

WARUNKI KLIMATYCZNE I OCEANOGRAFICZNE  
W POLSCE I NA BAŁTYKU POŁUDNIOWYM  
SPODZIEWANE ZMIANY I WYTYCZNE  
DO OPRACOWANIA STRATEGII ADAPTACYJNYCH  
W GOSPODARCE KRAJOWEJ

Pod redakcją  
JOANNY WIBIG  
EWY JAKUSIK



# WARUNKI KLIMATYCZNE I OCEANOGRAFICZNE W POLSCE I NA BAŁTYKU POŁUDNIOWYM

## SPODZIEWANE ZMIANY I WYTYCZNE DO OPRACOWANIA STRATEGII ADAPTACYJNYCH W GOSPODARCE KRAJOWEJ

Pod redakcją  
JOANNY WIBIG I EWY JAKUSIK

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej  
Państwowy Instytut Badawczy

Warszawa 2012



SERIA PUBLIKACJI NAUKOWO-BADAWCZYCH IMGW-PIB

## **WARUNKI KLIMATYCZNE I OCEANOGRAFICZNE W POLSCE I NA BAŁTYKU POŁUDNIOWYM**

SPODZIEWANE ZMIANY I WYTYCZNE DO OPRACOWANIA  
STRATEGII ADAPTACYJNYCH W GOSPODARCE KRAJOWEJ

### **Recenzent:**

dr hab. Jerzy Cyberski

Praca przedstawia rezultaty projektu Wpływ zmian klimatu na środowisko, gospodarkę i społeczeństwo (zmiany, skutki i sposoby ich ograniczania, wnioski dla nauki, praktyki inżynierskiej i planowania gospodarczego) finansowanego ze środków Unii Europejskiej i budżetu państwa

### **Komitet Redakcyjny Wydawnictw IMGW-PIB**

prof. dr hab. inż. Janusz Zaleski – przewodniczący,

mgr Karolina Racka – sekretarz,

dr Rafał Bąkowski, dr inż. Ryszard Kosierb, dr Danuta Limanówka,

prof. nadzw. dr hab. Halina Lorenc, dr Elżbieta Łysiak-Pastuszek,

prof. dr hab. inż. Maciej Maciejewski, prof. dr hab. inż. Wojciech Majewski,

dr inż. Mieczysław S. Ostojski, prof. dr hab. inż. Laura Radczuk,

prof. dr hab. inż. Kazimierz Rózdżyński, mgr inż. Edmund Sieński, mgr Rafał Stepnowski,

dr inż. Wiwiana Szalińska, dr hab. Jan Szturc, dr inż. Tamara Tokarczyk,

dr inż. Tomasz Walczukiewicz, prof. nadzw. dr hab. Jan Winter

**ISBN 978-83-61102-65-6**

### **Wydawca**

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy

01-673 Warszawa, ul. Podleśna 61, E. content@imgw.pl

**Projekt składa się z 9 zadań:**

**Zadanie 1:** Zmiany klimatu i ich wpływ na środowisko naturalne Polski oraz określenie ich skutków ekonomicznych

Koordynator zadania: dr hab. Mirosław Miętus, prof. nadzw. (01.12.2008 r. – 30.11.2011 r.), prof. dr hab. Joanna Wibig (01.01.2012 r. – 30.06.2012 r.)

**Zadanie 2:** Stan zanieczyszczeń powietrza w Polsce i jego wpływ na jakość życia – możliwości ograniczenia skutków

Koordynator zadania: dr Leszek Ośródka

**Zadanie 3:** Zrównoważone gospodarowanie wodą, zasobami geologicznymi i leśnymi kraju

Koordynator zadania: dr inż. Tomasz Walczykiewicz

**Zadanie 4:** Klęski żywiołowe a bezpieczeństwo wewnętrzne (cywilne i ekonomiczne) kraju

Koordynator zadania: dr hab. Halina Lorenc, prof. nadzw.

**Zadanie 5:** Rozwój metod prognozowania i systemów ostrzegania przed groźnymi zjawiskami hydrologicznymi i meteorologicznymi oraz wykorzystanie ich do osłony kraju

Koordynator zadania: dr Michał Ziemiański

**Zadanie 6:** Bałtyk jako element systemu klimatycznego i jego rola w tworzeniu się stanów zagrożenia

Koordynator zadania: dr hab. Mirosław Miętus, prof. nadzw. (01.12.2008 – 30.11.2011), mgr inż. Ewa Jakusik (01.12.2011 – 30.06.2012).

**Zadanie 7:** Zagrożenia i uwarunkowania oraz możliwości realizacji krajowego zaopatrzenia w wodę ludności w świetle przepisów Unii Europejskiej

Koordynator zadania: mgr inż. Lidia Gutowska Siwiec

**Zadanie 8:** Przeciwdziałanie degradacji polskich zbiorników retencyjnych

Koordynator zadania: mgr inż. Edmund Sieński

**Zadanie 9:** Perspektywiczne zagospodarowanie dorzecza Wisły z systemem ocen wpływu inwestycji hydrotechnicznych na środowisko

Koordynator zadania: prof. dr hab. inż. Wojciech Majewski

**Niniejszy tom zawiera wyniki uzyskane w zadaniach 1 i 6 Projektu KLIMAT**

## OD AUTORA PROJEKTU

*Maciej Maciejewski*

Głównym wykonawcą Projektu jest Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowy Instytut Badawczy. W Projekcie wzięli również udział specjaliści z: Instytutu Podstaw Inżynierii Środowiska Polskiej Akademii Nauk, Uniwersytetu Gdańskiego, Morskiego Instytutu Rybackiego w Gdyni, Miejskiego Przedsiębiorstwa Wodociągów i Kanalizacji w m. st. Warszawie, Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych, Państwowego Instytutu Geologicznego, Szkoły Głównej Handlowej, Uniwersytetu im. A. Mickiewicza, Instytutu Upraw Nawożenia i Gleboznawstwa – PIB, Warszawskiego Uniwersytetu Medycznego, Instytutu Badawczego Leśnictwa.

