

**ANNA STYSZYŃSKA
KAROLINA KROŚNICKA**

Politechnika Gdańska

ANDRZEJ A. MARSZ

Polskie Towarzystwo Geofizyczne, Oddział Bałtycki

**WSPÓŁCZESNE ZMIANY KLIMATYCZNE
I ICH WPŁYW NA FUNKCJONOWANIE
SYSTEMÓW MIEJSKICH
(NA PRZYKŁADZIE MIAST STREFY NADMORSKIEJ POLSKI)**

Abstract: Contemporary Climate Changes and Their Impact on Functioning of Urban Systems (on the Example of Polish Coastal Zone). The purpose of this article is to present contemporary climatic changes in their actual scale, and to assess their impact on functioning of urban areas situated on the Polish coast. The results of the analysis of variability of hydro-climatic conditions that occurred in the last 65 years (1951-2015) in the area of the Polish coast suggest that important changes were concerning: (1) temperature of the air, and thickness and length of the occurrence of the snow cover, (2) sea surface temperature, and thickness and length of the occurrence of ice cover, (3) sea level rise during storm surges. It was found, however, that the occurrence of catastrophic floods from precipitation in the Tri-City area is not the result of climate change, but it is caused by local conditions. The observed increase of air temperatures, and average sea surface temperatures in the Southern Baltic has generally a positive impact on functioning of coastal cities, and does not need any complex adaptation plans to climate changes. Summer is the only period in which the increase of temperature influence cities negatively, due to strengthening the urban heat islands. In this case, the architectural solutions, that require large amounts of energy should be eliminated. In urban planning scale, the solutions helping to cool the space in between buildings should be implemented. Sea level rise in the years 2009-2015, caused by storm surges, should be regarded as a significant change in the climate of the Southern Baltic Sea. Taking these changes into account maps of hazard and flood risk, developed in an ISOK project, should be the basis for detailed records in Study of Conditions and Directions of Spatial Development and local development plans of cities, determining the rules and restrictions of the investment and management in the areas at risk of flooding.

Keywords: Climate change, Polish coast, urban systems.

Wstęp

O współczesnych zmianach klimatycznych obecnie mówi się, i pisze, często. Przedstawiane są różne, często apokaliptyczne, wizje negatywnych skutków zmian klimatycznych [np. Flannery 2005]. Problem jest niewątpliwie ważny. Bardzo mocno eksploatowany jest temat współczesnych zmian klimatycznych w środkach masowego przekazu, w tym w Internecie. Można zaryzykować twierdzenie, że większość informacji na ten temat pochodzi właśnie ze środków masowego przekazu. Niestety, nad informacjami rzetelnymi, dominuje tam szum informacyjny.

W środowiskach naukowych tematyka ta podejmowana jest często, jednak na ogół traktowana „obocznie”. Wyjątkiem są prace meteorologów i klimatologów. Ich prace charakteryzują rozmiary i skalę zachodzących zmian klimatycznych, na ogół jednak nie wnikają głębiej w konsekwencje tych zmian. Odbiór tych ostatnich prac przez specjalistów z innych dziedzin jest jednak zróżnicowany, często rozumiane są one intuicyjnie, lub wręcz opatrnie. Dotyczy to zwłaszcza interpretacji podawanych wartości charakteryzujących zmiany klimatu i ich ewentualnych konsekwencji. Wyraźnie zauważa się niechęć do formułowania konkretnych wniosków i konkretnych ocen skutków zmian klimatycznych – mają one najczęściej bardzo ogólny, deklaratywny charakter.

Zdecydowana większość badaczy zajmujących się genezą współczesnych zmian klimatycznych przyjmuje lub jest skłonna tezę uważać za prawdziwą, że obserwowane obecnie zmiany klimatu stanowią rezultat działalności ludzkiej. Według nich bezpośrednią przyczyną tych zmian jest wzmożona emisja gazów cieplarnianych do atmosfery, głównie CO₂, będąca skutkiem stale rosnącego spalania paliw kopalnych, szczególnie nasilającego się od drugiej połowy XX w. Proces ten ma charakter globalny, a jego najwyraźniejszym przejawem jest „globalne ocieplenie” [Anthropogenic Global Warming, dalej AGW; IPCC 2007]. Nieliczni badacze są zdania, że obserwowany wzrost temperatury powietrza stanowi rezultat działania procesów naturalnych, funkcjonujących w ziemskim systemie klimatycznym. Niezależnie od tego, jaka jest rzeczywista przyczyna zmian klimatu, same zmiany klimatu, zwłaszcza wzrost temperatury powietrza, jest stwierdzonym empirycznie faktem [Kožuchowski 2007, 2009, 2011].

Tak zwana walka ze zmianami klimatu polega głównie na ograniczeniu emisji CO₂ do atmosfery, co w najlepszym przypadku może spowolnić wzrost temperatury powietrza. Należy zdawać sobie sprawę z tego, że nawet jeśli nastąpi w wyniku takich czy innych działań zakładane ograniczenie emisji gazów cieplarnianych do atmosfery, skutki tego będą bardzo rozciągnięte w czasie, a powrót klimatu do stanu poprzedzającego wcale nie jest przesądzony [IPCC... *Mitigation* 2007]. Jeśli natomiast obserwowane zmiany klimatu mają swoją przyczynę w działaniu procesów naturalnych, prowadzona „walka” ze zmianami klimatu jest, w sensie jej wpływu na klimat, działaniem chybionym. Natomiast jak najbardziej uzasadniony jest proces adaptacji do zachodzących zmian klimatu w skali regionalnej i lokalnej.

Komitet Przestrzennego Zagospodarowania PAN, wspólnie z Komitetem Nauk Geograficznych PAN i Narodowym Komitetem Narodowym IGBP w 2009 r. zorganizował konferencję *Zrównoważone warunki życia w zmieniającym się systemie klimatycznym Ziemi*. W programie tej konferencji i wydanych materiałach (Studia KPZK, t. CXXIV) poruszano szerokie spektrum zagadnień, jednak tematyka funkcjonowania systemów miejskich i ich adaptacji do zmieniających się warunków zmian klimatu nie znalazła tam miejsca.

Programów adaptacji do zmian klimatu jest wiele. Najważniejsze dla Europy programy adaptacyjne prowadzone są pod auspicjami Unii Europejskiej, kilka z tych programów prowadzonych jest przez polskie ośrodki naukowe¹. Instytut Ochrony Środowiska opracował *Strategiczny plan adaptacji dla sektorów i obszarów wrażliwych na zmiany klimatu do roku 2020 z perspektywą do roku 2030 [IOŚ-PIB 2013]*. Sformułowane tam wnioski na temat niezbędnych działań adaptacyjnych są relatywnie skromne. Rekomendowane kierunki działań adaptacyjnych dla obszarów województwa pomorskiego sformułowane są następująco:

- *ochrona brzegów morskich i obszarów portowych, ochrona przeciwpowodziowa,*
- *ochrona przed powodzią obszarów zidentyfikowanych we wstępnej ocenie ryzyka powodziowego oraz obszarów wyznaczonych na mapach zagrożenia powodziowego,*
- *wdrożenie systemów ochrony terenów rolniczych i leśnych przed suszą poprzez ochronę gleb przed przesuszaniem i mała retencja wodna.*

Brak tu wskazań dla obszarów miejskich województwa. W samej *Strategii [IOŚ-BIP 2013]* identyfikacja zagrożeń stwarzanych przez zmiany klimatu dla obszarów zurbanizowanych potraktowana jest bardzo ogólnikowo – ... *Miasta zagrożone są bezpośrednio szczególnie trzema zjawiskami: intensyfikacją miejskiej wyspy ciepła i silnymi ulewami powodującymi podtopienia oraz suszą sprzyjającą deficytowi wody w miastach. W mniejszym stopniu zagrożenie stanowią silne wiatry, które z uwagi na dużą szorstkość podłoża w miastach tracą swoją siłę (zagrożenie to może dotyczyć małych miast oraz przedmieść o zabudowie rozproszonej). Miejska wyspa ciepła jest efektem zaburzonego przez powierzchnie sztuczne (asfalt, beton, pokrycia dachów itp.) przebiegu procesów wymiany energii między podłożem a atmosferą. Dodatkowo wzmacnia ją wzrastająca temperatura co sprzyja stresowi cieplnemu, stagnacji powietrza nad miastem, wzrostowi koncentracji zanieczyszczonego powietrza, w tym pyłu zawieszonego i smogu. [IOŚ-BIP 2013: 31].* Dodatkowo wymienione są zagrożenia obszarów metropolitalnych stwarzane przez powodzie, spowodowane przez wystąpienie opadów ulewnych, oraz same opady ulewne [IOŚ-BIP 2013: 32].

Celem opracowania jest przedstawienie zachodzących współcześnie zmian klimatycznych w ich realnym wymiarze oraz ich ocena z punktu widzenia funkcjonowania systemów miejskich i obszarów zurbanizowanych. Terytorialnie omówienie tych zmian ograniczy się do pasa nadmorskiego Polski i miast tam położonych.

¹ Spis tych programów (do 2013 r.) – patrz strona www Instytutu Ochrony Środowiska: [<http://klimada.mos.gov.pl/zmiany-klimatu-w-polsce/projekty-badawcze/>].

Dane charakteryzujące przebiegi temperatury powietrza, które posłużyły do tego opracowania pochodzą ze zbioru ECA&D oraz zbiorów danych IMGW. Pozostałe dane (ciśnienie atmosferyczne, prędkość wiatru, liczba dni ze sztormem) zostały zebrane i przetworzone przez autorów tego opracowania z innych źródeł. Były nimi bazy danych NCDC/NOAA, NCEP-NCAR Reanalysis oraz IRI/LDEO Climate Data Library. Dane dotyczące zmian poziomu morza zaczerpnięto z zestawienia Wiśniewskiego i Wolskiego [2009], pierwotne dane pochodzą ze zbioru danych IMGW. Jakość tych danych nie budzi zastrzeżeń, są one w pełni wiarygodne.

1. Charakter i skala współczesnych zmian klimatycznych w strefie nadmorskiej Polski

Pod mianem *klimatu* rozumie się charakterystyczny dla wybranego okresu zbiór stanów przeciętnych parametrów (elementów klimatycznych) opisujących stan atmosfery nad jakimś obszarem oraz zakresów ich zmienności. Liczba parametrów, za pomocą których opisuje się klimat, jest znaczna, jednak nie wszystkie mają jednakową wagę. Najczęściej za wystarczające dla opisu warunków klimatycznych uważa się ciśnienie atmosferyczne, kierunek i prędkość wiatru, temperaturę powietrza, wilgotność powietrza, sumy opadów, zachmurzenie i usłonecznienie.

Szczegółową analizę zmian tych (i innych) parametrów przeprowadzono dla obszaru Bałtyku i obszarów wokółbałtyckich [Marsz *et al.* 2006]. W pracy tej zwrócono uwagę zarówno na zachodzące zmiany przebiegu parametrów meteorologicznych i klimatycznych, jak i na zmiany ich rozkładów zachodzące w funkcji czasu. Zgodnie z powszechnie przyjmowanymi poglądami [IPCC... *The Physical Science* 2007], wraz z postępującym globalnym ociepleniem następuje wzrost częstości występowania tzw. zjawisk ekstremalnych, czyli stanów danych parametrów klimatycznych odbiegających znacznie od ich stanów przeciętnych (wykraczających poza ± 2 lub ± 3 odchylenia standardowe) oraz zjawisk meteorologicznych cechujących się wyjątkowo gwałtownym przebiegiem. Analiza przeprowadzona w cytowanej pracy szczególnie skrupulatnie poszukiwała występujących na obszarach wokółbałtyckich trendów w częstotliwości występowania „zjawisk ekstremalnych”.

Analiza ta wykazała, że na obszarach nadmorskich Polski nastąpiły statystycznie istotne zmiany warunków termicznych (temperatura powietrza i temperatura powierzchni morza) oraz powiązanych z nimi takich cech, jak grubość i trwałość pokrywy śnieżnej, zlodzenie akwenów, *etc.* Nie odnotowano ukierunkowanych w funkcji czasu zmian sum opadowych, ani też wzrostu częstości wystąpienia opadów nawalnych i burz.

Wbrew obiegowym opiniom nie notuje się zwiększenia liczby dni ze sztormem (dni z wystąpieniem wiatru o prędkości maksymalnej przekraczającej $17,1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, albo inaczej siły wiatru 8 i więcej °B). Liczba dni z występowaniem spiętrzeń sztormo-

wych mieści się w granicach ich naturalnej zmienności (trend statystycznie istotny, ale bardzo bliski zeru ($0,006(\pm 0,002)$ dnia na rok)), choć obserwuje się powolny, systematyczny wzrost poziomu morza. Istotnie statystyczny wzrost poziomu morza w czasie spiętrzeń sztormowych pozwala traktować to zjawisko ekstremalne jako zmianę o charakterze klimatycznym.

