutkuje wzrostem zanieczyszczenia powietrza i przekroczeniem dopuszczalnych norm. Już nie tylko nad miastami, ale i mniejszymi skupiskami zabudowań, gdzie w chłodnej połowie roku budynki są ogrzewane węglem lub wzdłuż dużych ciągów komunikacyjnych, zalega nie tylko mgła ale gęsty smog.

CZĘŚĆ TRZECIA

8. Podsumowanie

Wykorzystanie w niniejszym opracowaniu pomiarów i obserwacji meteorologicznych z 50-lecia 1971-2020 z wybranych stacji synoptycznych zlokalizowanych w różnych formach rzeźby i użytkowania terenu w województwie małopolskim (Kraków, Tarnów, Nowy Sącz, Zakopane, Kasprowy Wierch) i w pobliżu jego zachodniej granicy (Bielsko-Biała) pozwoliły na rzetelną ocenę wieloletniej zmienności (zakresu wahań) wybranych charakterystyk termicznych i ekstremalnych zjawisk meteorologicznych oraz na wskazanie kierunku ich zmian, a także prawdopodobnych wielkości ich trendów w kolejnej dekadzie (2021-2030). Należy dodać, że wykazane trendy są zgodne z większością dostępnych scenariuszy zmian klimatu, w tym oczywiście temperatury powietrza. Dotyczy to m. in. dostępnych scenariuszy dla Europy Środkowej jakie są zawarte w najnowszym raporcie IPCC (2021).

Choć w opracowaniu uwzględniono dane z 7 stacji to ich rozmieszczenie umożliwiło również regionalne podejście do zagadnienia. Wyniki wykazały, że jednak w skali całego województwa obserwuje się bardzo podobne trendy. Pewną odrębnością charakteryzują się tylko południowe obszary, reprezentowane przez góry. Ale nawet one wpisują się w ogólne wykazane tendencje. Oczywiście, choć nie można w pełni wykluczyć pewnych lokalnych osobliwości.

Ocena zmian i tendencji temperatury powietrza w województwie małopolskim w świetle większości charakterystyk oraz wskaźników wykazała ich rosnące trendy. Zauważalne jest to w podstawowym uwzględnionym okresie 1971-2020, choć jest to przede wszystkim wynikiem istotnego rosnącego trendu jaki można stwierdzić w ostatnich 2-3 dekadach. Wyznaczone trendy są w większości przypadków statystycznie wysoce istotne. Najbardziej rosnące trendy, których wartości są powodem szczególnej uwagi dotyczą średniej i maksymalnej temperatury powietrza w ciągu roku, a także latem i zimą. Z nimi też wiążą się wyraźne tendencje występowania różnych tzw. dni charakterystycznych, w tym dni gorących, upalnych i nocy gorących (tropikalnych), a także dni mroźnych i bardzo mroźnych.

Opady atmosferyczne są elementem meteorologicznych bardzo zmiennym w czasie i przestrzeni. W województwie małopolskim, m.in. w związku z urozmaiconą rzeźbą terenu, zakres wahań sum rocznych opadów jest bardzo duży, od ok. 330 do 2600 mm, ale w

przebiegu wieloletnim ten element meteorologiczny nie wykazuje wyraźnej tendencji zmian. Oznacza to więc wysoką nieprzewidywalność zarówno sum opadów jakich można się spodziewać w każdym kolejnym miesiącu nadchodzących lat, jak też ich rozkładu w ciągu roku. Ten nierównomierny rozkład czasowy sum opadów (wieloletni, sezonowy, miesięczny i dobowych) będzie się w najbliższym czasie nadal pogłębiał. W kolejnej dekadzie należy więc liczyć się zarówno z wysokimi jak i niskimi sumami opadów, co w konsekwencji będzie prowadzić do powstawania powodzi jak i susz. Z dużym prawdopodobieństwem należy spodziewać się występowania na całym analizowanym obszarze gwałtownych opadów o zasięgu lokalnym (obejmującym niewielki obszar), ale również tych długotrwałych, trwających kilka dni bez przerwy obejmujących znaczą część województwa. Największe szkody mogą występować w południowej i północnej części badanego obszaru, czyli terenie o urozmaiconej rzeźbie, ale również w centrum miast, gdzie tzw. powodzie błyskawiczne mogą występować coraz częściej. Należy również pamiętać, że w województwie małopolskim obszarem o najwyższych sumach opadów są tereny górskie, dlatego też obszar położony na przedpolu Karpat jest narażony na fale powodziowe, które mogą dotrzeć do części badanego obszaru, nawet jeśli opady tam nie występowały. W przypadku suszy, najbardziej dokuczliwa ona będzie w obszarach położonych poniżej 600-800 m n.p.m., przy czym występować może nie tylko w okresie letnim, ale również wiosną i/lub jesienią. Jedną z przyczyn suszy w okresie wiosennym, jest wyraźny spadek liczby dni z pokrywą śnieżną.