Zrealizowany Projekt jest odzewem na wielokrotnie formułowane wnioski o potrzebie badań w zakresie spodziewanych zmian klimatu i ich skutków dla gospodarki kraju. Interdyscyplinarny projekt uwzględnia:

- obszerną wiedzę dotyczącą problematyki zmian klimatu,
- oddziaływanie tych zmian na gospodarkę, środowisko i społeczeństwo,
- propozycje rozwiązań ograniczających skutki zmian klimatu,
- propozycje działań adaptacyjnych do nowych warunków środowiskowych w ważnych dziedzinach życia gospodarczego i społecznego.

Z uwagi na przewidywane formy zagrożeń wynikających z ocieplenia klimatu, jako krótko terminowe działania zostały opracowane propozycje bieżących ostrzeżeń oraz osłony gospodarki i społeczeństwa przed ekstremalnymi zjawiskami atmosferycznymi i hydrologicznymi.

Działania długofalowe znalazły swój wyraz w postaci klimatycznych modeli w skali regionalnej, scenariuszy oddziaływań klimatu na produkcję rolną i lasy, prognoz potrzeb wodnych oraz sposobów ochrony wód powierzchniowych i podziemnych, prognozy skutków ekonomicznych i społecznych w następstwie zmian klimatu i występowania zdarzeń ekstremalnych. Został również podjęty problem wypracowania systemu zaopatrzenia w wodę ludności w świetle przepisów UE (oraz wariantowych scenariuszy adaptacji do zmian klimatu).

Celem Projektu było określenie wpływu ocieplenia klimatu na środowisko, gospodarkę i społeczeństwo oraz skutków i sposobów ich ograniczenia, a także

wypracowanie działań adaptacyjnych do nowych warunków środowiskowych i ważnych dziedzin życia gospodarczego i społecznego.

Celem użytkowym części Projektu jest dostarczenie decydom informacji o scenariuszach zmian klimatu i narzędzi pozwalających symulować różne warianty decyzji gospodarczo-społecznych w aspekcie minimalizacji strat wywołanych ewentualnymi zmianami czy wahaniami klimatu.

Zaprezentowane w Projekcie scenariusze określają zakres zmienności klimatu, z jakim należy się liczyć w działaniach gospodarczych. Te dane szacunkowe, o określonym prawdopodobieństwie, dotyczące występowania ewentualnych zagrożeń ze strony klimatu oraz związane z nim skutki umożliwiają decydom podejmowanie decyzji – niestety w warunkach niepewności – oraz szacowanie stosunku koniecznych nakładów do przewidywanych strat.

Wstępne wyniki prac Projektu stanowiły podstawę do tworzenia nowych systemów osłony ludności i gospodarki na wypadek występowania groźnych zjawisk hydrologicznych i meteorologicznych oraz katastrof technologicznych. W następnym przygotowano nowy projekt pn. „*Informatyczny system osłony kraju przed nadzwyczajnymi zagrożeniami (ISOK)*”, który obecnie jest w trakcie realizacji.

Pełny materiał dokumentujący wykonanie każdego z 9 zadań w Projekcie jest zawarty w:

- sprawozdaniach miesięcznych, kwartalnych, rocznych – obejmujących części poznawcze i aplikacyjne, modele, obliczenia, wyniki, wnioski, opracowania cząstkowe,
- czterech tomach opracowań końcowych:
  - I tom: *Warunki klimatyczne i oceanograficzne w Polsce i na Bałtyku Południowym – spodziewane zmiany i wytyczne do opracowania strategii adaptacyjnych w gospodarce krajowej* (zad. 1 i 6),
  - II tom: *Zmiany klimatu a prognozowanie i monitorowanie stanu środowiska atmosferycznego* (zad. 2 i 5),
  - III tom: *Klęski żywiołowe a bezpieczeństwo wewnętrzne kraju* (zad. 4),
  - IV tom: *Zrównoważone gospodarowanie zasobami wodnymi oraz infrastrukturą hydrotechniczną w świetle prognozowanych zmian klimatycznych* (zad. 3, 7, 8, 9).

Prace te przeznaczone są dla wszystkich tych, którzy mają wpływ na postęp cywilizacyjny kraju i zechcą w swoich działaniach perspektywicznych uwzględnić problematykę tutaj prezentowaną, bez uwzględniania której dalszy rozwój Polski jest niepełny. Wiąże się to także z bezpieczeństwem wewnętrznym kraju wynikającym z degradacji środowiska naturalnego oraz klęsk żywiołowych nawiedzających nasz kraj.

## **I. Modele klimatyczne**

Czy matematyczne modele klimatyczne, na podstawie których są opracowane prognozy przyszłych zmian klimatu są wiarygodne?

Odpowiedź jest prosta. Każdy model matematyczny opisujący procesy występujące w naturze, jeżeli nie zostanie potwierdzony eksperymentem pozostaje jedynie niepotwierdzoną teorią. Modele klimatycznych prognozujących zmiany klimatu trudno obecnie zliczyć. Z raportów ogłoszonych przez IPCC<sup>1</sup> wynika generalny wniosek: „ocieplenie klimatu jest spowodowane emisją antropogeniczną gazów cieplarnianych, a konsekwencje tego będą oddziaływać na działalność i życie człowieka w przyszłości”. Współczesne stanowisko IPCC nie wyklucza również dużego wpływu przyczyn naturalnych.

## **II. Monitorowanie zmian**

Niepewność wyników przedstawianych przez naukę sprawia, że przebieg zmian w systemie klimatycznym musi być monitorowany.