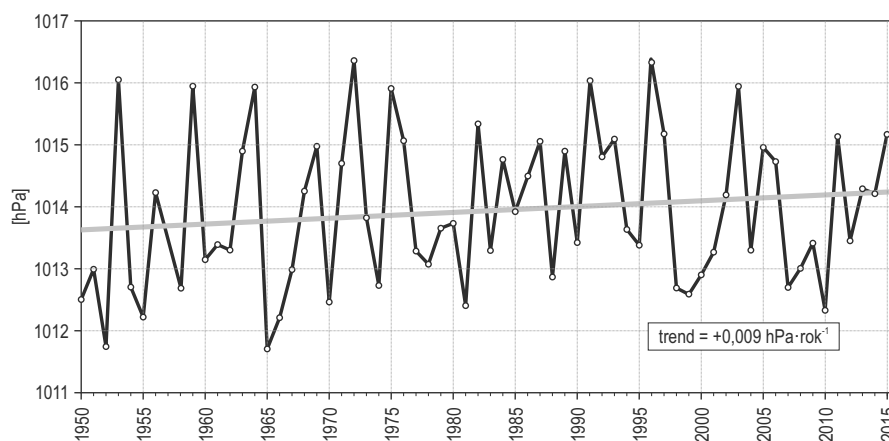
Zmienność ciśnienia atmosferycznego, wilgotności powietrza, zachmurzenia i usłonecznienia charakteryzuje się znaczną zmiennością międzyroczną, ale nie wykracza poza znaną z okresów wcześniejszych zmienność – statystycznie istotnych trendów w szeregach czasowych tych wielkości nie obserwuje się.

Zmienność przebiegów poszczególnych elementów klimatycznych na stacjach w strefie nadmorskiej Polski jest silnie skorelowana. Z tego względu zmiany temperatury powietrza zostaną zilustrowane przez ich zmienność na trzech stacjach – w Szczecinie, Koszalinie i Elblągu. Szczecin i Elbląg położone są na zachodnim i wschodnim skraju rozpatrywanego obszaru, stacja w Koszalinie leży w przybliżeniu pośrodku pasa nadmorskiego. Zmiany temperatury w Szczecinie i Elblągu informują o ewentualnych różnicach między zachodnią i wschodnią częścią pasa nadmorskiego. Zachowanie się w czasie temperatury powietrza lub innego elementu klimatycznego w Koszalinie można uważać za zbliżone do przeciętnego dla całej strefy nadmorskiej. Przestrzenna zmienność ciśnienia atmosferycznego, wilgotności powietrza, zachmurzenia, *etc.* jest nieduża, dostateczną ilustrację występującej zmienności i zmian dają przebiegi z jednego punktu.

1.1. Zmiany ciśnienia atmosferycznego, prędkości wiatru i liczby dni ze sztormem

Ciśnienie atmosferyczne jest istotnym elementem meteorologicznym, którego zmiany nie są dostrzegalne, ani bezpośrednio odczuwalne. Zmiany ciśnienia atmosferycznego warunkują jednak, bezpośrednio i pośrednio, przebieg wielu elementów meteorologicznych. Zmienność ciśnienia atmosferycznego badano w punkcie (gridzie) 55°N , $17,5^{\circ}\text{E}$. Punkt ten leży nieco na północ od środkowej części pasa nadmorskiego.

Ciśnienie atmosferyczne nad obszarem pasa nadmorskiego Polski i południowym Bałtykiem wykazuje charakterystyczną zmienność w cyklu rocznym – przeciętnie główne minimum roczne występuje w listopadzie i grudniu, drugorzędne w lipcu. Dwa słabo zaznaczające się maksima występują w maju i październiku. Analiza zmienności ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza (SLP) w okresie ostatniego 65-lecia (1951-2015) wykazuje, że w jego przebiegu zapisuje się aperiodyczna zmienność długookresowa o bardzo małej amplitudzie. W przebiegu średnich rocznych wartości SLP w badanym okresie nie występuje trend liniowy, którego wartość byłaby statystycznie istotna (ryc. 1). Analiza nie wykrywa również statystycznie istotnych trendów liniowych w poszczególnych miesiącach. Najsilniejszy trend w przebiegach miesięcznych SLP zaznacza się w grudniu, jest on również nieistotny

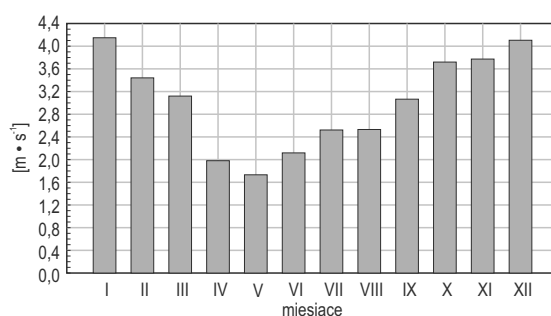


Ryc. 1. Przebieg wartości rocznych ciśnienia atmosferycznego [hPa] w gridzie 55°N, 17,5°E

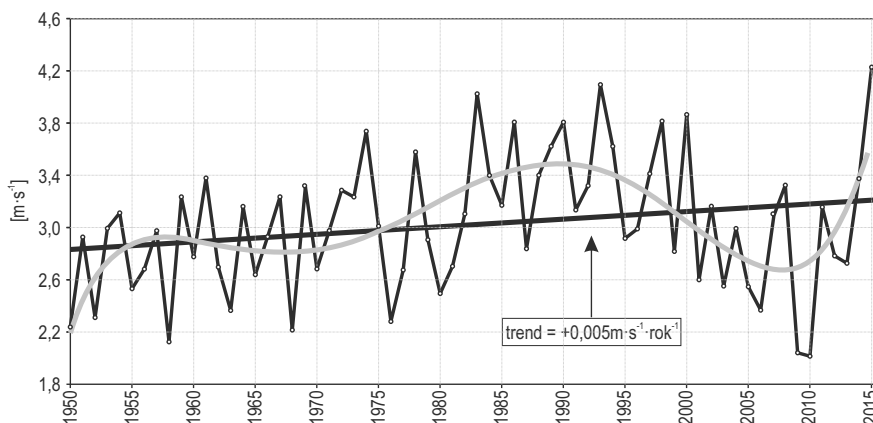
Źródło: Opracowanie własne (ryc. 1-9).

($+0,047 \text{ hPa}\cdot\text{rok}^{-1}$, $p = 0,31$). Oznacza to, że w rozpatrywanym okresie zmiany ciśnienia atmosferycznego nie wykroczyły poza granice naturalnej zmienności.

Ze zmianami ciśnienia atmosferycznego związana jest prędkość wiatru. Zmienność średniej miesięcznej prędkości wiatru wykazuje charakterystyczny cykl roczny z maksimum w grudniu i styczniu i minimum w kwietniu, maju i czerwcu (ryc. 2). Różnice między średnimi miesięcznymi są relatywnie duże. Analiza przebiegów średnich miesięcznych prędkości wiatru w tym samym punkcie, w którym analizowano zmiany ciśnienia atmosferycznego (55°N, 17,5°E) wykazuje, że zmienność międzyroczna prędkości wiatru jest w pasie nadmorskim znaczna, pojawiają się różnej długości serie lat, w których prędkość wiatru w danym miesiącu lub sezonie (porze roku) wzrasta. Serie tych lat oddzielane są podobnymi kilkuletnimi okresami wyraźnie obniżonej prędkości wiatru (patrz ryc. 3 – dopasowanie wielomianem). W żadnym miesiącu nie wykrywa się występowania istotnego statystycznie trendu,



Ryc. 2. Średnie miesięczne prędkości wiatru [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] w gridzie 55°N, 17,5°E (1951-2015)



Ryc. 3. Przebieg średniej rocznej prędkości wiatru [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$] w gridzie 55°N , $17,5^{\circ}\text{E}$ z zaznaczoną linią trendu i krzywą dopasowania przebiegu wielomianem piątego stopnia

ani też „skokowego” przejścia średnich z jednego poziomu na inny. Taki stan potwierdza przebieg średniej rocznej prędkości wiatru (ryc. 3).

Między początkiem lat 50. XX w. i początkiem lat 80. XX w. prędkość wiatru stopniowo rosła, osiągając maksimum w latach 80. i 90. XX w. Od tego momentu średnie prędkości wiatru zaczęły spadać – minimum ($\sim 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) wystąpiło w 2009 i 2010 r., po czym średnia roczna prędkość wiatru zaczęła ponownie rosnąć (ryc. 3). Brak zatem jakichkolwiek argumentów, aby twierdzić, że wystąpiły takie zmiany klimatu na obszarze strefy nadmorskiej Polski, w których doszło do ukierunkowanej zmiany prędkości wiatru, a zwłaszcza do wzrostu średniej prędkości wiatru. Trend liniowy rocznej prędkości wiatru jest znikomy i statystycznie nieistotny (praktycznie bliski zeru – $5 \text{ mm}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$).

Zgodnie z tezą o wzroście częstości występowania zjawisk ekstremalnych, wraz z postępującym globalnym ociepleniem powinna wzrosnąć maksymalna prędkość wiatru i częstość występowania wiatrów o bardzo dużych prędkościach. Wzrost częstości występowania bardzo silnych wiatrów na obszarze Polski (trąb powietrznych, tornad, huraganów) sygnalizują od czasu do czasu środki masowego przekazu. Ponieważ niszczycielskie działanie wiatru silnie wpływa na zakłócenia w funkcjonowaniu systemów miejskich, portów, zniszczeń na linii brzegowej, tezę tę poddano weryfikacji.

Analiza maksymalnych prędkości wiatru jest możliwa dla ostatnich dwudziestokilku-, trzydziestokilku lat². Dane z ostatnich 20-25 lat nie wskazują, aby doszło nad obszarem strefy nadmorskiej do statystycznie istotnego wzrostu częstości wystę-

² Liczne stacje meteorologiczne do lat 80. XX w. były wyposażone w wiatromierze pozwalające na pomiar prędkości wiatru do 18 lub $22,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Stanowiło to górną granicę pomiaru prędkości wiatru. W latach 80-90. XX w. sprzęt ten stopniowo wymieniano na nowoczesny, pozwalający na pomiar rzeczywistej prędkości wiatru w porywach. Stąd w szeregach czasowych prędkości wiatru pojawiły się wyższe prędkości maksymalnej prędkości wiatru, zwłaszcza prędkości wiatru w porywach.

powania wiatru o prędkości $25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ i większej. W osobnym studium Formela i Marsz [2011] poddano analizie częstości liczby dni ze sztormem³ nad Bałtykiem, w tym nad Bałtykiem Południowym w okresie 1971-2009. Analiza wykazała, że nie można mówić o ukierunkowanej zmianie liczby dni ze sztormem nad obszarem Bałtyku, a więc i nad strefą nadmorską Polski. Liczba ta początkowo rośnie, osiąga maksimum na przełomie lat 80. i 90. XX w., po czym, po 1995 r. gwałtownie spada. Przebieg liczby dni ze sztormem, co zrozumiale, odtwarza w ogólnych zarysach przebieg średniej rocznej prędkości wiatru. W latach 1971-2009 liczba dni ze sztormem wykazuje nad Południowym Bałtykiem słaby trend ujemny ($0,17 \text{ dnia}\cdot\text{rok}^{-1}$). Trend ten jest statystycznie istotny na 95% poziomie ufności ($p < 0,05$). Tak więc zarówno w przebiegu maksymalnej prędkości wiatru w porywach, jak i w liczbie dni ze sztormem zapisuje się duża zmienność długookresowa, nie można jednak twierdzić, aby nastąpiła zmiana o charakterze klimatycznym.

1.2. Zmiany poziomu morza

Mimo że Bałtyk jest morzem bezpływowym, jego poziom u wybrzeży Polski nie jest stały. Średni poziom morza wykazuje długookresowy słaby trend dodatni. W serii obserwacji mareograficznych ze Świnoujścia (lata 1811-1985), według Działuszkó i Jednoręła [1988], występuje trend wiekowy o wartości $0,7(\pm 0,1) \text{ mm}\cdot\text{rok}^{-1}$. W ostatnich latach tempo wzrostu poziomu morza wzrosło – jest ono dla okresu 1971-1991 szacowane na ok. $4,2 \text{ mm}\cdot\text{rok}^{-1}$ [Rotnicki, Borzyszkowska 1999].

W obrazie krótkookresowym, na tle niewielkich ($\pm 5\text{-}20 \text{ cm}$) wahań spowodowanych zmianami ciśnienia atmosferycznego i/lub zmianami kierunków dłużej wiejącego wiatru, występują nieokresowo wahania o relatywnie dużej amplitudzie, sięgającej od $-1,3$ do $+2,2 \div +3,2 \text{ m}$ względem zera normalnego⁴. Zmiany te zachodzą pod wpływem jednocześnie zachodzących szybkich zmian ciśnienia atmosferycznego i kierunku oraz prędkości wiatru.

Dla nawigacji niebezpieczne są obniżenia poziomu morza, te zachodzą zazwyczaj pod wpływem długo utrzymującego się wzrostu ciśnienia i występowania na ogół długotrwałych słabych wiatrów odlądowych. Znacznie większe zagrożenie, zwłaszcza dla brzegów i obszarów przybrzeżnych stwarzają wzrosty poziomu morza, które zachodzą w warunkach szybko przemieszczających się głębokich niżów ba-

³ *Sztorm* – sytuacja, w której wiatr osiąga siłę 8° w skali Beauforta ($17,1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) lub większą. Wiatr o takiej sile utrudnia poruszanie się pieszych, zagraża ruchowi samochodów ciężarowych o większej powierzchni nawiewu, powoduje ograniczone zniszczenia. Sztorm osiągający siłę 10°B ($24,5\text{-}28,4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) powoduje znaczne zniszczenia na lądzie i paraliżuje pracę portów.