Wraz z obserwowanym wzrostem temperatury powietrza wyraźnie spada liczba dni z pokrywą śnieżną i czas jej występowania. Niemniej jednak nadal bardzo prawdopodobne jest, i to nie tylko w obszarach górskich, pojawienie się pokrywy śnieżnej, choć najczęściej o niewielkiej wysokości, już w październiku i listopadzie oraz jeszcze w marcu i kwietniu, a nawet w niektórych regionach w pierwszej połowie maja. Pomimo więc występowania coraz częściej łagodnych i prawie bezśnieżnych zim, nadal prawdopodobne jest pojawianie się fal mrozów i intensywnych opadów śniegu w chłodnej połowie roku, które w porównaniu do lat poprzednich będą już najczęściej dużo krótsze. Również zawieje i zamiecie śnieżne na większości obszaru województwa mogą nadal występować niemal każdego roku w liczbie od kilku do kilkunastu, natomiast w Tatrach to zjawisko atmosferyczne może występować także w maju, czerwcu oraz w październiku i stanowić bardzo duże zagrożenie dla turystów przebywających w tych miesiącach w wysokich górach.

Konsekwencją wzrostu temperatury w okresie zimowym będą również odwilże (roztopy), zwłaszcza śródzimowe. Ich intensywność może być różna, ale prawdopodobnie

niedu częściej będziemy mieli do czynienia z odwilżami o mniejszej intensywności. Z jednej strony to jest pozytywny objaw wzrostu temperatury i spadku liczby dni i grubości pokrywy śnieżnej, ale jak wspomniano konsekwencją tego będzie nasilająca się susza w sezonie wiosennym oraz spadek zasilania tą drogą wód podziemnych, co również pogłębiać będzie trwający już od wielu lat spadek zasobów wód głębinowych.

Silny wiatr jest jednym z głównych zjawisk atmosferycznych, które obok powodzi, powoduje bardzo duże straty materialne. Na analizowanym obszarze należy liczyć się z jego wystąpieniem zarówno w chłodnej połowie roku (silny wiatr występujący średnio przez kilkanaście godzin, a związany z przejściem układu niskiego ciśnienia (tzw. głębokiego niżu) lub występowaniem w Tatrach wiatru halnego sięgającego swym zasięgiem nawet północnych fragmentów województwa), jak i cieplej, gdy silny wiatr towarzyszy burzom, w tym trąbom powietrznym. Szacuje się, że silne wiatry mogą w najbliższej dekadzie nie tylko pojawiać się coraz częściej, wzrasta bowiem w niektórych regionach liczba dni z wiatrem >10 m/s a liczba dni z burzą nie wykazuje wyraźnej tendencji zmian, ale mogą one być nieco silniejsze niż dawniej. Burzom mogą towarzyszyć nie tylko intensywne opady deszczu, ale i gradu oraz trąby powietrze. Te dwa ostatnie zjawiska pojawiały się i nadal będą występować na większości obszaru województwa małopolskiego, ale wskazanie regionu najbardziej nimi zagrożonego jest bardzo trudne, z uwagi na bardzo lokalny charakter ich występowania.

Wśród groźnych zjawisk atmosferycznych w niniejszym opracowaniu omówiono również częstość występowania gołoledzi i mgły. Pierwsze z nich nie wykazuje wyraźnej tendencji zmian, dlatego też jedną z konsekwencji występowania łagodnych zim, związanych ze spadkiem liczby dni mroźnych i bardzo mroźnych, będzie wzrost częstości występowania dni z przejściem temperatury powietrza przez próg 0°C . Do tego towarzyszące im opady marznące będą przyczyniać się do występowania w chłodnej połowie roku od kilku do kilkunastu dni z gołoledzią. Również przy ogólnej tendencji do spadku liczby dni z mgłą te najbardziej groźne (długo trwające) nadal będą zagrażać na większości obszaru województwa małopolskiego, zwłaszcza w miesiącach październik-listopad/grudzień. W wysokich górach takie długo trwające mgły są bardzo częste, i to nie tylko w chłodnej połowie roku, ale również w cieplej (kwiecień-wrzesień).