System monitoringu powinien być kompleksowy, skuteczny i powszechny. Kompleksowość tego systemu polega na tym, że musi on obejmować spójnie wszystkie istotne procesy fizyczne zachodzące w atmosferze i hydrosferze, które są powiązane różnymi związkami przyczynowo-skutkowymi, i z których każdy osobno lub kilka łącznie może wywierać niekorzystny wpływ na ludzi i gospodarkę. Kompleksowość systemu znajduje odzwierciedlenie w zintegrowanej meteorologicznej i hydrologicznej metodyce badawczej, zintegrowanym systemie pomiarowo-obszernym, a także zintegrowanej technice i technologii przesyłania, przetwarzania i gromadzenia danych. Dane te muszą być zbierane ze wszystkich dostępnych źródeł z naziemnego systemu obserwacyjno-pomiarowego, systemu wymiany międzynarodowej, systemów satelitarnych i radarowych systemów teledetekcyjnych, wyników modeli meteorologicznych i hydrologicznych, które się wzajemnie weryfikują.

Skuteczność systemu monitoringu zmian klimatu będziemy oceniać trafnością przewidywania czasu i miejsca występowania oraz natężenia zjawisk przyrody niesprzyjających lub groźnych z takim wyprzedzeniem w stosunku do momentu ich występowania, aby możliwe było zorganizowanie działań zaradczych i dostosowawczych eliminujących lub redukujących zagrożenie życia oraz mienia gospodarczego.

Powszechność zaś tego systemu wyrażać się będzie tym, w jakim stopniu zaspokajając on będzie potrzeby: indywidualne, zbiorowe, rządowe i samorządowe, pojawiające się w tym zakresie.

Do indywidualnych należy zaliczyć potrzeby wszystkich członków społeczeństwa dostosowujących swoją aktywność osobistą i zawodową do zmiennych, prognozowanych warunków otoczenia na podstawie informacji hydrologiczno-meteorologicznej upowszechnianej przez środki masowego przekazu.

---

<sup>1</sup> IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change – organizacja założona w 1988 r. przez Światową Organizację Meteorologiczną (WMO) oraz Program Środowiskowy Organizacji Narodów Zjednoczonych (UNEP) celem oceny ryzyka związanego z wpływem człowieka na zmiany klimatyczne. IPCC opracowuje raporty dotyczące zmian klimatu – ostatni ukazał się w 2007 r. (tzw. AR4), a kolejny jest planowany na rok 2014.

Spośród zbiorowych odbiorców na pierwszym miejscu należy wymienić takie działy gospodarki narodowej wymagające osłony specjalistycznej, jak: obrona narodowa, gospodarka morską, rolnictwo, transport lądowy i morski, ochrona środowiska, a także sektor ubezpieczeń. Ponadto do grupy tej należy zaliczyć również takie dziedziny, jak: gospodarkę wodną z osłoną przeciwpowodziową i problematyką suszy, energetykę, sadownictwo i rekreację. Najwyższy poziom w sektorze odbiorców informacji prognostycznej, monitoringowej zajmują organy władzy państwowej i samorządowej, które są odpowiedzialne za przygotowanie państwa do działań w sytuacjach niebezpiecznych i organizowania ochrony społeczeństwa przed skutkami nadzwyczajnych zagrożeń. (Warto w tym miejscu wspomnieć, że w trakcie realizacji Projektu utworzono w Instytucie Meteorologii i Gospodarki Wodnej – PIB Centrum Monitoringu Klimatu Polski).

### **III. Reakcja i wrażliwość gospodarki na zmiany klimatu**

O tym, że pogoda ma wpływ na gospodarkę powszechnie wiadomo. Jak wynika z danych Departamentu Handlu Stanów Zjednoczonych, 12% (czyli 1/9) produktu krajowego brutto (PKB) jest bezpośrednio wrażliwe na zmiany pogody o charakterze niekatastrofalnym. Stąd możemy mówić o „ryzyku pogodowym”, zarządzaniu nim i rozwijającym się rynku „umów na pogodę” w firmach ubezpieczeniowych.

Zmiany klimatu i „odpowiedzi” poszczególnych sektorów gospodarki na te zmiany przebiegają inaczej. Są to zmiany powolne, a gdy odnieść je do koncentracji gazów cieplarnianych, to reakcje klimatu na nie następują z dużym opóźnieniem. Także proces adaptacji gospodarki, dobrze zaplanowany, może być realizowany systemowo, przy rozłożonych na dłuższy okres kosztach działań dostosowawczych.

Do sektorów najbardziej wrażliwych na zmiany klimatu należy zaliczyć: energetykę, budownictwo, rolnictwo, turystykę i rekreację.

Sektor energetyczny, bezpośrednio reaguje na zmiany. Im wyższa temperatura powietrza, tym większe zużycie energii przez systemy klimatyzacyjno-wentylacyjne, a im niższa tym większe staje się zapotrzebowanie na energię do ogrzania pomieszczeń. Zmiany klimatyczne mogą doprowadzić do redukcji przepływu w rzekach wykorzystywanych do chłodzenia urządzeń w elektrowniach cieplnych i nuklearnych. Może także nastąpić zmiana reżimu hydrologicznego rzek, co zakłóci pracę elektrowni wodnych.

Sektor budownictwa może stanąć przed problemem niedostatecznych wytrzymałości konstrukcji, nieodpowiednich materiałów oraz niedostosowanych norm budowlanych do bardzo silnych wiatrów i obciążeń konstrukcji śniegiem.

Sektor rolnictwa. Musi się liczyć ze zmianami w hodowli roślin i modyfikacji agrotechniki przez zmiany w doborze uprawianych gatunków roślin czy rejonizacji produkcji.