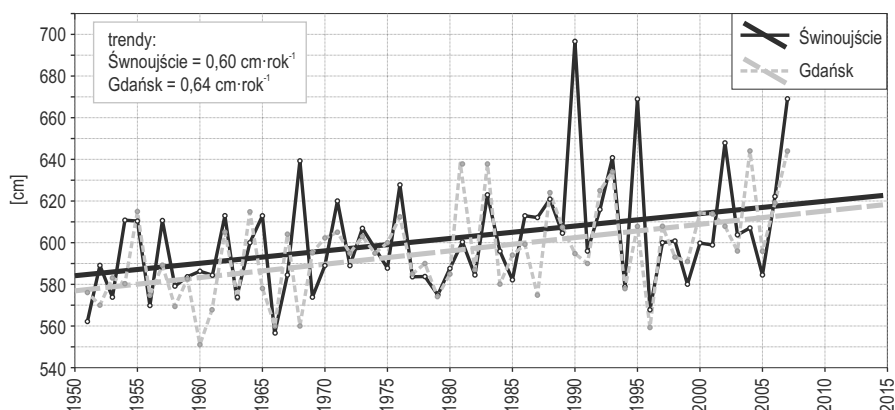
⁴ Zero normalne (Normal Null) – średni wieloletni poziom morza. Wobec wahań poziomu wody wokół poziomu średniego, aby uniknąć wartości ujemnych, wodowskazy zniwelowane są w taki sposób, że średniemu wieloletniemu poziomowi morza (**zeru normalnemu**) odpowiada wartość **500,0 cm. Poziom morza 820 cm (3,2 m powyżej zera normalnego) wystąpił w czasie spiętrzenia sztormowego na wybrzeżach Pomorza i południowych brzegach Bałtyku Zachodniego 12-13 listopada 1872 r.**

rycznych, którym towarzyszą silne i bardzo silne wiatry (fale anemobaryczne). Dla wybrzeży polskich są to wiatry z sektora od północo-zachodniego, przez północne do wschodnich. Szczególnie duże podniesienie poziomu morza może nastąpić, jeśli głęboki niż, z towarzyszącymi mu silnymi i bardzo silnymi wiatrami wystąpi w okresie wysokiego napełnienia Bałtyku.

Jeśli poziom morza na polskim wybrzeżu osiąga i/lub przekracza 570 cm (0,7 m powyżej zera normalnego, Majewski *et al.* 1983), taką sytuację określa się mianem „spiętrzenia sztormowego” albo „wezbrania sztormowego” (ang. *storm surge*, niem. *Sturmflut*). Rozkład spiętrzeń sztormowych wykazuje wyraźną sezonowość, występują one najczęściej w okresie jesienno-zimowym, od października do marca.

Spiętrzenia sztormowe charakteryzuje częstość ich występowania, czas ich trwania oraz maksymalna wysokość poziomu wody, jaka występuje w danym spiętrzeniu. Liczba spiętrzeń sztormowych w poszczególnych latach, podobnie jak liczba sztormów, wykazuje długookresowe wahania charakteryzujące się występowaniem okresów wzrostów i spadków częstości ich występowania. W okresie 1951-2015 największa częstość spiętrzeń sztormowych notowana była w latach 80. i 90. XX w., po czym nastąpił spadek ich frekwencji. W ostatnich latach (2009-2015) ich częstość ponownie rośnie. W okresie 1951-2007 największą liczbę spiętrzeń sztormowych na polskim wybrzeżu (11 przypadków) odnotowano w 1983 r. [Wiśniewski, Wolski 2009]. Odnotowuje się także lata kalendarzowe, w których nie wystąpiło ani jedno spiętrzenie przy polskich wybrzeżach (np. lata 1958, 1966, 1986, 1996). Ponieważ frekwencja spiętrzeń sztormowych jest ściśle związana z frekwencją sztormów, a ich częstość występowania nie wykazuje ukierunkowanego wzrostu, dodatni trend częstości występowania spiętrzeń sztormowych jest bliski zeru.

Inaczej zachowuje się maksymalna wysokość poziomu morza w czasie spiętrzeń sztormowych. Tu wysokość poziomu morza systematycznie rośnie. Analiza



Ryc. 4. Zmiany maksymalnych w danym roku poziomów morza notowanych w Świnoujściu i Gdańsku w latach 1951-2007 i ich trendy, według danych Wiśniewskiego i Wolskiego [2009]

maksymalnych poziomów morza odnotowanych w danym roku na stacjach mareograficznych polskiego wybrzeża zestawionych przez Wiśniewskiego i Wolskiego [2009] wykazuje występowanie w szeregach danych z lat 1951-2006 dodatniego trendu o wysokiej istotności statystycznej ($p < 0,005$). Średnia wartość trendu wzrostu poziomu morza dla całego polskiego wybrzeża może być oceniona jako $+6,11(\pm 2,01)$ mm·rok⁻¹. Trend ten jest nieco tylko mniejszy w zachodniej części wybrzeża (Świnoujście: $+6,00$ mm·rok⁻¹) niż w części wschodniej (Gdańsk $+6,40$ mm·rok⁻¹; patrz ryc. 4), mimo że amplituda zmian poziomu morza jest większa na wybrzeżu zachodnim, niż wschodnim. Wzrost poziomu morza, jaki zachodzi w czasie spiętrzeń sztormowych należy traktować jako istotną zmianę klimatu Bałtyku Południowego.

Oznacza to, że mimo to, że liczba spiętrzeń sztormowych w funkcji czasu praktycznie nie rośnie, ich wysokość staje się coraz większa. Wzrost maksymalnego poziomu morza o 0,6 cm rocznie wydaje się wartością niewielką, daje to 60 cm/100 lat. Jest to jednak wartość znacznie większa od przewidywanego przez IPCC 2007 wzrostu średniego poziomu Oceanu Światowego w najbliższym stuleciu (47 cm).

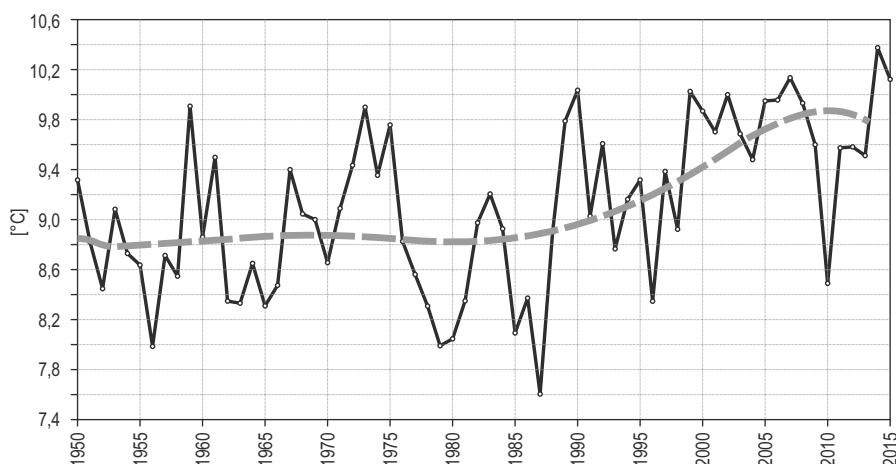
1.3. Zmiany temperatury powierzchni Bałtyku

Zmiany temperatury powierzchni wód (dalej SST) Bałtyku mogą wpływać na kształtowanie się sum opadów w strefie przybrzeżnej oraz wpływają na przebieg temperatury powietrza w strefie nadmorskiej – zwłaszcza na początku wiosny (w marcu-kwietniu) i na przełomie lata i jesieni (w sierpniu i wrześniu). Temperatura powierzchni wód Bałtyku w różnych momentach bezpośrednio wpływa na przebieg zjawisk lodowych na morzu, długość sezonu kąpielowego i warunków kąpieli (zakwity sinic), *etc.* Wywiera ona również wiele wpływów pośrednich na różne procesy naturalne.

W przebiegu średniej miesięcznej SST Morza Bałtyckiego zaznacza się sezonowość roczna, przesunięta jednak o miesiąc-dwa względem przebiegu temperatury powietrza. Przeciętnie minimum SST występuje w marcu, w końcu okresu wychładzania morza, maksimum w sierpniu, w końcu okresu letniego nagrzewania powierzchni morza.

W przebiegu wieloletnim średnia roczna SST wykazuje duże wahania – kilkuletnie wzrosty SST oddzielane są od siebie podobnej długości okresami ochłodzeń [Marsz *et al.* 2006; Marsz, Styszyńska 2010a]. Przebieg rocznej SST w latach 1951-2015 ujawnia, że do ok. 1988 r. temperatura powierzchni południowego Bałtyku utrzymywała się na poziomie $\sim 8,8^{\circ}\text{C}$, po 1988 r. zaczęła szybko wzrastać i ok. roku 2010 osiągnęła temperaturę o $\sim 1^{\circ}\text{C}$ wyższą ($\sim 9,8^{\circ}\text{C}$; ryc. 5). Najwyższą temperaturę roczną zaobserwowano w 2014 r. – było to aż $10,38^{\circ}\text{C}$. Jest to bardzo silny wzrost temperatury powierzchni morza, wykraczający poza granice zmian zachodzących w poprzednim okresie.

Analiza przebiegów średnich miesięcznych SST wykazuje, że wzrost ten nastąpił głównie dzięki szybkiemu wzrostowi akumulacji ciepła słonecznego w wodach w okre-



Ryc. 5. Przebieg średniej rocznej temperatury powierzchni Bałtyku Południowego (grid $2 \times 2^\circ$, 56°N , 18°E) w latach 1950-2015.

Linia przerywana – dopasowanie przebiegu wielomianem piątego stopnia

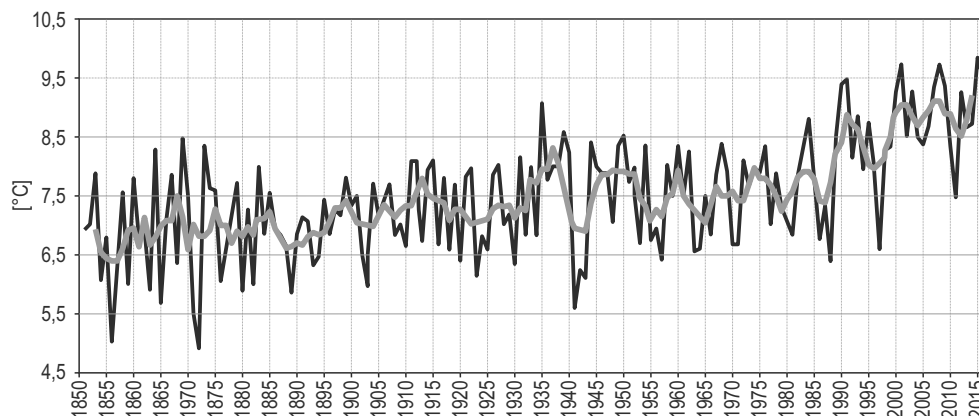
się letniego ogrzewania powierzchni morza [Marsz, Styszyńska 2010a]. W przebiegu średnich miesięcznych SST od marca do października włącznie występują statystycznie istotne, dodatnie trendy. Najsilniejszy wzrost SST następuje w sierpniu ($0,035^\circ\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$, $p < 0,001$), ale SST w sierpniu uzależniona jest od przyrostu SST w całym okresie od marca do sierpnia. W pozostałych czterech miesiącach (listopad-luty) trendy miesięcznych SST są również dodatnie, ale statystycznie nieistotne.

Miarą stopnia „ogrzania” powierzchni południowego Bałtyku jest to, że w latach 1951-1988 maksymalna średnia temperatura sierpnia na powierzchni południowego Bałtyku osiągnęła $19,0^\circ\text{C}$ tylko raz (w 1975 r.), gdy w krótszym o 11 lat okresie 1988-2015 taką temperaturę odnotowuje się pięciokrotnie. W tym samym okresie wystąpiła najwyższa od 1900 r. średnia miesięczna temperatura powierzchni morza w sierpniu ($+20,43^\circ\text{C}$, 1997 r.).

Przeprowadzona analiza pozwala na stwierdzenie, że w przypadku temperatury powierzchni południowego Bałtyku zaszła istotna statystycznie zmiana o charakterze klimatycznym. Nastąpił na powierzchni tego akwenu wyraźny wzrost temperatury, zarówno w skali średnich miesięcznych, jak i w skali średnich rocznych.

1.4. Zmiany temperatury powietrza

Roczna temperatura powietrza cechuje się długookresową zmiennością. Przegląd zmian temperatury rocznej w Koszalinie, jaka zachodziła w ciągu ostatnich 166 lat (1850-2015; ryc. 6) pozwala dostrzec, że w całym okresie obserwacji występuje w szeregu długookresowy trend dodatni. Na tle tego trendu zauważa się, zróżnicowany w funkcji czasu zakres zmienności oraz krótsze okresy, w których występowały



Ryc. 6. Przebieg rocznej temperatury powietrza [°C] w Koszalinie w latach 1850-2015.
 Gruba linia – przebieg wyrównany 5-punktową średnią kroczącą

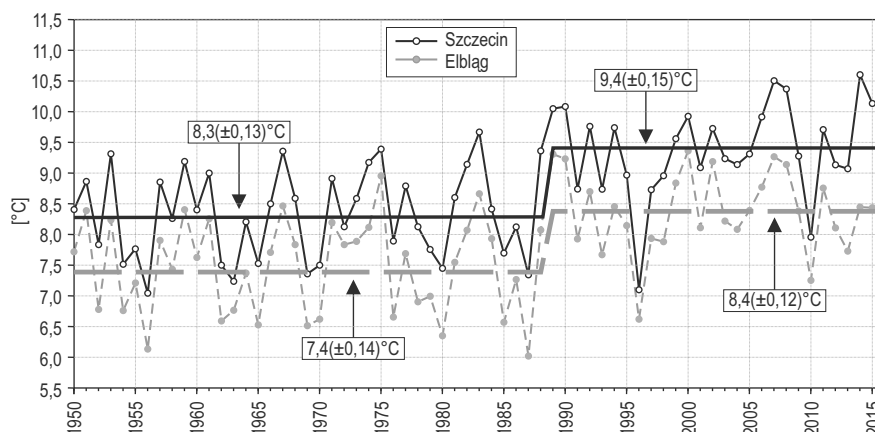
lokalne wzrosty i spadki temperatury. Cechą charakterystyczną jest to, że najsilniejszy wzrost temperatury rocznej występuje w końcu przebiegu – po latach 1980-1985. Taki, jak w Koszalinie, przebieg temperatury powietrza w ostatnich stukilkudziesięciu latach jest charakterystyczny dla całej strefy nadmorskiej Polski. Fakt wystąpienia wyraźnego wzrostu temperatury powietrza w ostatnich trzydziestu latach potwierdza wiele prac [Filipiak 2004; Marsz *et al.* 2006; Miętus *et al.* 2012; Kirschenstein 2013]. W całym okresie 1951-2015 w przebiegu rocznej temperatury powietrza w pasie nadmorskim występuje trend dodatni o wysokiej istotności statystycznej (Szczecin $+0,024(\pm 0,005)$, Elbląg $+0,024(\pm 0,006)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$). Wzrost rocznej temperatury powietrza jest tu znacznie szybszy, niż globalny wzrost temperatury podawany przez IPCC [2007] i GISSTEMP (NASA Goddard Institute for Space Studies, Surface Temperature Analysis) w 2015 r.