9. Spis literatury

- Arażny A., Przybylak R., Vízi Z., Kejna M., Maszewski R., Uscka-Kowalkowska J., 2007, *Mean and extreme wind velocities in Central Europe 1951–2005 (on the basis of data from NCEP/NCAR reanalysis project)*. *Geographia Polonica*, 80, 2, 69–78.
- Bajkiewicz-Grabowska E., Mikulski Z., 1999, *Hydrologia ogólna*, PWN, Warszawa.
- Ban N., Schmidli J., Schär C., 2015, *Heavy precipitation in a changing climate: Does short-term summer precipitation increase faster?*, *Geophysical Research Letters*, 42, 4, 1165–1172. DOI:10.1002/2014GL062588.
- Będkowski K., Norman H., 2005, *Metodyczne aspekty wykorzystania systemów informacji przestrzennej w analizie wpływu huraganowych wiatrów na lasy*, [w:] E. Bogdanowicz, U. Kossowska-Cezak, J. Szkutnicki (red.), *Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne*, PTGeof., IMGW, Warszawa, 344–352.
- Bednorz E., 2012, *Atmospheric conditions of intense thaws in the Polish lowlands*, *Meteorologische Zeitschrift*, 21, 1, 89–98.
- Bielec Z., Kolendowicz L., 2001, *Problems connected with the observation and climatological elaborations of thunderstorms*, *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, B 55/56(7), 59–65.
- Bielec-Bąkowska Z., 2010a, *A classification of deep cyclones over Poland (1971–2000)*, *Physics and Chemistry of the Earth*, 35, 491–497. DOI:10.1016/j.pce.2009.12.006.
- Bielec-Bąkowska Z., 2010b, *Występowanie gradów w Polsce w świetle cyrkulacji atmosfery (1966–2006)*, [w:] T. Ciupa, R. Suligowski (red.), *Woda w badaniach geograficznych*, Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy Jana Kochanowskiego w Kielcach, Instytut Geografii, COMPUS, Kielce 359–374.
- Bielec-Bąkowska Z., 2013, *Burze i grady w Polsce*, *Prace Geograficzne IGiGP UJ*, 132, 99–132. DOI:10.4467/20833113PG.13.005.1095.
- Bielec-Bąkowska Z., 2021, *Change of Hail Frequency*, [w:] M. Falarz (red.), *Climate Change in Poland. Past, Present, Future*, Springer, 443–475.
- Bielec-Bąkowska Z., Łupikasz E., 2009, *Long-term precipitation variability on thunderstorm days in Poland (1951–2000)*, *Atmospheric Research*, 93, 506–515. DOI:10.1016/j.atmosres.2008.09.018.
- Bielec-Bąkowska Z., Tazarek M., Kolendowicz L., 2021, *Change of Thunderstorms and Tornadoes*, [w:] M. Falarz (red.), *Climate Change in Poland. Past, Present, Future*, Springer, 421–441.
- Biernacki W., Bokwa A., Działek J., Padło T., 2009, *Społeczności lokalne wobec zagrożeń przyrodniczych i klęsk żywiołowych*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków.
- Bokwa A., 2010, *Wieloletnie zmiany struktury mezo klimatu miasta na przykładzie Krakowa*, IGiGP UJ, Kraków.
- Bokwa A., Wypych A., Hajto M. J., 2021, *Change of Fog Frequency*, [w:] M. Falarz (red.), *Climate Change in Poland. Past, Present, Future*, Springer, 453–470.
- Bokwa A., Wypych A., Hajto M., 2018, *Impact of natural and anthropogenic factors on fog frequency and variability in Kraków, Poland in the years 1966–2015*, *Aerosol and Air Quality Research*, 18, 165–177. DOI:10.4209/aaqr.2016.12.0580.
- Bokwa A., Wypych A., Ustrnul Z., 2013, *Climate changes in the vertical zones of the Polish Carpathians in the last 50 years*, [w:] *The Carpathians: Integrating Nature and Society Towards Sustainability*, Springer, Heidelberg–New York–Dordrecht–London, 89–110.
- Budziszewska, Morawska-Horawska 1969, *Przypadek wystąpienia niskotroposferycznego prądu strumieniowego u powierzchni ziemi w Karpatach Zachodnich*, *Przegląd Geofizyczny*, 14 (22), 1, 43–65.
- Cebulak E., 1992, *Wpływ sytuacji synoptycznej na maksymalne opady dobowe w dorzeczu górnej Wisły*, *Folia Geogr., ser. Geogr.-Phys.*, XXII, 81–95.
- Cebulak E., 1998, *Przegląd opadów ekstremalnych, które wywołały powodzie w XX wieku w dorzeczu górnej Wisły*, [w:] L. Starkel, J. Grela (red.), *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku*, PAN, Kraków, 21–37.
- Cebulak E., Kilar P., Limanówka D., Mizera M., Pyrc R., 2011, *Wysokość, natężenie i przestrzenny rozkład opadów atmosferycznych*, [w:] M. Maciejewski, M.S. Ostojski, T. Walczykiewicz (red.), *Dorzecze Wisły. Monografia powodzi maj-czerwiec 2010*. IMGW-PIB Warszawa.
- Cebulak E., Limanówka D., 2007, *Dni z ekstremalnymi temperaturami powietrza w Polsce*, [w:] *Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych*, IGiGP UJ, Kraków, 185–194.
- Cebulak M., 2016, *Niedobory opadów atmosferycznych w okresie wegetacyjnym w zlewni Małej Wisły (1984–2013)*, *Acta Sci. Pol. Formatio Circumietus* 15 (2), 13–26.