Istnieją udokumentowane dowody, że niektóre choroby zakaźne zwierząt (zwłaszcza przenoszone przez owadzień wektorów cechujących się sezonowością, co jest związane z ociepleniem klimatu) są konsekwencją zmiennych warunków dla wegetacji roślin i bytowania zwierząt. W tej sytuacji sektor rolniczy musi liczyć się z podjęciem specjalistycznych prac adaptacyjnych nad epidemiologią chorób zakaźnych zwierząt domowych.

Turystyka i rekreacja. Ośrodki górskie mogą być narażone przede wszystkim na wysoką temperaturę powietrza lub brak opadów śniegu w sezonie zimowym. Z kolei ośrodki nadmorskie polskiego wybrzeża mogą zyskać ze względu na ocieplenie wód Bałtyku.

#### **IV. Zadania dla sektorów gospodarki odpowiedzialnych za prze-ważającą część krajowej emisji gazów cieplarnianych**

Klimat Ziemi jest zjawiskiem zmiennym i złożonym, a wpływ na niego ma wiele czynników. Na obecnym etapie rozpoznania nie jesteśmy w stanie jednoznacznie określić, w jakim stopniu ocieplenie powietrza na powierzchni Ziemi jest spowodowane procesami energetycznymi działalności człowieka, a w jakim czynnikami naturalnymi, w tym zjawiskami zachodzącymi na powierzchni Słońca.

Źle realizowane przez człowieka procesy energetyczne najbardziej szkodzą tu, teraz, dlatego należy podejmować kompleksowe działania ochronne, adaptacyjne i łagodzące skutki, tzn.:

- rozwijać nowe technologie, bardziej racjonalne w wykorzystaniu surowców energetycznych,
- racjonalnie oszczędzać energię,
- ograniczać emisję gazów cieplarnianych oraz zwiększać ich absorpcję,
- ograniczyć zużycie nieodnawialnych źródeł energii na rzecz źródeł odnawialnych,
- ograniczać emisję toksyczną pochodzącą z różnych źródeł transportu, upowszechniać w społeczeństwie ekologiczne środki transportu, w tym rowery
- szeroko stosować handel emisjami,
- wprowadzać mechanizmy finansowe wspierające działania zmierzające do redukcji emisji gazów cieplarnianych,
- prowadzić ciągłą działalność edukacyjną, szkoleniową, obejmującą całe społeczeństwo, wszystkie grupy wiekowe i zawodowe, a także władze na szczeblu centralnym i lokalnym.

W szczególności należy podjąć następujące działania na rzecz redukcji gazów cieplarnianych:

##### w przemyśle

- modernizować technologie produkcji, m.in. przez wdrażanie najlepszych praktyk, wprowadzać innowacje i poprawiać wydajność,
- ograniczać zużycie energii i innych mediów na jednostkę produktu,
- stosować zamiennik F-gazów przy produkcji urządzeń chłodniczych i klimatyzacyjnych,

- wprowadzać nowoczesne metody zarządzania i kontroli,

#### w energetyce i w budownictwie:

- rozwijać różne formy produkcji energii ze źródeł odnawialnych: woda, wiatr, słońce, biogaz, odpady drewna, geotermia (w tym energetyka rozproszona),
- wprowadzać różne formy mechanizmów finansowych wspierających produkcję energii z odnawialnych źródeł energii,
- rozszerzać wydawanie świadectw energetycznych budynkom dotyczących wymagań techniczno-budowlanych dla racjonalnego wykorzystania energii w zakresie ochrony cieplnej, instalacji grzewczej, wentylacji i klimatyzacji,

#### w transporcie:

- stosować rozwiązania techniczne takie jak:
  - nowoczesne konstrukcje samochodowe, szynowe i samolotowe, ograniczające zużycie paliw,
  - budowa autostrad, dróg szybkiego ruchu i obwodnic,
  - budowa infrastruktury rowerowej i upowszechnianie roweru jako ekologicznego środka transportu,
- stosować rozwiązania organizacyjne takie jak:
  - programy zachęcające do stosowania biopaliw,
  - promocja transportu publicznego,

#### w rolnictwie i leśnictwie

- stosować produkcję energii z biomasy, gnojowicy i obornika,
- stosować szerzej bioetanol do napędu maszyn rolniczych i transportu,
- wdrażać najlepsze (dobre) praktyki w rolnictwie, m.in. w technologiach upraw i hodowli (wychwytywanie metanu),
- w drodze stopniowego, długotrwałego procesu dostosowawczego przygotować programy adaptacji rolnictwa, głównie w Polsce północno-wschodniej (gdzie obserwowany jest trend rosnący średniej temperatury powietrza i wydłużenie okresu wegetacyjnego), w zakresie zmian w hodowli roślin, modyfikacji, agrotechniki, zmian w doborze uprawnych gatunków roślin i rejonizacji produkcji,
- racjonalnie stosować nawozy sztuczne,
- stosować zachęty i działania wspierające zalesienia oraz odnowienia zasobów leśnych w lasach prywatnych,

#### w gospodarce komunalnej

- zmniejszać energochłonność urządzeń do uzdatniania wody i przepompowni, ograniczać koszty energetyczne przesyłu wody do odbiorców,
- obniżyć energochłonność w oczyszczalniach ścieków, wdrażać produkcję gazu i energii z osadów ściekowych
- aktywizować odzysk i recykling odpadów wraz z pozyskiwaniem gazu z wysypisk.

## **V. Ryzyko działań strategicznych dotyczących zmian klimatu**

### **VA. Scenariusze szans i niepowodzeń działań strategicznych związanych ze zmianami klimatu**

Patrząc w przyszłość można brać pod uwagę dwa scenariusze działań strategicznych związanych ze zmianami klimatu: scenariusz szans i scenariusz niepowodzeń.