Cechą charakterystyczną przestrzennego rozkładu temperatury powietrza w strefie nadmorskiej, podobnie jak w całej Polsce, jest to, że temperatura spada z zachodu na wschód. Średnia różnica temperatury rocznej w okresie 1951-2015 między Szczecinem a Elblągiem wynosi $1,0^{\circ}\text{C}$ (Szczecin $+8,7$, Elbląg $+7,8^{\circ}\text{C}$).

Bardziej szczegółowa analiza danych z lat 1951-2015 wykazuje, że zmiany rocznej temperatury powietrza w strefie nadmorskiej nie zachodziły w sposób stopniowy, lecz nastąpiły „skokowo”⁵ (ryc. 7). Zasadnicza zmiana temperatury rocznej miała miejsce między rokiem 1988 a 1989. Okres utrzymywania się relatywnie wysokiej temperatury powietrza, który będzie dalej nazywany „okresem ocieplenia” trwa już ponad 27 lat.

Moment trwałego spadku temperatury powietrza poniżej zera w okresach zimowych lat 1989-2015 opóźnia się, przeważają sytuacje, że ma to miejsce dopiero w końcu grudnia lub początku stycznia. W strefie nadmorskiej dominują zimy ciepłe, z powtarzającymi się kilku-, rzadziej kilkunastodniowymi okresami niezbyt głąbo-

⁵ W takiej sytuacji trend liniowy nie charakteryzuje prawidłowo przebiegu procesu i jego obliczanie nie jest celowe.



Ryc. 7. Przebieg temperatury rocznej [°C] w Szczecinie i Elblągu.

Oznaczone średnie wartości roczne w okresach 1951-1988 i 1989-2015 (linie poziome)

kiego spadku temperatury poniżej zera, oddzielonymi od siebie okresami występowania dodatniej temperatury. Wrosła w czasie zimy liczba dni z dodatnią średnią dobową temperaturą powietrza i liczbą dni z „wiosenną” temperaturą dobową (średnia dobowa temperatura powietrza $> 5^{\circ}\text{C}$ [Kozuchowski 2009].

Taki przebieg temperatury powietrza nie sprzyja akumulacji opadów stałych na powierzchni terenu. Opady śniegu, wypadające przy dodatniej temperaturze powietrza, najczęściej jako „mokry śnieg” lub śnieg z deszczem szybko topnieją. Pokrywa śnieżna występuje zimą epizodycznie, najczęściej w kilku okresach. Zdarzają się miesiące zimowe, w których na obszarze strefy nadmorskiej nie notuje się w ogóle wystąpienia trwałej pokrywy śnieżnej. W okresach występowania pokrywy śnieżnej jej miąższość jest na ogół niewielka, nie przekracza 10-15 cm. Na ogół nie dochodzi do przemarzania gruntu, jeśli jednak okres występowania ujemnej temperatury powietrza jest dłuższy, grunt przemarza tylko na głębokość kilku, kilkunastu centymetrów.

Silnie wzrasta również temperatura powietrza wiosną. Na zachodzie pasa nadmorskiego (Szczecin) wzrost temperatury wiosny jest bardzo silny i wynosi 1,6 deg (tab. 1). Jest to takie samo ocieplenie, jakie na tym obszarze występuje zimą. Na wschodzie (Elbląg) wzrost temperatury wiosny jest słabszy i wynosi tylko 0,9 deg.

Duży wpływ na rozmiary ocieplenia strefy nadmorskiej wiosną, szczególnie w jej środkowej i wschodniej części, ma konsekwentny wzrost temperatury marca. W latach 1951-1988 w Elblągu notowano 13 przypadków wystąpienia w marcu ujemnej temperatury średniej miesięcznej (34% przypadków), gdy w „ciepłym” okresie lat 1989-2015 odnotowano już tylko 3 takie przypadki (11%). Również we wschodniej i środkowej części strefy nadmorskiej obserwuje się wyraźne przyspieszenie przejścia temperatury powietrza przez 5°C w marcu. Termiczna wiosna rozpoczyna się tam coraz wcześniej. Jest to, m.in., konsekwencją występowania cieplejszych, bezśnieżnych zim, które zmieniają bilans radiacyjny i ciepły podłoża. Promieniowanie

Tabela 1

Średnia temperatura sezonowa (°C) w okresie przed rozpoczęciem się ocieplenia (lata 1951-1988) i po ociepleniu (lata 1989-2015) i jej zmiany między okresami na obszarze zachodniego (Szczecin) i wschodniego (Elbląg) skraju pasa nadmorskiego Polski

| Sezon | Okres | Szczecin | | | Elbląg | | |
|--------------------------------------|---------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| | | t.śr. | t.min | t.max | t.śr. | t.min | t.max |
| Zima (grudzień–luty) | 1951-1988 | -0,4 | -6,0 | 3,6 | -2,4 | -9,2 | – |
| | 1989-2015 | 1,2 | -3,9 | 4,4 | -0,5 | -4,4 | 2,8 |
| | zmiana | +1,6 | +2,1 | +0,8 | +1,9 | +4,8 | +0,8 |
| Wiosna (marzec–maj) | 1951-1988 | 7,5 | 5,5 | 9,3 | 7,1 | 4,4 | 9,8 |
| | 1989-2015 | 9,1 | 6,6 | 11,2 | 8,0 | 5,8 | 9,9 |
| | zmiana | +1,6 | +1,1 | +1,9 | +0,9 | +1,4 | +0,1 |
| Lato (czerwiec–sierpień) | 1951-1988 | 17,1 | 15,1 | 18,6 | 16,8 | 14,7 | 19,2 |
| | 1989-2015 | 17,9 | 16,2 | 19,7 | 17,2 | 15,3 | 19,3 |
| | zmiana | +0,8 | +1,1 | +1,1 | +0,4 | +0,6 | +0,1 |
| Jesień (wrzesień–listopad) | 1951-1988 | 10,6 | 8,4 | 12,9 | 8,5 | 6,8 | 10,4 |
| | 1989-2015 | 11,0 | 8,6 | 14,3 | 8,6 | 5,8 | 11,4 |
| | zmiana | +0,4 | +0,2 | +1,1 | +0,1 | -1,0 | +1,0 |

Objaśnienia: t.śr. – średnia temperatura sezonów w danym okresie,
 t.min – najniższa średnia temperatura sezonu odnotowana w danym okresie,
 t.max – najwyższa średnia temperatura sezonu odnotowana w danym okresie,
 zmiana – różnica danej temperatury między okresem 1989-2015 (ocieplenia)
 a 1951-1988 (okresem poprzedzającym ocieplenie).

Źródło: Opracowanie własne.

słoneczne z początkiem „klimatycznej wiosny” nie jest odbijane od podłoża (mniejsze albedo), a pochłaniane przez podłoże ciepło nie jest zużywane na topnienie pokrywy śnieżnej i rozmarzanie gruntu (utajone ciepło topnienia). Podłoże nagrzewa się szybciej i większa ilość ciepła przekazywana jest przez wymianę turbulencyjną do atmosfery. Wobec cieplejszych zim, pobór ciepła z powierzchni Bałtyku zmniejsza się i SST marca jest w ostatnim 25-30-leciu nieco wyższa niż była poprzednio. Zmniejsza to nieco ochładzający wpływ powierzchni morza na temperaturę powietrza w marcu w pasie nadmorskim.

W zachodniej części pasa nadmorskiego bardzo silnie rośnie również temperatura kwietnia, w części wschodniej wzrost ten jest wolniejszy, ale również konsekwentny. Temperatura maja w całym pasie nadmorskim nie wykazuje statystycznie istotnych zmian między oboma okresami.

Zmiany temperatury lata są mniejsze, ale również statystycznie istotne. Na zachodnich krańcach pasa nadmorskiego średnia temperatura lata wzrosła o 0,8 deg,

na wschodnich – o 0,4 deg. Trzeba przypomnieć, że różnice temperatury lata między zachodnią a wschodnią częścią pasa nadmorskiego są mniejsze niż w okresie zimowym czy wiosennym. W okresie 1951-1988 ta różnica między zachodnią a wschodnią częścią pasa nadmorskiego była niewielka, wynosiła tylko 0,3 deg. Wobec postępującego ocieplenia lata, silniejszego na zachodzie niż na wschodzie, w okresie „ocieplenia” (1989-2015) różnica ta nieznacznie wzrosła – do 0,7 deg, przez co zachodnie skraje pasa nadmorskiego stały się latem wyraźnie cieplejsze od części wschodniej.

Liczba przypadków, w których średnia sezonowa temperatura powietrza latem była równa lub przekroczyła $+18^{\circ}\text{C}$ w okresie poprzedzającym ocieplenie (1951-1988) w Szczecinie wynosiła 4 (~10% przypadków), a w Elblągu 6 (~16%), natomiast w okresie ocieplenia (1989-2015) w Szczecinie wzrosła do 13, co stanowi 48% wszystkich przypadków, w Elblągu nie zmieniła się w stosunku do okresu poprzedniego i była równa 6 (22% przypadków)⁶. Oznacza to, że również we wschodniej części pasa nadmorskiego względna frekwencja „cieplejszych niż przeciętnie” sezonów letnich nieznacznie wzrosła, choć nie tak silnie, jak na jego krańcach zachodnich.

Wzrost temperatury lata nastąpił w całym pasie nadmorskim jako skutek wzrostu temperatury lipca i sierpnia, temperatura czerwca w stosunku do okresu poprzedzającego (lata 1951-1988) pozostała niemal bez zmian. Zmiany temperatury lipca i sierpnia nastąpiły w wyniku wzrostu częstości występowania dni gorących (temperatura maksymalna równa, większa od $+25^{\circ}\text{C}$ i dni upalnych (temp. maks. równa, większa od $+30^{\circ}\text{C}$). Liczba takich dni latem w pasie nadmorskim jest zdecydowanie niższa niż na obszarach Polski bardziej oddalonych od morza, niemniej jednak, w okresie ocieplenia ich liczba systematycznie rośnie.

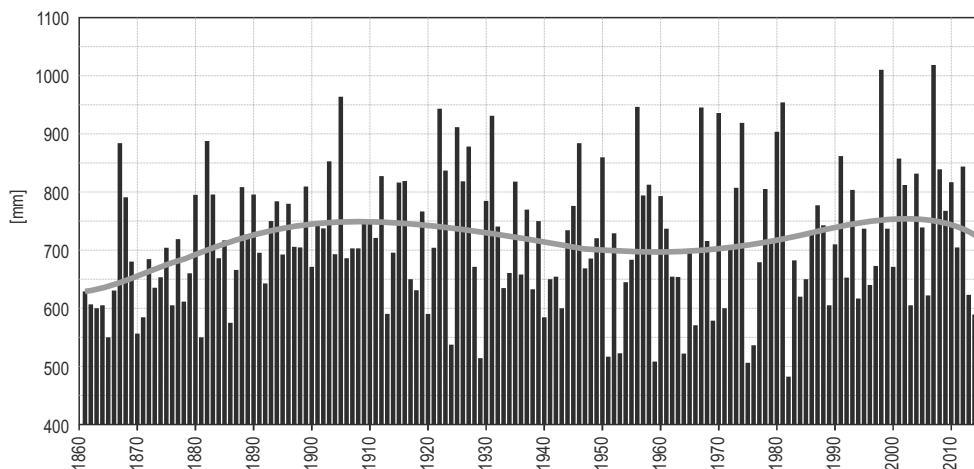
Jeśli (wrzesień-listopad) jest jedynym okresem, w którym nie obserwuje się statystycznie istotnego wzrostu temperatury powietrza w pasie nadmorskim. Niewielkie wzrosty temperatury (0,4 deg w części zachodniej, 0,1 deg) w części wschodniej) są mniejsze, niż błędy standardowe ich oszacowania.

1.5. Zmiany sum opadów atmosferycznych

Sumy średnich wieloletnich opadów miesięcznych, podobnie jak i przebieg innych elementów klimatycznych charakteryzują się wyraźną cyklicznością roczną. Minimum opadowe w cyklu rocznym na stacjach w pasie nadmorskim Polski zaznacza się w lutym-marcu, maksimum w lipcu-sierpniu.