- Cebulska M., 2018, *Okresy bez opadów i ze słabymi opadami w polskich Karpatach (1984–2013)*, Polish Journal of Agronomy 34, 52–61.
- Cebulska M., Szczepanek R., Twardosz R., 2013, *Rozkład przestrzenny opadów atmosferycznych w dorzeczu górnej Wisły. Opady średnie roczne (1952–1981)*, WIŚ PK, IGiGP UJ, Kraków.
- Changnon S.A., 2003, *Urban modification of freezing-rain events*, Journal of Applied Meteorology and Climatology, 42, 863–870.
- Chelmicki W., Skąpski R., Soja R., 1998–1999, *Reżim hydrologiczny rzek karpaccich w Polsce*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Phys., 29–30, 67–80.
- Chojnacka-Ożga L., Ożga W., 2018, *Silne wiatry jako przyczyna zjawisk klęskowych w lasach*, Studia i Materiał CEPL w Rogowie, 20, 54/4, 13–23.
- Czarnecka M., 2012, *Częstość występowania i grubość pokrywy śnieżnej w Polsce*, Acta Agrophysica, 2012, 19(3), 501–514.
- Czarnecka M., Nidzgorska-Lencewicz J., 2013, *The occurrence of atmospheric thaw in Poland over the last 50 years*, Geographia Polonica, 86, 4, 327–340.
- Degirmendźić J., Walisch M., Szmidt A., 2014, *Pola opadów w Polsce związane z niżami Vb Van Bebbera*, Acta Universitatis Lodzianis, Folia Geographica Physica, 13, 3–15.
- Dołęga E., Lorenc H., 2012, *Ryzyko występowania gołoledzi w Polsce*, [w:] H. Lorenc (red.), *Klęski żywiołowe a bezpieczeństwo wewnętrzne kraju*, IMGW-PIB, Warszawa, 98–119.
- Economic losses, poverty & disasters 1998–2017*, 2018, Centre for Research on the Epidemiology of Disasters CRED; United Nations Office for Disaster Risk Reduction (UNISDR). DOI:10.13140/RG.2.2.35610.08643.
- Encyklopedia Klimatologiczna ESPERE*, 2022, *Klimat i rolnictwo, poziom podstawowy*, Typy susz, <https://open.uj.edu.pl/mod/page/view.php?id=1093> [dostęp: 30.07.2022].
- Falarz M., 1998, *Wieloletnia zmienność pokrywy śnieżnej w Krakowie na tle zmian w obszarach podmiejskich*, Acta Universitatis Lodzianis, Folia Geographica Physica, 3, 473–481.
- Falarz M., Bednorz E., 2001, *Snow Cover Change*, [w:] M. Falarz (red.), *Climate Change in Poland. Past, Present, Future*, Springer, 375–390.
- Flash Flood Guidance System (FFGS) with Global Coverage*, 2022, portal Światowej Organizacji Meteorologicznej, <https://community.wmo.int/hydrology-and-water-resources/flash-flood-guidance-system-ffgs-global-coverage> [dostęp: 30.07.2022].
- Fortuniak K., 2003, *Miejska Wyspa ciepła. Podstawy energetyczne, studia eksperymentalne, modele numeryczne i statystyczne*, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, 1999, PWN, Warszawa.
- Gorczyński W., 1915a, *O zmienności temperatury z dnia na dzień w Polsce i w Eurazji*, Warszawa, Drukarnia i Litografia Jana Cotty.
- Gorczyński W., 1915b, *O zmianach długoletnich temperatury powietrza w Polsce i Eurazji*, Warszawa, Drukarnia i Litografia Jana Cotty.
- Gorczyński W., 1916, *Badanie współzależności przebiegów temperatury metodą korelacyjną*, Warszawa, Drukarnia i Litografia Jana Cotty.
- Hov Ø., Cubasch U., Fischer E., Höppe P., Iversen T., Kvamstø N.G., Kundzewicz, Z.W., Rezacova D., Rios D., Duarte Santos F., Schädler B., Veisz O., Zerefos C., Benestad R., Murlis J., Donat M., Leckebusch G.C., Ulbrich U., 2013, *Extreme weather events in Europe: preparing for climate change adaptation*, Norwegian Meteorological Institute, Oslo.
- Instrukcja dla stacji meteorologicznych*, 1962, Seria A: Instrukcje i podręczniki, 65, PIHM, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- IPCC 2001, *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881.
- IPCC 2007, *Climate Change 2007, The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996.
- IPCC 2013, *Climate Change 2013, The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.