W scenariuszu szans przystąpienie Polski do Unii Europejskiej i konieczność spełnienia dość surowych wymogów w zakresie standardów gospodarczo-społecznych i prawnych, niewątpliwie wymusza zmniejszenie emisji antropogenicznej gazów cieplarnianych, co skutkować będzie również ograniczeniem zagrożeń wywołanych ekstremalnymi (lokalnymi) zjawiskami meteorologicznymi i hydrologicznymi. Łagodzenie zaś skutków zagrożeń naturalnych związane jest z bogaceniem się państw i społeczeństwa. W takich warunkach należy się spodziewać zwiększania środków na monitoring, prace osłonowe oraz doskonalenie sprawności służb ratowniczych, działających na rzecz ograniczenia skutków zagrożeń.

Gdyby przyjąć scenariusz niepowodzeń, a w nim wariant krytyczny, w którym nastąpi pogłębienie różnorodnych sytuacji kryzysowych, to należy liczyć się z utrwaleniem zacofania technologicznego. Skutkiem tego byłoby zwiększenie ryzyka powstawania katastrof i awarii technologicznych (powolnych i szybkich), zwiększenie ryzyka zagrożenia zdrowia i życia ludzi oraz powiększenia obszarów ekologicznego zagrożenia. Scenariusz niepowodzeń to także taka sytuacja, gdy w wyniku niezrozumiałych przyczyn następuje zaniechanie wszelkich działań ochronnych i adaptacyjnych do zmian klimatu.

Ponieważ zmiany klimatyczne to proces powolny i długotrwały, istnieją realne szanse aby w ramach strategicznego planowania dla działań adaptacyjnych:

- zabezpieczyć środki finansowe,
- dostosować technologie adaptacyjne,
- zmienić odpowiednie uregulowania prawne,
- pobudzać rozwój infrastruktury komunalnej i rolnej,
- zbudować nowe powiązania kooperacyjne,
- prowadzić prace nad zmianą mentalności ludzi w różnych strefach aktywności,
- przygotować bazę naukowo-badawczą wspierającą ww. działania.

W obydwu scenariuszach, wobec różnych uwarunkowań zewnętrznych i wewnętrznych, istnieje niepewność kierunku rozwoju kraju. Ryzyko i niepewność stanowią nieodłączny element procesów decyzyjnych, które ujawniają się szczególnie jaskrawo przy reagowaniu w warunkach tworzenia się sytuacji niebezpiecznej, wywołanej np. gwałtownym zdarzeniem pogodowym.

## **VB. Podejmowanie decyzji w warunkach niepewności**

W ostatnich latach obserwuje się dramatyczny, związany prawdopodobnie ze zmianami klimatu, wzrost zagrożeń wywołanych ekstremalnymi zjawiskami meteorologicznymi i hydrologicznymi.

Racjonalne reagowanie (zarządzanie, podejmowanie decyzji) w odniesieniu do tych zjawisk pogodowych powinno być związane z prewencją i kontrolą ryzyka zagrożenia (niebezpiecznego zdarzenia). Oznacza to, że po otrzymaniu informacji o możliwości zaistnienia zdarzenia podejmuje się decyzję, której celem ma być ograniczenie skutków zdarzenia, jego uniknięcie, bądź też tylko akceptacja jego wystąpienia.

W odniesieniu do zjawisk przyrody, o których tutaj mowa, ze względu na skomplikowany, nie w pełni poznany system przyczynowo-skutkowy kształtujący interesujące nas zjawiska i procesy, gdy trudno jest uzyskać w pełni obiektywny opis probabilistyki zjawiska, działamy w warunkach niepewności.

Podejmowanie w takich warunkach decyzji może iść w trzech (i więcej) kierunkach:

- pierwszym, polegającym na normatywnym sformułowaniu formy działania, ściśle określonym przez nadrzędną agencję rządową (np. sterowanie systemem wodnym zbiornika retencyjnego wg instrukcji, mimo że dynamiczny charakter procesu retencji wskazywałby na potrzebę odstąpienia od instrukcji),
- drugim, wiążącym się ze stosowaniem specjalnych technik podejmowania decyzji, np. kwantyfikacja stopnia niepewności, wielokryterialne metody podejmowania decyzji, oceny ryzyka (np. aktywne podejście dyspozytora do systemu sterowania zbiornikiem w wyniku wielokrotnie powtarzanych symulacji opartych na ciągach historycznych),
- trzecim, polegającym na całkowicie subiektywnej decyzji decydenta wynikającej z jego doświadczenia (np. wysadzanie wału przeciwpowodziowego) lub wręcz upodobań.

Warto jednak podkreślać, że obszar ryzyka odpowiadający danemu ekstremalnemu zdarzeniu przyrodniczemu lub inaczej obszar zmienności tego zjawiska meteorologicznego czy hydrologicznego można określić jedynie z pewnym przybliżeniem. Dlatego pomijanie w procesach decyzyjnych niepewności wynikającej z samej struktury (charakteru) zjawiska jest błędem prowadzącym często do wielkich szkód i zagrożenia życia.

## **VI. Wskaźniki realizacji osiągnięcia celów Projektu**

W wyniku realizacji Projektu zaistnieją przesłanki do:

- zwiększenia zasobów wód powierzchniowych przez zwiększenie retencji,
- uwzględnienia we wszystkich wojewódzkich planach zagospodarowania przestrzennego problemów gospodarki wodnej wobec zmian klimatu – jako ważnego uwarunkowania rozwoju regionu,

- wprowadzenia norm budowlanych uwzględniających zmiany obciążeń na budowie w wyniku ekstremalnych warunków pogodowych (śnieg, wiatr),
- zmniejszania ryzyka susz i powodzi,
- wdrażania modeli do oceny poziomu emisji pyłu zawieszony PM2.5,
- zwiększania dostępności do informacji o gwałtownych zanieczyszczeniach ujęć wody,
- opracowania propozycji edukacyjnych nawiązujących do Projektu,
- podniesienie jakości prognoz meteorologicznych przy użyciu modelu subsynoptycznoskalowego,
- uznania strefy brzegowej Bałtyku za rejon konfliktu między rozwojem gospodarczym, a zachowaniem naturalnego krajobrazu wraz z istniejącymi geosystemami i dostosowanie do tego perspektywicznych planów zagospodarowania przestrzennego.