Sumy roczne w ostatnim 120-160-leciu na stacjach pasa nadmorskiego wykazują silną zmienność międzyroczną, ze słabo zaznaczającą się tendencją do występowania w nich periodyczności długookresowej (~70-100 lat) W przebiegu wieloletnim

⁶ Oba okresy są różnej długości. W okresie 1951-1988 mieści się 38 lat, w okresie 1989-2015 27 lat. Z tej przyczyny ta sama liczba lat (6) co w poprzednim okresie, stanowi inny odsetek. Za „lato ciepłe” przyjęto uważać te sezony letnie, w których średnia temperatura lata była wyższa o 1 odchylenie standardowe względem średniej z okresu 1951-1988, czyli powyżej $17,8^{\circ}\text{C}$ w Szczecinie i $17,9^{\circ}\text{C}$ w Elblągu.



Ryc. 8. Roczne sumy opadów atmosferycznych (mm) w Koszalinie (1861-2015).
 Gruba linia – przebieg dopasowany wielomianem piątego stopnia

sumy opadów rocznych nie wykazują występowania w nich trendów liniowych, które osiągałyby poziom istotności statystycznej. Można więc mówić o dużej zmienności, ale nie można twierdzić, aby w rozkładzie czasowym rocznych sum opadowych doszło do jakichś zmian o charakterze klimatycznym (ryc. 8). W ostatnim 65-leciu w serii opadów rocznych w Koszalinie zaznacza się słaby trend dodatni ($+1,82(\pm 0,97)$ mm·rok⁻¹), trend ten jest jednak również nieistotny statystycznie ($p = 0,065$). W tym samym okresie sumy opadów miesięcznych wykazują trendy o zróżnicowanych znakach, przeważają dodatnie znaki trendów, ale poza trendem sum opadowych w marcu ($+0,49(\pm 0,17)$ mm·rok⁻¹, $p = 0,005$), są one statystycznie nieistotne.

Zmiany sezonowych sum opadów na obszarze strefy nadmorskiej Polski w okresie 1951-2015 nie wykazują również istotnych trendów. Sumy opadów „cieplej pory roku” (okres od maja do października włącznie) wzrosły o $48,1(\pm 50,1)$ mm, „chłodnej pory roku” (okres od listopada poprzedniego roku do kwietnia włącznie) o $63,1(\pm 33,8)$ mm⁷. Bardziej szczegółowe oszacowania zmian sum opadowych w „klimatycznych porach roku”, które znajdują się w pracy Kirschenstein [2013], dają podobne wyniki.

W takiej sytuacji brak podstaw do twierdzenia, że w przebiegu rocznych i miesięcznych sum opadów na obszarze pasa nadmorskiego doszło do zmiany klimatycznej. Ilość wypadających opadów nie zmieniła się w istotny sposób na tym obszarze ani w ciągu ostatnich ~160, ani w ostatnich 65 latach.

Istotne dla charakterystyki opadów, zwłaszcza z punktu widzenia potencjalnego wzrostu częstości występowania „zjawisk ekstremalnych” są również takie charakterystyki, jak liczba dni z opadem czy częstość wypadania opadów o określonych

⁷ Obliczone z oszacowanych trendów sezonowych. Niemal cały wzrost sum opadowych „chłodnej pory roku” stanowi efekt wzrostu sum opadów w marcu.

sumach dobowych. Przeprowadzone analizy wykazują na obszarze pasa nadmorskiego w latach 1951-2015, występowanie bardzo dużego zróżnicowania miesięcznych i sezonowych tych charakterystyk w funkcji czasu, jednak w ich przebiegach brak konsekwentnie ukierunkowanych zmian. Podobne oceny daje studium Miętusa *et al.* [2012]. Ekstremalnie wysokie sumy opadów (100 i więcej mm w ciągu doby) występują bardzo rzadko w miesiącach letnich, zasięg terytorialny ich wystąpienia jest ograniczony [Cyberski 2003; Ziemiański, Wójcik 2003- patrz literatura tam przywołana]. Ich wystąpienie w relatywnie niedużym odstępnie czasowym na tym samym w przybliżeniu obszarze stanowi dzieło przypadku, a nie przejaw zmiany klimatu.

Ekstremalnie wysokie sumy opadów spowodowały w ostatnich kilkunastu latach w Gdańsku dwukrotnie (2001 i 2016 r.) powodzie opadowe o katastrofalnym charakterze (tzw. szybkie powodzie, ang. *flash flood*). Ponieważ w środkach masowego przekazu przedstawiano różne wypowiedzi, traktujące wystąpienie tych powodzi jako skutek zachodzących zmian klimatycznych, trzeba się w kilku słowach odnieść do tego zagadnienia.

Opady nawalne, jakie wypadały 14-15 lipca 2016 r. (suma 140-160 mm w ciągu ok. 14 godzin), objęły znaczne obszary Pomorza Gdańskiego. Tylko na obszarze Gdańska dały one skutki katastrofalne, na innych pobliskich obszarach zurbanizowanych (rejon Gdyni, Rumi, Redy, Wejherowa, ...) te same opady stworzyły tylko okresowe utrudnienia (lokalne podtopienia, miejscowe ograniczenie przejezdności dróg). Wyjaśnia to, że występowanie powodzi opadowych w Gdańsku o katastrofalnym przebiegu wynika z uwarunkowań lokalnych. Wystąpienie powodzi opadowych na obszarze Gdańska [Cyberski 2003; Majewski 2003, 2010] stanowi rezultat popełnionych błędów w gospodarce przestrzennej tego miasta [Kistowski 2003], którego znaczne fragmenty leżą na obszarze o specyficznej rzeźbie terenu wymuszającej bardzo szybki spływ wód opadowych. Na to nakłada się wadliwa gospodarka leśna w obrębie lasów Trójmiejskiego Parku Krajobrazowego (Lasy Oliwskie). Te czynniki, a nie wzrost sum opadowych (bo takiego się nie obserwuje), czy inne zmiany klimatu związane z globalnym ociepleniem, stanowią przyczynę wystąpienia powodzi opadowych na obszarze Gdańska w ostatnich latach.

2. Ocena wpływu obserwowanych zmian klimatycznych na funkcjonowanie systemów miejskich w nadmorskiej strefie Polski

Przedstawione wyniki analizy współcześnie zachodzących zmian klimatu wskazują, że spośród licznych elementów klimatycznych rzeczywiste zmiany nastąpiły w przebiegu temperatury powierzchni Morza Bałtyckiego, wzrostu wysokości spiętrzeń sztormowych przy polskim wybrzeżu oraz temperatury powietrza. Liczne cechy hydroklimatyczne, których zmienność jest sterowana przez zmiany tempera-

tury powietrza i temperatury powierzchni morza uległy również zmianom. Inne elementy klimatyczne, takie jak ciśnienie atmosferyczne, prędkość wiatru, rozmiary i rozkład sum opadów wykazują typową dla swoich przebiegów znaczną zmienność, jednak bez cech, które wykazywałyby, że nastąpiła istotna zmiana ich charakterystyk statystycznych w ciągu ostatniego 65-lecia lub nawet w dłuższym okresie. Z tego względu ocenione z punktu widzenia funkcjonowania systemów miejskich strefy nadmorskiej Polski zostaną ocenione zmiany temperatury powietrza i powierzchni morza oraz wysokości spiętrzeń sztormowych.

Obserwowany wzrost temperatury powietrza jest w strefie nadmorskiej najsilniejszy w okresie zimy i wiosny. Ocieplenie tych pór roku pociąga za sobą wiele bezpośrednich i pośrednich skutków dla funkcjonowania systemów miejskich.

Sam wzrost temperatury powietrza, zwłaszcza późniejsze nastąpienie momentu spadku temperatury poniżej zera i wcześniejsze przejście temperatury do wartości dodatnich, wydłuża potencjalny okres prowadzenia prac budowlanych, w tym również różnego rodzaju robót ziemnych i prac drogowych. Skraca to czas od rozpoczęcia do zakończenia inwestycji.

Wraz ze wzrostem temperatury zimy i przedwiośnia (marzec) wyraźnie spada zapotrzebowanie na energię dla celów grzewczych. Obecnie trudno ocenić rzeczywiste rozmiary spadku zapotrzebowania na energię spowodowane przez postępujące ocieplenie zim, gdyż z jednej strony w latach 90. i pierwszych latach dwutysięcznych przeprowadzono szeroko zakrojoną akcję zmiany technologii wytwarzania ciepła i energii elektrycznej w elektrociepłowniach, zmierzającą do podniesienia ich sprawności, z drugiej w budynkach już wcześniej istniejących, o dużych stratach ciepła, przeprowadzano stopniowo ich termomodernizację, ograniczającą straty ciepła, a tym samym zapotrzebowanie na energię. Od 2004 r. budowle mieszkalne i techniczne w Polsce objęto certyfikacją energetyczną, normy termoizolacyjności zostały zaostrzone. Taka sytuacja powoduje, że trudno oddzielić zmniejszenie zapotrzebowania na energię spowodowane przez zmiany klimatu od tych, które wynikają z działań technicznych. Oba procesy – naturalny i techniczno-organizacyjny bieżą w tym samym kierunku – zmniejszenia zapotrzebowania na energię.

Niemniej jednak, istnieją dobrej jakości oszacowania zmian zużycia energii zachodzące w funkcji zmian temperatury powietrza w sezonie grzewczym (okres od 1 września do 30 maja następnego roku) dla budynków wielorodzinnych ogrzewanych przez kotłownie osiedlowe zasilane z sieci gazowej (gazu ziemnego wysokometanowego). W przystępny sposób metodykę takich szacunków przedstawia praca Dopke [2014b]. Postawą obliczeń zmian zużycia energii jest suma stopniodni temperatury powietrza w sezonie grzewczym z jednej strony, z drugiej zmiana zużycia ilości gazu ziemnego tłoczonego do sieci między kolejnymi sezonami o różnej sumie stopniodni. Obliczenia wykonane przez Dopke [2014a] wykazały, że najcieplejszym sezonem grzewczym na obszarze pasa nadmorskiego w latach 1999/2000-2013/2014 był sezon 2006/2007, najchłodniejszym – sezon 2002/2003.

Zasadniczy wpływ na liczbę sumy stopniodni sezonu grzewczego ma średnia temperatura okresu grudzień-styczeń (dalej T12-03), która objaśnia 89% jej wariancji. Korzystając z obliczeń Dopke [2014a, 2014b, 2015] można szacować, że obserwowany po 1988 r. wzrost średniej temperatury powietrza w okresie grudzień-marzec równy na zachodzie +1,6 deg, a na wschodzie pasa nadmorskiego równy +1,8 deg spowoduje przeciętnie zmniejszenie zużycia paliwa gazowego od ok. kilkunastu do nieco powyżej dwudziestu procent w stosunku do potencjalnego⁸ średniego zużycia tego paliwa w okresie 1951-1988.

Znacznie trudniejszą kwestią jest szacunek zmian zużycia paliwa stałego, jaki zachodzi w wyniku wzrostu temperatury. Jako ilustrację wpływu zachodzących zmian temperatury powietrza zimą i na przedwiośniu na zużycie opału na ogrzewanie przytoczy się w tym miejscu podjęte wcześniej [Krośnicka, Marsz 2009], niezbyt miarodajne studia oparte na zapisach zużycia węgla kamiennego (o nieznanej, zmiennej z roku na rok kaloryczności) w okresie 14 lat (1979-1992). Dalej przedstawione dane dotyczą kilku budynków jednorodzinnych, dwukondygnacyjnych o średniej powierzchni ~140 m² znajdujących się w okolicach Gdyni i Wejherowa. W budynku takim zamieszkuje przeciętnie 5-6 osób. Średnia temperatura powietrza zimą utrzymywana wewnątrz wynosiła 17-20°C. Termoizolacyjność tych domów była raczej kiepska (budowane zgodnie z normami obowiązującymi w połowie lat 70. XX w.).

Okazało się, że zużycie węgla zmienia się nieliniowo w funkcji średniej temperatury okresu grudzień-marzec (T12-03). Przy T12-03 w granicach od +4 do +1°C zużycie węgla jest niemal niezależne od temperatury tego okresu i wynosi ok. 0,5-0,6 t na miesiąc. Od T12-03 równej +1°C, wraz ze spadkiem średniej temperatury okresu grudzień-marzec o 1 deg zużycie węgla szybko rośnie, przeciętnie o ok. 150-200 kg na miesiąc, czyli o 0,6 do 0,8 t w sezonie. Przy wzroście średniej temperatury w okresie grudzień-marzec na zachodzie pasa nadmorskiego (Szczecin) o 1,6 deg między okresami 1951-1988 a 1989-2015 (T12-03 zmienia się z +0,37(±0,31)°C do +2,02(±0,37) w okresie ocieplenia) spadek zużycia węgla będzie niewielki, w granicach ok. 400-600 kg w czasie czterech miesięcy (12-03). Na wschodzie (Elbląg) wzrost średniej temperatury okresu grudzień-marzec w okresie ocieplenia wynosi 1,8 deg (wzrost z 1,4(±0,38) do +0,40(±0,37)°C), co spowoduje zmniejszenie zużycia węgla o ok. 0,27 do 0,36 t na miesiąc, czyli w czasie zimy (12-03) od 1,0 do 1,4 tony. Trudno ocenić, na ile przedstawione oceny są miarodajne i w jakiej mierze można ekstrapolować te wyniki. Zważywszy jednak, że liczba indywidualnych kotłowni i palenisk wykorzystujących paliwa stałe w mniejszych miejscowościach i na obszarach podmiejskich większych miast strefy nadmorskiej wciąż jest duża, występujące ocieplenie zmniejsza zapotrzebowanie na węgiel dla indywidualnych odbiorców w skali setek tysięcy ton rocznie.