- IPCC 2021, *Sixth Assessment Report, Working Group 1: The Physical Science Basis* <https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/>.
- ISOK, 2022a, <https://imgw.isok.gov.pl/mapy-zagrozen-i-ryzyka/zagrozenia-meteorologiczne/intensywne-opady-atmosferyczne.html>. [dostęp: 30.07.2022].
- ISOK, 2022b, <https://imgw.isok.gov.pl/mapy-zagrozen-i-ryzyka/zagrozenia-meteorologiczne/intensywne-opady-atmosferyczne/zroznicowanie-sezonowe-i-przestrzenne.html>. [dostęp: 30.07.2022].
- ISOK, 2022c, <https://imgw.isok.gov.pl/mapy-zagrozen-i-ryzyka/zagrozenia-meteorologiczne/intensywne-opady-atmosferyczne/studium-przypadku.html>. [dostęp: 30.07.2022]
- ISOK, 2022d, <https://imgw.isok.gov.pl/mapy-zagrozen-i-ryzyka/zagrozenia-meteorologiczne/intensywne-opady-atmosferyczne/zagrozenia-zwiazane-z-wystepowaniem.html>. [dostęp: 30.07.2022]
- Jania J.A., Zwoliński Z., 2011, *Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne, hydrologiczne i geomorfologiczne w Polsce*, Landform Analysis, 15, 51–64.
- Kaczorowska Z., 1962, *Opady w Polsce w przekroju wieloletnim*, Prace Geograficzne IG PAN, 33, 7–112.
- Kendon E.J., Roberts N.M., Fowler H.J., Roberts M.J., Chan S.C., Senior C.A., 2014, *Heavier summer downpours with climate change revealed by weather forecast resolution model*, Nature Climate Change 4, 7, 570–576. DOI:10.1038/nclimate2258.
- Knippertz P., Ulbrich U., Speth P., 2000, *Changing cyclones and surface wind speeds over the North Atlantic and Europe in a transient GHG experiment*, Climate Research, 15, 109–122.
- Konieczny R., Madej P., Bogdańska-Warmuz R., Żelaziński J., 2006, *Planowanie ograniczania skutków powodzi w Polsce. Ocena dotychczasowych programów, planów i strategii w dorzeczu Wisły*, Mat. Bad., ser. Gospodarka Wodna i Ochrona Wód, 22, IMGW, Warszawa.
- Kossowska-Cezak U., Martyn D., Olszewski K., Kopacz-Lembowicz M., 2000, *Meteorologia i klimatologia. Pomiar, obserwacje, opracowania*, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.
- Kowanetz L., 2007, *Stosunki anemologiczne*, [w:] D. Matuszko (red.), *Klimat Krakowa w XX wieku*, IGiP UJ, Kraków, 149–167.
- Koźmiński Cz., Drogosz J., 1980, *Czasowy i przestrzenny rozkład gołoledzi w Polsce*, Przegląd Geograficzny, 52, 2, 375–387.
- Koźuchowski K., 1996, *Współczesne zmiany klimatyczne w Polsce na tle zmian globalnych*, Przegl. Geogr. 68(1–2), 79–98.