### **Wniosek generalny**

Nie rozpoznano do końca, na ile ocieplenie klimatu jest spowodowane działalnością człowieka, a na ile czynnikami naturalnymi. Nie oznacza to, że mamy nic nie robić. Wprost przeciwnie. Powinniśmy w ramach długofalowej strategii państwa ograniczać ilość i stężenie dwutlenku węgla w powietrzu. Chodzi więc o taką modernizację energetyki, transportu, rolnictwa i gospodarki komunalnej, aby maksymalnie ograniczać zużycie energii w ogóle, a tym samym – w przypadku Polski zaoszczędzić jak najwięcej zasobów węgla dla następnych pokoleń. Równocześnie powinniśmy intensyfikować produkcję energii w oparciu o czyste źródła energii odnawialnej oraz energii jądrowej, i to mimo opóźniających te działania przedstawicieli przemysłu i lobby paliw kopalnych obawiających się utraty zysków. (Pewnym optymizmem napawa fakt zainteresowania się niektórymi polskimi spółkami energetycznymi budową nowych elektrowni i elektrociepłowni zasilanych gazem). Każdy krok w tym kierunku będzie krokiem do przodu naszej gospodarki.

W tym przypadku nie chodzi o wizjonerski świat, lecz o twarde chodzenie po ziemi.



## Spis treści

<b>CZEŚĆ I. ZMIANY KLIMATU, ICH WPŁYW NA ŚRODOWISKO NATURALNE POLSKI ORAZ OKREŚLENIE ICH SKUTKÓW EKONOMICZNYCH .....</b>	<b>3</b>
Wprowadzenie .....	5
<i>Joanna Wibig</i>	
Zmiany i zmienność klimatu od połowy XX w. ....	7
<i>Danuta Limanówka, Dawid Biernacik, Bartosz Czernecki, Ryszard Farat, Janusz Filipiak, Tomasz Kasprówicz, Robert Pyrc, Grzegorz Urban, Robert Wójcik</i>	
Statystyczno-empiryczne projekcje wybranych elementów klimatu Polski na lata 2011-2030 .....	34
<i>Mirosław Miętus, Dawid Biernacik, Bartosz Czernecki, Janusz Filipiak, Michał Marosz, Małgorzata Owczarek, Michał Pilarowski, Robert Wójcik</i>	
Dynamiczne scenariusze zmian klimatu dla Polski na lata 2011-2030 .....	93
<i>Joanna Wibig, Barbara Brzówska, Aleksander Curyło, Adam Jaczewski, Krzyszyna Konca-Kędziarska, Małgorzata Liszewska, Krzyszyna Pianko-Kluczyńska</i>	
Podsumowanie – wskazówki do pojęcia działań adaptacyjnych .....	124
<i>Joanna Wibig</i>	
Literatura .....	134
<b>CZEŚĆ II. DIAGNOZA STANU I SPODZIEWANYCH ZMIAN WARTOŚCI WYBRANYCH ELEMENTÓW OCEANOGRAFICZNYCH NA BAŁTYKU POŁUDNIOWYM W XXI W. ORAZ IDENTYFIKACJA POTENCJALNYCH ZAGROŻEŃ OD STRONY MORZA .....</b>	<b>141</b>
Wprowadzenie .....	143
<i>Ewa Jakusik</i>	
Poziom morza w polskiej strefie brzegowej – stan obecny i spodziewane zmiany w przyszłości .....	146
<i>Ewa Jakusik, Robert Wójcik, Michał Pilarowski, Dawid Biernacik, Mirosław Miętus</i>	
Ocena długoterminowych zmian występowania charakterystycznych poziomów morza wzdłuż polskiego wybrzeża .....	170
<i>Beata Kowalska, Marzenna Sztobryn, Ida Stanisławczyk, Beata Letkiewicz, Alicja Kańska, Katarzyna Krzysztofik</i>	
Występowanie zlodzenia na Bałtyku – stan obecny i spodziewane zmiany w przyszłości .....	189
<i>Marzenna Sztobryn, Robert Wójcik, Mirosław Miętus</i>	

Zmiany wysokości falowania na Bałtyku Południowym w XXI wieku .....	216
<i>Ewa Jakusik, Bartosz Czernecki, Michał Marosz, Michał Pilarski, Mirosław Miętus</i>	
Ocena bezpośredniego zagrożenia powodzią obszarów przybrzeżnych przy uwzględnieniu oddziaływania morza i zmian klimatycznych (na przykładzie obszaru pilotażowego w Karwi) .....	233
<i>Beata Kowalska, Marzenna Sztobryn, Monika Mykita, Katarzyna Krzysztofik, Alicja Kańska</i>	
Długookresowe zmiany struktury termohalinowej Bałtyku jako czynnik stymulujący jego produktywność .....	251
<i>Magdalena Kamińska, Włodzimierz Krzymiński</i>	
Wpływ zmian klimatycznych na strukturę przestrzenną i czasową zakwitów glonów .....	263
<i>Wojciech Kraśniewski, Łukasz Lewandowski, Elżbieta Łysiak-Pastuszek</i>	



**CZEŚĆ I**  
**ZMIANY KLIMATU, ICH WPŁYW**  
**NA ŚRODOWISKO NATURALNE POLSKI**  
**ORAZ OKREŚLENIE ICH SKUTKÓW**  
**EKONOMICZNYCH**



# Wprowadzenie

*Joanna Wibig*

Koncepcja z początku lat 80. XX w., że współczesny klimat zmienia się nie tylko na skutek czynników naturalnych, ale także pod wpływem działalności człowieka stale się umacnia. Podjęto wiele działań polegających na archiwizacji, digitalizacji i homogenizacji ogromnych zbiorów danych celem umożliwienia badań nad zmianami i zmiennością klimatu oraz zrozumienia kluczowych aspektów dynamiki klimatu i jego zmian w skali globalnej [BACC 2008]. Kulminacją tych badań była słynna konkluzja, że *"ocieplenie spowodowane przez człowieka jest powszechne"* (Human – induced warming of the climate system is widespread) [IPCC 2007].