⁸ Zakłada się, że ówczesna termoizolacyjność budynków była taka, jak jest obecnie. W rzeczy samej, była ona znacznie niższa, a używanie paliwa gazowego do ich ogrzewania stanowiło raczej wyjątek.

Nie ulega wątpliwości, że wraz ze wzrostem średniej temperatury okresu chłodnego zmniejsza się zużycie paliw stałych gazowych i ciekłych, zarówno w scentralizowanej, jak i indywidualnej produkcji ciepła. Spalanie zmniejszonej ilości paliw kopalnych, zwłaszcza węgla, zmniejsza emisję CO₂, związków siarki, tlenków azotu i pyłów do atmosfery. To ostatnie nie jest obojętne dla stanu sanitarnego powietrza w większych i dużych miastach. Zmniejszone zużycie paliw zmniejsza również zapotrzebowanie na ich transport, pociągając za sobą dalsze zmniejszenie zużycia energii i ograniczenia emisji zanieczyszczeń oraz ograniczenie kosztów transportu. Ten aspekt postępującego ocieplenia trzeba uznać za wysoce korzystny dla funkcjonowania miast, zarówno z ekonomicznego, jak i ekologicznego punktu widzenia.

Wzrostowi temperatury powietrza zim w okresie ocieplenia towarzyszy w strefie nadmorskiej niestabilny przebieg temperatury powietrza, z przewagą występowania dób z temperaturą wyższą od zera. Wpływa to, jak już wspomniano na skrócenie czasu zalegania pokrywy śnieżnej.

Wzrost temperatury i skrócenie czasu zalegania pokrywy śnieżnej skutkuje mniejszymi wydatkami finansowymi i energetycznymi na zimowe utrzymanie przejezdności dróg, linii kolejowych i lotnisk. Zmniejsza się również liczba uszkodzeń nawierzchni dróg, związanych z usuwaniem z ich powierzchni lodu, śniegu i błota pośniegowego, co obniża koszty późniejszych remontów szlaków komunikacyjnych.

Istotne, choć bardzo trudne do wymiernej oceny, są w przypadku wzrostu częstości występowania cieplejszych zim, zmniejszenia rozmiarów strat materialnych i finansowych związanych z liczbą zakłóceń w transporcie towarowym i osobowym. Wystąpienie opadów śniegu, zwłaszcza intensywnych, prowadzi z reguły do znacznych, niekiedy ponad dobowych poważnych zakłóceń w ruchu transportu drogowego, w tym komunikacji miejskiej. Negatywnie odbija się to nie tylko na funkcjonowaniu miast, ale i na funkcjonowaniu portów (terminali kontenerowych). Ze względu na znaczne deniwelacje takie zakłócenia dotyczą zwłaszcza Trójmiasto i jego najbliższe okolice. Mimo intensywnego odśnieżania, wobec dużego natężenia ruchu kołowego dochodzi do wielogodzinnych okresów chaosu komunikacyjnego powodowanego przez wypadki i punktową nieprzejezdność dróg.

Te skutki ocieplenia są, mimo trudności w oszacowaniu „zysków”, również istotnym korzystnym czynnikiem w funkcjonowaniu miast. Jedynymi, którzy ponoszą na tym straty, są właściciele firm zajmujących się odśnieżaniem.

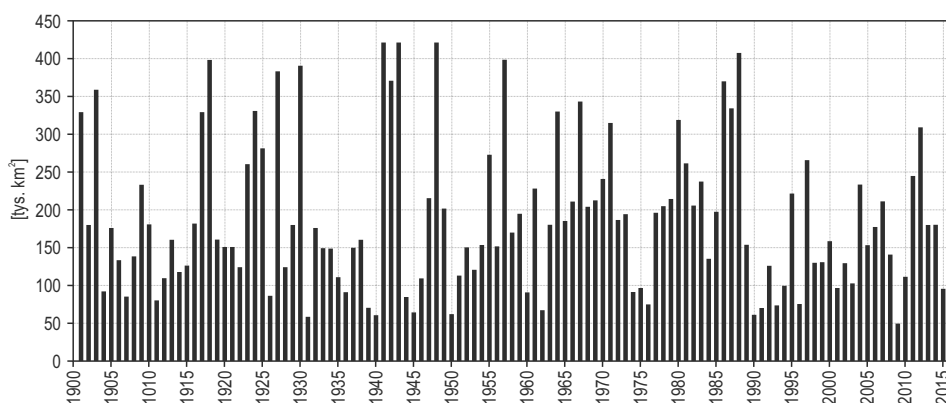
Występowanie w okresie zimowym przynajmniej kilku epizodów odwilży, przy ograniczeniu przemarzania gruntu powoduje, że znaczna ilość wody z topniejących śniegów infiltruje, zasilając wody gruntowe. Jednocześnie ilość wody zakumulowana w pokrywie śnieżnej jest niewielka. Tym samym znacznemu ograniczeniu ulega spływ powierzchniowy w poszczególnych epizodach odwilży, na obszarach miast sieć kanalizacji burzowej „radzi sobie” bez problemów z odprowadzaniem wód roztopowych. W rezultacie nie dochodzi do tworzenia się rozlewisk wody z topniejących śniegów, utrudniających poruszanie się po mieście. W skali lokalnej i regionalnej

zmniejsza to również prawdopodobieństwo wystąpienia powodzi roztopowych. Ciepłe zimy z kolei ograniczają tworzenie się pokrywy lodowej na rzekach, co zmniejsza niebezpieczeństwo wystąpienia niezmiernie groźnych powodzi zatorowych, zagrażających przede wszystkim Żuławom (tym samym Gdańskowi i Elblągowi).

Niewątpliwie występowanie ocieplenia zim ogranicza możliwości uprawiania sportów zimowych i zimowej rekreacji w strefach podmiejskich. W szerszej skali dotyczy to jednak tylko największych miast, głównie obrzeży Trójmiasta.

Część miast strefy nadmorskiej to miasta portowe. Miasta te skupiają największy odsetek ludności, a znajdujące się w ich granicach porty stanowią istotny składnik gospodarki tych miast. Na nieprzerwane funkcjonowanie portów wpływ wywiera zlodzenie akwenu, nad którym bezpośrednio leży port i który stanowi jego przedpole.

Bałtyk jest morzem, które zamarza corocznie, chociaż powierzchnia zlodzenia wykazuje bardzo dużą zmienność międzyroczną (ryc. 9). Syntetyczną miarą zlodzenia Bałtyku jest wielkość określana akronimem MIE (Maximum Ice Extent [Seina, Palouso 1996]). Jest to powierzchnia zlodzenia pokrywającego Bałtyk w momencie maksimum rozwoju lodów w danym sezonie lodowym (tys. km²). Następuje to na ogół w lutym, w niektórych latach w marcu lub w styczniu (najrzadziej). Fiński Instytut Meteorologiczny dzieli warunki lodowe na Bałtyku na trzy stopnie surowości: łagodne (maksymalna powierzchnia zlodzenia (MIE) do 149 tys. km²)⁹, przeciętne (MIE od 150 do 300 tys. km²) i surowe z maksymalną powierzchnią zlodzenia powyżej 300 tys. km². Seina i Palouso [1996] podają bardziej rozbudowaną, pięciostopniową klasyfikację stopnia ostrości warunków lodowych na Bałtyku. Wraz ze wzrostem



Ryc. 9. Maksymalna powierzchnia zlodzenia (MIE – Maximum Ice Extent [tys. km²]) Bałtyku w danym sezonie lodowym (1900-2015; dane: Seina i Palouso [1996] oraz Finnish Meteorological Institute

⁹ Całkowita powierzchnia Bałtyku, z Kattegatem i Cieśninami Duńskimi jest równa 422 tys. km².

stopnia ostrości warunków lodowych na Bałtyku wykładniczo rosną koszty żeglugi i pracy portów oraz rośnie prawdopodobieństwo wystąpienia różnego rodzaju awarii.

W czasie zim łagodnych zlodzenie są w różnym stopniu Zatoka Botnicka, Zatoka Fińska i Zatoka Ryska oraz obszary między szkierami wzdłuż wybrzeży. Wejście statków na Bałtyk nie przedstawia trudności, a żegluga, za wyjątkiem niektórych leżących na obszarach zlodzonych portów w północnej i wschodniej części Bałtyku objętych restrykcjami, odbywa się bez większych przeszkód. W portach polskich nad Zatoką Gdańską i małych portach wzdłuż wybrzeża otwartego morza panują warunki bezlodowe. Port w Elblągu może mieć przejściowe, na ogół niewielkie, kłopoty z występującą na Zalewie Wiślanym niezbyt grubą pokrywą lodową. Praktycznie, w czasie zim o łagodnych warunkach lodowych koszty eksploatacji portów polskich i stopień ryzyka nie odbiegają od warunków panujących jesienią czy wiosną.

W czasie zim przeciętnych w portach Zatoki Gdańskiej mogą panować przejściowe utrudnienia. Żegluga w rejonie Szczecina – Świnoujścia jest trudna, wymaga utrzymywania stale pokruszonego lodu na torze wodnym przez Zalew Szczeciński. Statki mają problemy z manewrowaniem, na wodach portowych wymagana jest asysta holowników. Port w Elblągu jest zamknięty, podobnie przystanie w Zatoce Puckiej i małe porty środkowego wybrzeża. Koszty operacji portowych rosną, a porty zamknięte nie przynoszą dochodu.

W czasie zim surowych w większości przypadków problematyczne jest wejście statków na Bałtyk. Kattegat, Cieśniny Duńskie i Bałtyk Zachodni mogą być pokryte lodem, przeprowadzenie statków przez zamrożone akweny wymaga pomocy lodołamaczy. Nawet w sytuacji, gdy w czasie surowych warunków lodowych wody centralnych części południowego i środkowego Bałtyku są wolne od lodu, liczba statków wchodzących na Bałtyk i ruch żeglugowy na tym akwenie jest poważnie ograniczony. Praca portów w Szczecinie i Świnoujściu jest okresami praktycznie niemożliwa, w Gdańsku bardzo trudna, z okresowymi przerwami, nieco tylko łatwiejsza w Gdyni. Funkcjonowanie małych portów (Kołobrzeg, Darłowo Ustka, Władysławowo i Elbląg) ustaje.

O tym, jaka będzie wartość MIE w danym sezonie lodowym stanowi koincydencja temperatury zimy oraz zasobów ciepła w wodach Bałtyku, których funkcją jest SST. Łącznie zmienność temperatury zimy w Elblągu i SST na środkowym Bałtyku w lutym objaśniają ok. 75% wariancji maksymalnej powierzchni zlodzenia w latach 1951-2015. Następujący wzrost SST i wzrost temperatury zimy powodują, że warunki lodowe na Bałtyku stały się po 1988 r. znacznie łagodniejsze, niż były w okresie poprzedzającym. Z 27 zim w latach 1989-2016 tylko jedna była zimą surową (rok 2011), 10 zim należało do kategorii zim przeciętnych, pozostałych 16 zim (~60%) było zimami łagodnymi. Wśród tych ostatnich było 6 zim o warunkach lodowych „ekstremalnie łagodnych” (MIE od 52 do 81 tys. km²) według klasyfikacji Seina i Palosuo [1996], w których na polskim wybrzeżu trudno nawet mówić o warunkach zimowych, nie wystąpiła natomiast ani jedna zima, w czasie której warunki lodowe

można było zaliczyć do „ekstremalnie surowych” według klasyfikacji Seina i Palosuo [1996]¹⁰.

Oceniając opisaną sytuację trzeba stwierdzić, że wzrost temperatury powietrza zimą i wzrost SST stwarzają, przez redukcję pokrywy lodowej, korzystne warunki do pracy portów i stoczni. Koszty operacji portowych uległy, w stosunku do okresu sprzed początku okresu ocieplenia, redukcji. Zmniejszył się również stopień ryzyka zakłóceń w regularności dostaw i ekspedycji ładunków. Wzrosła tym samym konkurencyjność portów polskich.

Spadek powierzchni pokrywy lodowej wzdłuż polskiego wybrzeża, będący skutkiem ocieplenia, niesie za sobą również skutki negatywne. Maksymalna częstość występowania sztormów przypada na okres zimowy, zazwyczaj są to również sztormy o największej sile. Brak pokrywy lodów przed linią brzegową powoduje, że brzeg w czasie zimowych sztormów nie jest chroniony przez lód. Przyspiesza to procesy abrazji, intensyfikacji ulega proces rozmywania brzegów. Najbardziej narażone na abrazję są brzegi otwartego morza, łącznie z odmorskimi brzegami Półwyspu Helskiego. Ze względu na istniejącą infrastrukturę hydrotechniczną (falochrony wychodzące w morze), która zakłóca funkcjonowanie wzdłużbrzegowego potoku rumowiska, szczególnie zagrożone postępującą abrazją są brzegi przylegające do małych portów środkowego wybrzeża (Kołobrzeg, Darłowo, Ustka, Władysławowo) oraz odmorskie brzegi nasady Półwyspu Helskiego.