- Koźuchowski K., Żmudzka E., 2003, *100-year series of areally averaged temperatures and precipitation totals in Poland*, Acta Universitatis Wratislaviensis, 2542, Studia Geograficzne, 75, 116–122.
- Kuchcik M., 2017, *Warunki termiczne w Polsce na przełomie XX i XXI wieku i ich wpływ na umieralność*, IGiPZ PAN, Prace Geograficzne 263.
- Leckebusch G.C., Ulbrich U., 2004, *On the relationship between cyclones and extreme windstorm events over Europe under climate change*, Global Planet Change, 44, 1–4, 181–193.
- Lehmann J., Coumou D., Frieler K., 2015, *Increased record-breaking precipitation events under global warming*, Climatic Change, 132, 4, 501–515. DOI:10.1007/s10584-015-1434-y.
- Lewińska J., Zgud K., Baścik J., Wiatrak W., 1990, *Klimat obszarów zurbanizowanych*, IGPiK, Warszawa.
- Lorenc H. (red.), 2012, *Klęski żywiołowe a bezpieczeństwo wewnętrzne kraju*, Seria publikacji naukowo-badawczych IMGW-PIB, Warszawa.
- Lorenc H., 1996, *Struktura i zasoby energetyczne wiatru w Polsce*, Mat. Bad. IMGW Meteorologia, 25.
- Łupikasa E., Małarzewski Ł., 2021, *Precipitation Change*, [w:] M. Falarz (red.), *Climate Change in Poland. Past, Present, Future*, Springer, 349–374.
- Makkonen L., Ruokolainen L., Räisänen J., Tikanmäki M., 2007, *Regional climate model estimates for changes in Nordic extreme events*, Geophysica 43, 1–2, 25–48.
- Marcinek M., 2016, *Charakterystyka, klasyfikacja i zasięg oddziaływania wiatru halnego*, Praca magisterska, Archiwum Zakładu Klimatologii IGiP UJ.
- Marsz A., Styszyńska A., 2018, *Przebieg temperatury zim na obszarze Polski w latach 1720–2015*, Prace Geograficzne, 155, 85–138, doi: 10.4467/20833113PG.18.018.9541.
- Matuszko D., Piotrowicz K., Kowanetz L., 2015, *Klimat*, [w:] M. Baścik, B. Degórska (red.), *Środowisko przyrodnicze Krakowa: zasoby, ochrona, kształtowanie*, IGiP UJ, Kraków, 81–108.
- Mikulski Z., 1954, *Katastrofalne powodzie w Polsce*, Czas. Geogr., 25, 4, 380–396.
- Morawska-Horawska M., 1992, *Warunki powstawania wiatru halnego i próba oceny jego zasięgu*, Folia Geographica, series Geographica-Physica, 23, 73–79.
- Mrugała S., 1987/88a, *Przestrzenny rozkład odwilży atmosferycznych na obszarze Polski*, Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, 42/43, 9, Sectio B, 156–171.
- Mrugała S., 1987/88b, *Typy cyrkulacji i masy powietrzne a występowanie odwilży atmosferycznych w Polsce*, Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, 42/43, 10, Sectio B, 173–187.