Zmiany klimatu polegają na ociepleniu powietrza w troposferze oraz w oceanach, a także zmianach intensywności i rozmieszczenia opadów na kuli ziemskiej. Ich bezpośrednimi skutkami są wzrost średniego poziomu morza na świecie i coraz częściej występujące anomalie pogodowe. Pośrednie skutki dla gospodarki, ekosystemów i społeczeństwa mogą być bardzo niekorzystne, przy czym niektóre regiony, sektory i grupy społeczne odczuwają je w większym stopniu. By je złagodzić, a także by wykorzystać korzystne skutki zmian, należy podjąć środki adaptacyjne.

W niniejszym tomie podsumowujemy czteroletnie badania nad identyfikacją zmian klimatu, ich wpływu na środowisko naturalne Polski i skutki ekonomiczne tych zmian. Wśród celów podjętych działań była identyfikacja zmian już obserwowanych oraz wskazanie, które z przejawów globalnego ocieplenia są obecne na obszarze Polski, wraz ze wskazaniem największych zagrożeń związanych z tymi zmianami, a także projekcja klimatu na najbliższą przyszłość – lata 2011-2030 – opracowana dla strategii adaptacyjnych w najważniejszych sektorach działalności człowieka: rolnictwie, gospodarce wodnej, ochronie zdrowia, transporcie, przemyśle, energetyce i innych. Badania te prowadzono w ramach programu KLIMAT.

Definicja zmian klimatu przyjęta na potrzeby projektu KLIMAT oznacza *"postępujący proces zmian fizycznych i chemicznych w strukturze atmosfery polegający na tym, że czynniki powodujące ten proces prowadzą do ustalenia się nowego stanu równowagi całego systemu klimatycznego względem stanu wyjściowego"* [Projekt Klimat – studium wykonalności 2008]. Tak rozumiane zmiany klimatu są tematem tomu, który oddajemy w Państwa ręce.

W kolejnych trzech rozdziałach przedstawiono obecny stan klimatu w Polsce i jego współczesne zmiany (współczesne to w rozumieniu tego opracowania te, które nastąpiły po 1950 r.), statystyczno-empiryczne scenariusze zmian klimatu dla Polski na lata 2011-2030 i dynamiczne scenariusze zmian klimatu na te same lata.

Analizie poddano kilka wybranych elementów klimatu, których zmiany mają szczególne znaczenie dla warunków pogodowych Polski, a także wywierają silny wpływ na człowieka, ekosystemy i gospodarkę. Wśród nich można wymienić temperaturę powietrza, opady atmosferyczne, pokrywą śnieżną, wilgotność względną, prężność pary wodnej i zachmurzenie. Dodatkowo opracowano scenariusze warunków biometeorologicznych oraz ilości promieniowania ultrafioletowego docierającego do powierzchni Ziemi. W podsumowaniu zasugerowano, na jakie sektory gospodarki i sfery działalności człowieka wpływ zmian klimatu będzie najbardziej dotkliwy i jakiego typu działania adaptacyjne należy podjąć, by zminimalizować ich negatywne skutki i najefektywniej wykorzystać pozytywne.

Autorzy mają nadzieję, że lektura tej monografii przyczyni się do upowszechnienia wiedzy na temat prawdopodobnego oddziaływania zmian klimatu oraz uświadomi konieczność podejmowania działań adaptacyjnych.

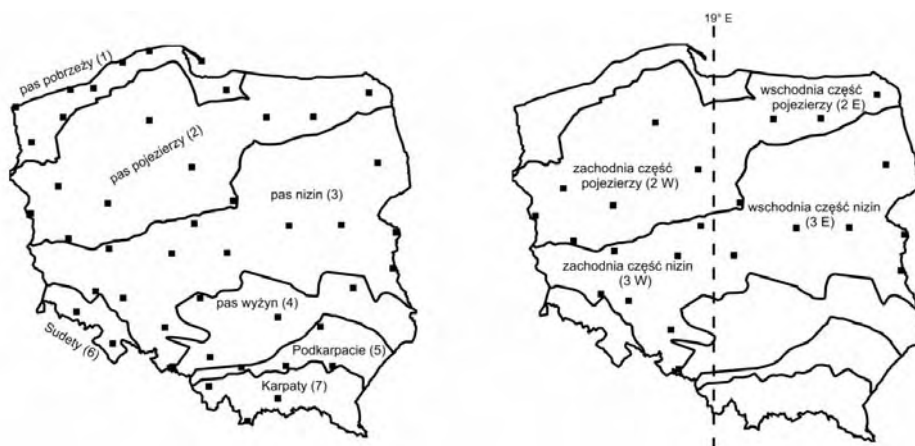
W opracowaniu wykorzystano dane z modeli udostępnionych w ramach projektu CMIP5 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 5*) przez naukowców zrzeszonych w grupie AC&C/SPARC (*American Chemistry Council/Stratospheric Processes and their Role in Climate*), dane z modeli udostępnionych w ramach projektu ENSEMBLES (EU FP6, numer kontraktu 505539), dane z reanaliz NCEP/NCAR [Kalnay i in. 1996] z *Research Data Archive* utworzonego przez *Computational and Information System Laboratory* w NCAR i finansowanego przez *National Science Foundation* (NSF) oraz dane ze zbioru E-OBS udostępnione w ramach projektu ENSEMBLES (<http://ensembles-eu.metoffice.com>) i projektu ECA&D (<http://eca.knmi.nl>). Autorzy dziękują za udostępnienie wymienionych zbiorów.