Występowanie grubszej, dłużej zalegającej pokrywy lodowej grozi z kolei tworzeniem się spiętrzeń lodowych (wałów lodowych) na brzegach płytkich akwenów [Girjatowicz 1986, 2012]. Spiętrzenia lodowe niszczą brzeg i wchodząc na ląd bezpośrednio zagrażają infrastrukturze technicznej (drogi, linie kolejowe, zabudowania) znajdującej się w pobliżu linii brzegowej. Zagrożone tymi procesami były szczególnie brzegi Półwyspu Helskiego od strony Zatoki Puckiej oraz zachodnie brzegi Zalewu Wiślanego. Negatywne znaczenie tych procesów na Zalewie Szczecińskim, na którego brzegach występowały również intensywne zimowe i wczesnowiosenne zjawiska piętrzenia lodów, jest, wobec braku tam poważniejszej infrastruktury technicznej, znacznie mniejsze. Wzrost temperatury zim powodujący znaczne złagodzenie warunków lodowych na akwenach przybrzeżnych w znacznej mierze ograniczają te zagrożenia.

Wymienione najważniejsze konsekwencje postępującego ocieplania się zimą są zdecydowanie korzystne dla funkcjonowania systemów miejskich w strefie nadmorskiej Polski. Trudno w takiej sytuacji myśleć o tworzeniu specjalnych programów, których celem byłaby adaptacja miast do zachodzących zmian temperatury. Jedynym wyjątkiem jest wzrost natężenia abrazji brzegów morskich, których program ochrony wymaga starannego rozważenia. Ten ostatni problem najczęściej nie dotyczy jednak bezpośrednio systemów miejskich.

¹⁰ Ostatnia zima „ekstremalnie surowa” (MIE od 383 do 420 tys. km²) wystąpiła w 1987 r. (1986/87).

Nieco inaczej przedstawiają się skutki ocieplenia w okresie letnim. Tu, jak wspomniano, zwiększenie temperatury powietrza zachodzi jako wynik wzrostu częstości występowania dni gorących i dni upalnych. Na obszarze strefy nadmorskiej wzrost liczby takich dni jest mniejszy, niż na obszarach Polski bardziej oddalonych od morza.

Wystąpienie dni gorących i dni upalnych zmniejsza komfort cieplny, zwłaszcza dla osób przebywających w tych dniach w centrach dużych i większych miast, gdzie ze względu na tworzenie się „miejskich wysp ciepła” temperatura staje się wyższa niż w ich otoczeniu. W dużej części to samo dotyczy osób przebywających wewnątrz nowoczesnych, przeszklonych budynków oraz innych silnie nagrzewających się obiektów o słabej wentylacji, zwłaszcza środków transportu zbiorowego. Dochodzi również do wzrostu zapotrzebowania na energię elektryczną, zasilającą różnego rodzaju urządzenia klimatyzacyjne i wentylacyjne, które z kolei wytwarzają „ciepło odpadowe” ogrzewające ulice.

Najbardziej zagrożone tymi niekorzystnymi skutkami są obszary śródmieście Szczecina, Koszalina, Słupska i Gdańska. Ze względu na charakter rzeźby terenu otaczającej Gdynię i relatywnie wąską strefę lądu między brzegiem Zatoki a lasami oraz dobre przewietrzanie w nocy miasta o wyraźnej linearnej strukturze przestrzennej, w tym mieście skutki okresowo występującej bardzo wysokiej temperatury powietrza latem są znacznie mniej uciążliwe.

Wzrost SST i temperatury powietrza w okresie lata powoduje korzystniejsze warunki do plażowania i kąpeli morskich, co podnosi atrakcyjność miejscowości nadmorskich jako ośrodków wypoczynkowych, w tym miast, w których znajdują się małe porty. Wobec ograniczenia ich funkcji portowych stały się one już dawno w większym stopniu miejscowościami wypoczynkowymi niż portowymi.

Jednak okresowe wzrosty temperatury powierzchni morza powyżej 19,5°C są przyczyną gwałtownego rozwoju sinic i glonów przy brzegach (ekstremalne zdarzenie oceanograficzne O-3), co ogranicza, a przejściowo nawet wyklucza możliwości kąpeli. Tym ostatnim w nieco mniejszym stopniu zagrożone są kąpieliska przy miejscowościach leżących nad otwartym morzem, w znacznie większym stopniu kąpieliska na wybrzeżu Zatoki Gdańskiej.

Tak więc wzrost temperatury powietrza i SST w okresie lata pociąga za sobą dla funkcjonowania miast pasa nadmorskiego zróżnicowane skutki – w niewielkim stopniu wyraźnie niekorzystne i w podobnym stopniu – korzystne.

Wzrost maksymalnych poziomów morza w czasie występowania spiętrzeń sztormowych stwarza realne i największe zagrożenie dla funkcjonowania miast strefy nadmorskiej – i ogólnie – całej strefy przybrzeżnej. Zasięg zagrożenia ma charakter regionalny.

W momencie spiętrzenia sztormowego występuje zazwyczaj falowanie znacznie silniejsze od przeciętnego. Wzmaga to natężenie procesów abrazji brzegów i bezpośrednio zagraża obiektom infrastruktury znajdującym się w strefie brzegowej. Zmusza to niekiedy do prowadzenia natychmiastowej akcji ratunkowej, czego przy-

kładem może być np. umacnianie odmorskiego brzegu Półwyspu Helskiego w rejonie Jastarni i Juraty oraz brzegu w rejonie Karwi w styczniu i lutym 1983 r.

Podniesienie poziomu morza powoduje podpiętrzenie wód rzek uchodzących do morza i przez to szybki wzrost ich poziomu, z reguły prowadzący do wystąpienia podtopień, nawet na obszarach znajdujących się dalej od linii brzegowej. W skrajnych przypadkach, zwłaszcza gdy wystąpienie spiętrzenia sztormowego zbiegnie się w czasie z wysokim stanem wód na rzekach, może to doprowadzić do wystąpienia rozległych powodzi, zwłaszcza na obszarach Żuław, Niziny Karwieńskiej, obniżeń dolin dolnego biegu Wieprzy i Parsęty oraz na obszarze ujściowym Odry (otoczenie Zalewu Szczecińskiego). Szczególnie groźne powodzie powodowane przez spiętrzenia sztormowe są dla Gdańska. Wiele wielkich powodzi o tej właśnie genezie opisanych jest w literaturze [np. Makowski 2003].

Spiętrzenia sztormowe nie powodujące rozległych powodzi wprowadzają dezorganizację w funkcjonowanie miast nadmorskich. W nisko położonych częściach miast i miejscowości nadmorskich dochodzić może do zatopienia i skażenia ujęć wodnych, zalania budynków i zniszczenia mienia. Wiąże się z tym często konieczność ewakuacji ludności z zalanych terenów lub zagrożonych zalaniem [Marsz, Styszyńska 2010b], występują lokalne ograniczenia przejezdności dróg kołowych, okresowe wyłączenia energii elektrycznej, a więc i przerwy w funkcjonowaniu zakładów produkcyjnych. W portach, tam gdzie są niskie nabrzeża, dochodzi do „wylania się” wody z basenów portowych, co grozi uszkodzeniami małych jednostek zacumowanych przy tych nabrzeżach, a pozostawionych bez załogi. Niektóre typy jednostek (statków) przy większym podniesieniu się poziomu morza muszą przerwać prace przeładunkowe. Wszystko to pociąga za sobą bezpośrednie straty materialne, a następnie wymaga różnego rodzaju kosztownych prac porządkowych.

Obszary narażone na takie zalewy i podtopienia wyznaczone są na mapach zagrożenia powodziowego i mapach ryzyka powodziowego¹¹ opracowanych w ramach projektu ISOK (Informatyczny System Osłony Kraju przed nadzwyczajnymi zagrożeniami)¹². W niektórych miastach, zwłaszcza w Gdańsku, tereny narażone na podtopienia i zalewy powodowane przez spiętrzenia sztormowe¹³, są przeznaczone do zabudowy, lub są zabudowywane.

¹¹ Przekazanie ostatecznych wersji tych map jednostkom administracji (zgodnie z art. 88f ust. 3 *Ustawy Prawo wodne*) przez Prezesa Krajowego Zarządu Gospodarki Wodnej nastąpiło 15 kwietnia 2015 r.

¹² Projekt mający na celu utworzenie systemu poprawiającego osłonę gospodarki, środowiska i społeczeństwa przed nadzwyczajnymi zagrożeniami, w szczególności przed powodzią. W ramach projektu określono obszary, gdzie występuje zagrożenie dla życia i mienia, co docelowo ma prowadzić do ograniczenia ekspansji gospodarczej na tych obszarach. Obowiązek przygotowania dokumentów planistycznych w zakresie zarządzania ryzykiem powodziowym nałożyła *Dyrektywa 2007/60/WE Parlamentu Europejskiego i Rady z 23 października 2007 r.* (obowiązująca od 26 listopada 2007 r.) w sprawie oceny ryzyka powodziowego i zarządzania nim (tzw. *Dyrektywa Powodziowa*).

¹³ W świetle analiz przeprowadzonych w ramach projektu ISOK, w Gdańsku, zagrożenie powodziowe od Martwej Wisły (wezbranie sztormowe) będzie wysokie (o prawdopodobieństwie prze-

Na dodatek, dla wezbrań sztormowych, które mogą wystąpić na obszarze Gdańska, granice obszarów narażonych na niebezpieczeństwo powodzi na mapach zagrożenia powodziowego oraz mapach ryzyka powodziowego, opracowanych w projekcie ISOK, wyznaczane są na wyższej rzędnej terenu (2,15 m n.p.m.) niż to jest uwzględnione w obowiązującym *Studium Uwarunkowań i Kierunków Zagospodarowania Przestrzennego (SUiKZP)* Miasta Gdańska [2015: 53; rzędna 1,80 m n.p.m.]. Ponieważ zgodnie z *Ustawą Prawo Wodne* na obszarach zagrożonych powodzią o prawdopodobieństwie 1% i 10%, obowiązuje zakaz zabudowy¹⁴, to występujące różnice w wielkości rzędnej terenu wyznaczającej granice obszaru zagrożonego mogą w najbliższej przyszłości stwarzać wiele problemów w zakresie planowania sposobu zagospodarowania tych terenów. Podobne problemy mogą wystąpić przy wyrażaniu zgody na realizację inwestycji na terenach zagrożonych powodzią, a także ustanawiania szczególnych warunków w zakresie możliwości lokalizowania tam inwestycji. Tego rodzaju problemy mogą wystąpić również w innych miastach strefy nadmorskiej (Swinoujściu, Kołobrzegu, Darłowie, Ustce, Łebie, Elblągu, Tolkmicku, Fromborku), zwłaszcza w tych, w których do tej pory nie uwzględniono w miejscowych planach zagospodarowania przestrzennego i SUiKZP nowych wytycznych. Poważnych analiz i wytycznych w zakresie zasad funkcjonowania i zagospodarowania wymagać będą w szczególności tereny obecnie zabudowane, w tym niekiedy śródmiejskie, które znalazły się w obrębie obszarów zagrożonych powodzią.

Podsumowanie

Przedstawione wyniki analizy zmienności warunków klimatycznych, jakie zachodzą w ciągu ostatnich 65 lat wskazują, że rzeczywistej zmianie o charakterze klimatycznym uległa na obszarze pasa nadmorskiego Polski tylko temperatura powierzchni morza i temperatura powietrza. Ulegają również zmianom te elementy, których zmiennością steruje temperatura powietrza (np. grubość i długość zalegania pokrywy śnieżnej) oraz temperatura powierzchni Bałtyku (pokrywa lodowa). Najsil-

wyższenia 10% – raz na 10 lat), gdy z uwzględnieniem falowania, poziom wody w Zatoce Gdańskiej podniesie się do 1,66 m n.p.m., średnie ($p = 1\%$) – gdy wyniesie 2,15 m n.p.m., a niskie ($p = 0,2\%$) – gdy wzrośnie do 2,48 m n.p.m. [Mykita 2012]. Wartości te określono na podstawie analizy nowego, przygotowanego specjalnie na potrzeby projektu ISOK, Numerycznego Modelu Powierzchni Terenu, prognoz zmian poziomu morza oraz nowych danych hydrologicznych (uwzględniających m.in. poziom morza w czasie wezbrania sztormowego 14.10.2009 r., kiedy to w Sobieszowie zanotowano 1,18 m n.p.m.).

¹⁴ Nowelizacja *Prawa Wodnego z 16 grudnia 2015 r.* w art. 88f wprowadza fakultatywne uwzględnianie, przedstawionych na mapach zagrożenia powodziowego oraz mapach ryzyka powodziowego, granic obszarów szczególnego zagrożenia powodzią m.in. w koncepcji przestrzennego zagospodarowania kraju, miejscowym planie zagospodarowania przestrzennego oraz w decyzji o ustaleniu lokalizacji inwestycji celu publicznego lub decyzji o warunkach zabudowy.

niejszy wzrost temperatury powietrza następuje w okresie zimowym i wiosennym, słabszy latem. Występujące zmiany temperatury jesienią są nieistotne.

Obserwowane zmiany temperatury powietrza i zmiany SST na Bałtyku Południowym wywierają generalnie pozytywny wpływ na funkcjonowanie miast strefy nadmorskiej. Nie zachodzi zatem potrzeba dla miast położonych na tym obszarze Polski tworzenia specjalnych, bardziej rozbudowanych planów adaptacji systemów miejskich do realnie zachodzących zmian klimatu. Jedynym okresem, w którym wzrost temperatury pociąga za sobą pewne, niezbyt silne negatywne aspekty funkcjonowania miast jest lato, a dokładniej jego dwa najcieplejsze miesiące (lipiec-sierpień). W tym przypadku należy przede wszystkim przemyśleć kształt architektoniczny budynków mieszkalnych i budowli użyteczności publicznej – z rozważą stosować modne obecnie, wielkie powierzchnie przeszklone, wymagające w konsekwencji dużych ilości energii na pracę systemu klimatyzacji i ponoszenia nakładów na stały nadzór pracy tych systemów. W skali urbanistycznej z kolei należy zastosować rozwiązania sprzyjające chłodzeniu przestrzeni między budynkami w okresie letnim (takich jak np. odpowiednie kształtowanie zieleni, wprowadzenie stawów i fontann pomiędzy zabudowę itp.). Niezwykle istotną kwestią jest także właściwe kształtowanie zespołów zabudowy w sposób ułatwiający przewietrzanie.