- Mrugała S., 1988, *Częstość występowania typów cyrkulacji w poszczególnych rodzajach odwilży atmosferycznych na obszarze Polski*, Biuletyn Lubelskiego Towarzystwa Naukowego, Folia Societatis Scientiarum Lublinensis, Geografia, 30, 2, 61–65.
- Niedźwiedz T., Orlicz M., Orliczowa J., 1985, *Wiatr w Karpatach Polskich*, Zesz. IGiPZ PAN, 6.
- Olechnowicz-Bobrowska B., 1970, *Częstość dni z opadem w Polsce*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 86, 1–75.
- Owczarek M., 2005, *Wpływ silnego wiatru na awarie sieci energetycznych na Pomorzu*, [w:] E. Bogdanowicz, U. Kossowska-Cezak, J. Szkutnicki (red.), *Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne*, PTGeof., IMGW, Warszawa, 371–377.
- Ozga-Zielińska M., Brzeziński J., 1994, *Hydrologia stosowana*, PWN, Warszawa.
- Pilorz W., 2015, *Very large hail occurrence in Poland from 2007 to 2015*, Contemp. Trends Geosci., 4 (1), 45–55. DOI:10.1515/ctg-2015-0005.
- Piotrowicz K., Bielec-Bąkowska Z., Krzyworzeka K., 2020, *Groźne zjawiska meteorologiczne w Krakowie i powiecie krakowskim w świetle interwencji straży pożarnej i policji*, IGiPZ UJ, Kraków, <http://www.pinap.geo.uj.edu.pl/publikacje,000256>.
- Płatkiewicz K., 2020, *Zróżnicowanie przestrzenne wypadków i kolizji drogowych w Krakowie oraz jego uwarunkowania*, IGiPZ UJ, Kraków.
- Pociask-Karteczka J., Żychowski J., 2014, *Powódzie błyskawiczne (flash floods) – przyczyny i przebieg*, [w:] T. Ciupa, R. Suligowski, *Woda w mieście*, Monografie Komisji Hydrologicznej PTG, 2, Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Kielce, 213–226.
- Poprawa D., Rączkowski W., 2003, *Osuwiska Karpat*, Przegl. Geolog., 51, 8, 685–692.
- Powódź w województwie małopolskim w 2010 roku*, 2011, Urząd Statystyczny w Krakowie, Małopolski Ośrodek Badań Regionalnych, Kraków.
- Pożarska K., Grabowski J., Grabowska K., 2016, *Występowanie burz atmosferycznych i opadów gradu w wybranych miejscowościach Polski północno-wschodniej*, Annales UMCS, 71 (4), Sectio e Agricultura, 1–9.
- Pryor S.C., Barthelmie R.J., Schoof J.T., 2005, *The Impact of non-stationarities in the climate system on the definition of 'a normal wind year': a case study from Baltic*, International Journal of Climatology, 25, 735–752.
- Punzet J., 1998-1999, *Występowanie katastrofalnych wezbrań w karpackiej części dorzecza Wisły*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Phys., 29–30, 81–111.
- Radzka E., 2014, *Ciągi dni bezopadowych w okresie wegetacyjnym w środkowo-wschodniej Polsce (1971-2005)*, Acta Agrophysica, 21(4), 483–491.
- Romer E., 1947, *Rozmyślania klimatyczne*, Czasopismo Geograficzne, 17, 3-4.
- Romer E., 1948/49, *Rehabilitacja wartości średniej temperatury roku*, Przegląd Geograficzny, 22.
- Rozporządzenie Ministra Gospodarki Morskiej i Żeglugi Śródlądowej z dnia 28 czerwca 2019 r. w sprawie ostrzeżeń, prognoz, komunikatów, biuletynów i roczników państwowej służby hydrologiczno-meteorologicznej i państwowej służby hydrogeologicznej*, Dz.U.2019 poz. 1215. [dostęp: 21.09.2020].
- Ryguła A., Konior A., 2014, *Zintegrowany system ostrzegania kierujących przed zagrożeniami meteorologicznymi*, Logistyka, 5, 1326–1333.
- Sadowski M., 1965, *Obłodzenie przewodów w Polsce*, Prace PIHM, 87, 65–79.
- Śliwińska M., Ciaranek D., 2015, *Very strong foehn winds in the Tatra Mountains (Polish Carpathian Mountains) – causes, course and consequences*, Air and Water Components of the Environments, 109–116.
- Słownik meteorologiczny*, 2003, T. Niedźwiedz (red.), PTGeofiz., IMGW, Warszawa.
- Starkel L., 1998, *Funkcja powodzi w środowisku przyrodniczym dorzecza górnej Wisły*, [w:] L. Starkel, J. Grela (red.), *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku*, PAN, Kraków, 9–20.
- Sulikowska A., Wypych A., 2020, *Summer temperature extremes in Europe: how does the definition affect the results?*, Theoretical and Applied Climatology, 141, 19–30.
- Susza, 2022, portal Ministerstwa Klimatu i Środowiska, <https://www.gov.pl/web/susza/susza>. [dostęp: 30.07.2022].
- Szajda J., Czerwiński M., Jakimiuk S., 2007, *Ocena suszy meteorologicznej w okresie wegetacyjnym na Polesiu Lubelskim za pomocą wybranych wskaźników*, Woda-Środowisko-Obszary wiejskie, 7, 2a, 313–326.
- Szot S., 2013, *Synoptyczne uwarunkowania zjawisk niebezpiecznych dla lotnictwa*, Zeszyty Naukowe Towarzystwa Doktorantów UJ, Nauki Ścisłe, 7, 2, 25–38.
- Szwed M., Pińskwar I., Kundzewicz Z.W., Graczyk D., Mezghani A., 2017, *Changes of snow cover in Poland*, Acta Geophys, 65, 65–76, doi.org/10.1007/s11600-017-0007-z.
- Taszarek M., Brooks H.E., 2015, *Tornado climatology of Poland*, Monthly Weather Review, 143, 702–717. doi: 10.1175/MWR-D-14-00185.1.