Przedstawione wyniki analizy zmienności wysokości poziomu morza w czasie spiętrzeń sztormowych i stwierdzony w ostatnich latach (2009-2015) wzrost częstości ich występowania wskazują, że wzrost poziomu morza, jaki zachodzi w ostatnich 45 latach w czasie spiętrzeń sztormowych należy traktować jako istotną zmianę klimatu Bałtyku Południowego. W trosce o interes publiczny należy zatem zadbać o to, by nowe inwestycje lokalizowane były na terenach bezpiecznych, nie podlegających zalaniu. Tam, gdzie jest to uzasadnione ekonomicznie, należy rozważyć możliwość przeprowadzenia prac zabezpieczających obecne obszary zalewowe przed powodzią. Niezabezpieczone tereny zalewowe powinny zostać trwale wyłączone z możliwości zabudowy mieszkaniowej oraz niektórych rodzajów działalności przemysłowej i składowej. Budowa sieci transportowej powinna być poprzedzona odpowiednimi studiami, których rezultatem będzie wykonanie sieci niewrażliwej na zalewanie terenu. W miastach i osiedlach niezabezpieczone przed zalaniem tereny zalewowe powinny być przede wszystkim użytkowane jako tereny rekreacyjne (parki, błonia) i parkingi. Ich zalanie spowoduje, po ustąpieniu wody, konieczność przeprowadzenia jedynie prac sanitarno-porządkowych.

Opracowane w projekcie ISOK mapy zagrożenia i ryzyka powodziowego powinny stanowić podstawę szczegółowych zapisów warunkujących zasady i ograniczenia realizacji inwestycji oraz gospodarowania na terenach zagrożonych powodzią. Zasady te, wprowadzone do miejscowych planów zagospodarowania przestrzennego, w procesie wydawania decyzji o szczególnych warunkach zabudowy, powinny być bezwzględnie przestrzegane. W przypadku już istniejącej zabudowy należy dążyć do tego, aby w procesach jej rewitalizacji wspomagać przygotowanie budynków do

powodzi (np. zastosowanie wodoodpornych i nienasiąkliwych materiałów budowlanych i wykończeniowych, budowanie ścianek uniemożliwiających przedostanie się wody do budynku, umieszczenie niektórych urządzeń technicznych w bezpiecznych miejscach, zastosowanie rozwiązań architektonicznych umożliwiających ewakuację na wyższych kondygnacjach nawet w skali całego zespołu urbanistycznego itp.).

Literatura

- Cyberski J., 2003, *Przedmowa*, [w:] *Powódź w Gdańsku*, J. Cyberski (red.). Wyd. Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk: 9-11.
- Dopke J., 2014a, *Zużycie energii na ogrzewanie budynków w ostatnich sezonach grzewczych*. [www.INFO-OGREZEWANIE.PL (http://www.rynek-ciepla.cire.pl/pliki/2/zuzycie_energii_na_ogrzewanie_budynkow_w_ostatnich_sezonach_grzewczych.pdf; dostęp 10.09.2016)].
- Dopke J., 2014b, *Zmiany zużycia energii na ogrzewanie budynków w wybranych miastach Polski w wieloleciu*. [www.INFO-OGREZEWANIE.PL (artykul,id_m-100340,t-zmiany_zuzycia_energii_na_ogrzewanie_budynkow_w_wybranych_miastach_polski_w_wieloleciu.html; dostęp 10.09.2016)].
- Dopke J., 2015, *Zużycie energii na ogrzewanie budynków w 2014 r. w 34 miastach Polski*. [www.INFO-OGREZEWANIE.PL (artykul,id_m-100410,t-zuzycie_energii_na_ogrzewanie_budynkow_w_2014_r_w_34_miastach_polski.html; dostęp 10.09.2016)].
- Dziedziszko Z., Jednorą T., 1988, *Wahania poziomu morza na polskim wybrzeżu Bałtyku*. Studia i Materiały Oceanologiczne 52: 215-238.
- Filipiak J., 2004, *Zmienność temperatury powietrza na Wybrzeżu i Pojezierzu Pomorskim w drugiej połowie XX w.* Wyd. IMGW, Warszawa: 216.
- Flannery T., 2005, *Twórcy pogody – Historia i przyszłe skutki zmian klimatu*. Wyd. Centrum Kształcenia Akademickiego, Gliwice: 332.
- Formela K., Marsz A. A., 2011, *Zmienność liczby dni ze sztormem nad Bałtykiem (1971-2009)*. Prace i Studia Geograficzne, t. 47: 189-196.
- Girjatowicz J. P., 1986, *Proces piętrzenia lodu na akwenach polskiego wybrzeża*. Wiadomości Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, t. 9(30), z. 1: 39-50.
- Girjatowicz J. P., 2012, *Skutki abrazyjnego i akumulacyjnego oddziaływania lodu na brzegi polskich zalewów przybrzeżnych*. Inżynieria Morska i Geotechnika, r. 2012, nr 6: 679-683.
- IOŚ-BIP, 2013, *Strategiczny plan adaptacji dla sektorów i obszarów wrażliwych na zmiany klimatu do roku 2020 z perspektywą do roku 2030*. Instytut Ochrony Środowiska – PIB, Ministerstwo Środowiska, Warszawa: 60.
- IPCC: Climate Change 2007: *The Physical Science Basis, the report of Working Group I*: [<http://www.ipcc.ch/ipccreports/ar4-wg1.htm>].
- IPCC: Climate Change 2007: *Impacts, Adaptation and Vulnerability the report of Working Group II*: [<http://www.ipcc.ch/ipccreports/ar4-wg2.htm>].
- IPCC: Climate Change 2007: *Mitigation of Climate Change the report of Working Group III*: [<http://www.ipcc.ch/ipccreports/ar4-wg3.htm>].

- Kirschenstein M., 2013, *Zmienność temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w północno-zachodniej Polsce*. Wyd. Akademia Pomorska w Słupsku, Słupsk: 237.
- Kistowski M., 2003, *Wpływ nierównoważonego rozwoju Gdańska na zagrożenie powodziowe miasta*, [w:] *Powódź w Gdańsku, 2001*. J. Cyberski (red.). Wyd. Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk: 133-144.
- Kożuchowski K., 2007, *Globalne ocieplenie*. Geografia w Szkole, 2007, z. 3: 5-14.
- Kożuchowski K., 2009, *Współczesne zmiany warunków termicznych w Polsce na tle globalnego ocieplenia i wahań strefowej cyrkulacji atmosferycznej*. Studia KPZK PAN, t. CXXIV: 40-49.
- Kożuchowski K., 2011, *Klimat Polski – nowe spojrzenie*. PWN, Warszawa: 292.
- Krośnicka K., Marsz A. A. 2009, *What Land Use/Climate Change Actions Are Being Taken at the Local Level? Regional Case of Tri-city Urban Area, Poland*. Prezentacja (ppt) przedstawiona na konferencji pt. *Changing Land Use to Mitigate Climate Change. A Trans-Atlantic Collaboration*, organizowanej przez *The Lincoln Institute of Land Politic, The National Center for Smart Growth Research and Education, University of Maryland, The Habiforum Foundation* w Dubrowniku (Chorwacja), 07.05.2009 do 09.05.2009.
- Majewski A., Dziadziuszko Z., Wiśniewska A., 1983, *Monografia powodzi sztormowych 1951-1975, Ogólna charakterystyka powodzi sztormowych u polskiego wybrzeża Bałtyku*. Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa: 216.
- Majewski W., 2003, *Powódź w Gdańsku w lipcu 2001 r. Propozycje zabezpieczenia w przyszłości*. [w:] *Powódź w Gdańsku, 2001*. J. Cyberski (red.). Wyd. Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk: 81-88.
- Majewski W., 2010, *Powódź w Gdańsku w lipcu 2001*. Wyd. IMGW-PIB, Warszawa: 110.
- Makowski J., 2003, *Powodzie i zagrożenie powodziowe w rejonie Gdańska w przeszłości*. [w:] *Powódź w Gdańsku, 2001*. J. Cyberski (red.). Wyd. Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk: 13-34.
- Marsz A., Styszyńska A., 2010a, *Changes in Sea Surface Temperature of the South Baltic Sea (1854-2005)*. [w:] *The Polish Climate in the European Context; An Historical Overview*. R. Przybylak et al. (red.). DOI 10.1007/978-90-481-3167-9_16, Springer: 355-374.
- Marsz A., Styszyńska A., 2010b, *Sztorm w dniach 13-14 października 2009 roku nad zachodnią częścią Zatoki Gdańskiej*. Prace Wydziału Nawigacyjnego Akademii Morskiej w Gdyni, 25: 45-59.
- Marsz A., Styszyńska A., Kruszewski G., Zblewski S., 2006, *Analiza warunków hydroklimatycznych nad obszarem Morza Bałtyckiego. Zakres ekstremów i tendencje zmian (1890-2005, 1951-2000, 1971-2000/2005) ze szczególnym uwzględnieniem wybrzeża Polski*. Pod-temat grantu zamawianego „*Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne i hydrologiczne*” (PBZ-1/NoZ/04. Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej Wydziału Nawigacyjnego Akademii Morskiej w Gdyni, Gdynia, 2006: 82 (materiał archiwalny, niepub.).
- Miętus M., 1996, *Zmienność temperatury i opadów w rejonie polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego i jej spodziewany przebieg do roku 2030*. Materiały Badawcze IMGW, 26, Meteorologia, Warszawa: 59.
- Miętus M., Filipiak J., 2002, *Struktura czasowo-przestrzennej zmienności warunków opadowych w rejonie Zatoki Gdańskiej*. Materiały Badawcze IMGW, ser. Meteorologia, 34. Wyd. IMGW, Warszawa: 79.

- Miętus M., Filipiak J., Owczarek M., 2003, *Czasowo-przestrzenna struktura opadów w rejonie Zatoki Gdańskiej i jej możliwe zmiany w skali XXI wieku*. [w:] *Powódź w Gdańsku, 2001*. J. Cyberski (red.). Wyd. Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk: 35-55.
- Miętus M., Biernacik D., Czarnecki B., Filipiak J., Marosz M., Owczarek M., Pilarski M., Wójcik R., 2012, *Statystyczno-empiryczne projekcje wybranych elementów klimatu Polski na lata 2011-2030*. [w:] *Wpływ zmian klimatu na środowisko, gospodarkę i społeczeństwo, t. 1: Warunki klimatyczne i oceanograficzne w Polsce i na Bałtyku Południowym*, J. Wibig i E. Jakusik. (red.). IMGW-PIB, Warszawa: 34-82..
- Mykita M., 2012, *Mapy zagrożenia powodziowego od strony morza*. [http://www.isok.gov.pl/dane/web_articles_files/189/07-m-mykita-mapy-zagrozenia-powodziowego-od-strony-morza.pdf; dostęp: 10.09.2016].
- Rotnicki K., Borzyszkowska W., 1999, *Przyspieszony wzrost poziomu morza i jego składowe na polskim wybrzeżu Bałtyku w latach 1951-1990*, [w:] *Ewolucja systemów nadmorskich Południowego Bałtyku*, R. K. Borówka (red). Bogucki Wyd. Naukowe, Poznań-Szczecin: 141-160.
- Seina A., Palosuo E., 1996, *The Classification of the Maximum Annual Extent of Ice Cover in the Baltic Sea 1720-1995*. *Meri* 27: 79-91.
- Studium Uwarunkowań i Kierunków Zagospodarowania Przestrzennego Miasta Gdańska*, 2015, [<http://www.brg.gda.pl/planowanie-przestrzenne/studium-uwarunkowan-i-kierunkow-zagospodarowania-przestrzennego> (dostęp: 30.10.2016)].
- Sztobryn M., Stigge H.-J., Wielbińska D., Weidig B., Stanisławczyk I., Kańska A., Krzysztofik K., Kowalska B., Letkiewicz B., Mykita M., 2005, *Sturmfluten in der südlichen Ostsee (westlicher und mittlerer Teil)*. *Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie* Nr. 39: 72.
- Wiśniewski B., Wolski T., 2008, *Katalog wezbrań i obniżeń sztormowych na polskim wybrzeżu Bałtyku*, [w:] *Zintegrowane Zarządzanie Obszarami Przybrzeżnymi w Polsce – stan obecny i perspektywy. Cz. 3. – Morze – ląd wzajemne relacje*. K. Furmańczyk (red.) Wyd. Uniwersytet Szczeciński, Szczecin: 101-126.
- Wiśniewski B., Wolski T., 2009, *Katalog wezbrań i obniżeń sztormowych poziomów morza oraz ekstremalne poziomy wód na polskim wybrzeżu*. Wyd. Akademia Morska w Szczecinie, Szczecin: 156.
- Ziemiański M., Wójcik L., 2003, *Uwarunkowania meteorologiczne powodzi w rejonie Gdańska w dniu 9 lipca 20101*. [w:] *Powódź w Gdańsku, 2001*. J. Cyberski (red.). Wyd. Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Gdańsk: 57-68.