- Taszarek M., Gromadzki K., 2017, *Deadly tornadoes in Poland from 1820 to 2015*, Monthly Weather Review, 145 (4), 1221–1243.
- Taszarek M., Suwała K., 2015, *Large hail in Poland in 2012*, Quaestiones Geographicae, 34 (1), 75–84.
- Trepińska J., Ustrnul Z., Kowanetz L., 1997, *Variability of air temperature in the Central Europe in the period 1792-1995*, Geographia Polonica, 70, 43-52.
- Twardosz R., Łupikasa E., Niedźwiedź T., 2011, *Zmienność i uwarunkowania cyrkulacyjne występowania postaci i typów opadów atmosferycznych na przykładzie Krakowa*, Wydawnictwo UJ, Kraków.
- Twardosz R., Niedźwiedź T., Łupikasa E., 2010, *Burze gradowe w Krakowie i ich uwarunkowania cyrkulacyjne (1863-2008)*, [w:] T. Ciupa, R. Suligowski (red.), *Woda w badaniach geograficznych*, Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy Jana Kochanowskiego w Kielcach, Instytut Geografii, COMPUS. Kielce, 303–331.
- Ulbrich U., Fink A.H., Klawe M., Pinto J.G., 2001, *Three extreme storms over Europe in December 1999*, Weather, 56, 70–80.
- Ustrnul Z., 1992, *Potencjalne warunki występowania wiatrów fenowych w Karpatach Polskich*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne 90, 97–111.
- Ustrnul Z., 2000, *Synoptic-climatic structure of the extreme air thermal phenomena in Poland*, Geographia Polonica, 73, 2, 99-109.
- Ustrnul Z., Wypych A., 2011a, *Ekstremalne temperatury powietrza w Polsce w świetle różnych klasyfikacji typów cyrkulacji*, Prace i Studia Geograficzne, Wydawnictwa Wydziału Geografii i Studiów Regionalnych UW, 47, 87-95.
- Ustrnul Z., Wypych A., Czekierda D., 2021, *Air Temperature Change*, [w:] M. Falarz (red.), *Climate Change in Poland. Past, Present, Future*, Springer, 273-330.
- Ustrnul Z., Wypych A., Kosowski M., 2011b, *Ekstrema termiczne i opadowe w Polsce w świetle różnych metod wyróżniania wartości ekstremalnych*, Wiadomości Meteorologii Hydrologii Gospodarki Wodnej, 5, 1-2, 55-68.
- Vademecum. Niebezpieczne zjawiska meteorologiczne, geneza, skutki, częstość występowania*, 2013a, Część pierwsza – wiosna, lato, IMGW-PIB, Warszawa.
- Vademecum. Niebezpieczne zjawiska meteorologiczne, geneza, skutki, częstość występowania*, 2013b, Część druga – jesień, zima, IMGW-PIB, Warszawa.
- Westra S., Fowler H.J., Evans J.P., Alexander L.V., Berg P., Johnson F., Kendon E.J., Lenderink G., Roberts N.M., 2014, *Future changes to the intensity and frequency of short-duration extreme rainfall*, Reviews of Geophysics, 52(3), 522–555. DOI: 10.1002/2014RG000464.
- Wibig J., 2021, *Change of Wind*, [w:] M. Falarz (red.), *Climate Change in Poland. Past, Present, Future*, Springer, 391–420.
- Wypych A., Sulikowska A., Ustrnul Z., Czekierda D., 2017a, *Temporal variability of summer temperature extremes in Poland*, Atmosphere, 8, 51. doi:10.3390/atmos8030051.
- Wypych A., Sulikowska A., Ustrnul Z., Czekierda D., 2017b, *Variability of growing degree days in Poland in response to ongoing climate changes in Europe*, International Journal of Biometeorological, 61, 9, 49-59. doi:10.1007/s00484-016-1190-3.
- Wypych A., Ustrnul Z., Schmatz D.R., 2018, *Long-term variability of air temperature and precipitation conditions in the Polish Carpathians*, Journal of Mountain Science, 15(2), 237-253, doi:10.1007/s11629-017-4374-3.
- Zagrożenia okresowe występujące w Polsce*, 2010, Rządowe Centrum Bezpieczeństwa, Wydział Analiz i Prognoz, Biura Monitorowania i Analizy Zagrożeń RCB, Warszawa.
- Ziernicka-Wojtaszek A., 2006. *Zmienność opadów atmosferycznych na obszarze Polski w latach 1971–2000*. [w:] J. Trepińska, Z. Olecki (red.), *Klimatyczne aspekty środowiska geograficznego*, IGiGP UJ, Kraków, 139–148.
- Ziernicka-Wojtaszek A., Kaczor G., 2013, *Wysokość i natężenie opadów atmosferycznych w Krakowie i okolicach podczas powodzi w okresie maj–czerwiec 2010*, Acta Scientiarum Polonorum, Formatio Circumiectus, 12 (2), 143–151.

Strony internetowe [data dostępu 19.08.2022]

<https://imgw.isok.gov.pl>
<https://klimat.imgw.pl>
<https://lowcyburz.pl>
www.eswd.eu
www.gov.pl
www.nssl.noaa.gov/education/svrwx101

Dokument powstał jako realizacja działania C5 projektu LIFE-IP EKOMALOPOLSKA „Wdrażanie Regionalnego Planu Działań dla Klimatu i Energii dla województwa małopolskiego” (LIFE-IP EKOMALOPOLSKA / LIFE19 IPC/PL/000005) dofinansowanego ze środków programu LIFE Unii Europejskiej oraz Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej. Podsumowanie przedstawia wyłącznie poglądy autorów, a Komisja Europejska nie ponosi odpowiedzialności za żadne ewentualne wykorzystanie zawartych w nim informacji.