# Zmiany i zmienność klimatu od połowy XX w.

*Danuta Limanówka, Dawid Biernacik, Bartosz Czernecki,  
Ryszard Farat, Janusz Filipiak, Tomasz Kasprowicz,  
Robert Pyrc, Grzegorz Urban, Robert Wójcik*

## 1. Temperatura powietrza

Temperatura powietrza jest kluczowym wskaźnikiem zachodzących zmian klimatu. W stuleciu 1906-2005 średnia globalna temperatura powietrza wzrosła o 0,74°C [IPCC 2007]. Lokalnie zmiany temperatury mogą jednak odbiegać od trendów globalnych. Chociaż zmiany temperatury powietrza w Polsce są przestrzennie spójne, to zasadne wydaje się wykorzystanie średniej wartości obszarowej (regionalnej) jako syntetycznego wskaźnika warunków termicznych. W tym celu, korzystając z regionalizacji Kondrackiego, wydzielono siedem regionów fizycznogeograficznych – Pobrzeża, Pojezierza, Niziny, Wyżyny, Podkarpacie, Sudety i Karpaty. Podział ten uwzględnia istotne dla kształtowania się zróżnicowania



Rys. 1. Podział Polski na regiony fizycznogeograficzne: 1 – pas pobrzeży, 2 – pas pojezierzy (2E – część wschodnia, 2W – część zachodnia), 3 – pas nizin (3E – część wschodnia, 3W – część zachodnia), 4 – pas wyżyn, 5 – Podkarpacie, 6 – Sudety, 7 – Karpaty [opracowanie własne za Kondrackim 2002]

przestrzennego warunków termicznych w Polsce czynniki: wysokość nad poziomem morza, rzeźbę terenu, strukturę użytkowania terenu, a pośrednio, przez równoleżnikowy układ regionów, także odległość od Morza Bałtyckiego oraz ilość docierającego promieniowania słonecznego. Dodatkowo dwa największe pod względem powierzchni regiony (pas pojezierzy i nizin) podzielono na część wschodnią i zachodnią wzdłuż środkowego południka 19°E (rys. 1).

Średnią obszarową temperaturę dla Polski obliczono na podstawie średniej miesięcznej temperatury powietrza z 45 stacji synoptycznych uznanych za reprezentatywne. W skali regionów liczba stacji wyniosła od 13 na Nizinach do 2 w Sudetach. Głównym kryterium doboru stacji była kompletność serii. Dane pochodziły ze zweryfikowanej, jednorodnej bazy Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej - Państwowego Instytutu Badawczego. Nie wykorzystano danych ze stacji wysokogórskich (Śnieżka, Kasprowy Wierch).

Średnia obszarowa temperatura  $[T_i]_{obsz}$  została wyznaczona jako średnia ważona obliczona na podstawie odległości wybranych stacji względem punktu centralnie położonego, wykorzystując wzór:

$$[T_i]_{obsz} = \frac{\sum_{j=1}^k w_j T_{ij}}{\sum_{j=1}^k w_j}$$

gdzie:  $T_{ij}$  – średnia (roczna, sezonowa) temperatura powietrza na  $j$ -tej stacji w chwili czasu  $i$ ,  $k$  – liczba stacji w danym regionie, a  $w_j$  to współczynnik wagowy każdej stacji zdefiniowany przez Alexanderssona [1986]:

$$w_j = \exp(-dL_j)$$

gdzie:  $L_j$  – odległość  $j$ -tej stacji (w km) od geometrycznego środka obszaru, a współczynnik  $d$  dla temperatury przyjmuje wartość  $0,001 \text{ km}^{-1}$ .

Zmienność czasową określono za pomocą współczynnika trendu liniowego. Istotność statystyczną (na poziomie  $1 - \alpha = 0,95$ ) trendów weryfikowano testem F-Snedecora.

### **1.1. Roczna i sezonowa średnia obszarowa temperatura powietrza w Polsce i regionach**

Średnia roczna obszarowa temperatura powietrza w Polsce w okresie 1951-2008 wyniosła  $7,9^\circ\text{C}$  ( $7,6^\circ\text{C}$  w części wschodniej i  $8,2^\circ\text{C}$  w zachodniej). W regionach fizycznogeograficznych o mało urozmaiconej rzeźbie terenu (Pobrzeża, Niziny, Podkarpacie) średnia roczna temperatura powietrza wynosiła  $8,1^\circ\text{C}$ , natomiast na obszarach wyżej wyniesionych, o bardziej urozmaiconej rzeźbie (Pojezierza i Wyżyny), było nieznacznie chłodniej ( $7,8^\circ\text{C}$ ). Sudety (obliczona średnia obszarowa nie uwzględnia stacji wysokogórskich) są w skali roku nieznacznie cieplejsze od Karpat. Różnica między najcieplejszym regionem – Podkarpaciem a najchłodniejszym – Karpatami wynosiła w skali roku  $0,9^\circ\text{C}$  (rys. 2).

Najcieplejszym rokiem analizowanego wielolecia, we wszystkich regionach z wyjątkiem Pobrzeży, był 2000 r., w którym średnia temperatura powietrza prze-

kroczyła wszędzie  $9,0^{\circ}\text{C}$ , osiągając na Nizinach  $9,8^{\circ}\text{C}$ . Następnym w kolejności był 2008 r. (od  $8,7^{\circ}\text{C}$  w Sudetach do  $9,7^{\circ}\text{C}$  na Podkarpaciu) i 2007 r. (od  $8,6^{\circ}\text{C}$  w Karpatach do  $9,6^{\circ}\text{C}$  na Podkarpaciu). Nad morzem (Pobrzeża) najcieplejsze były lata 2000 i 2007 (po  $9,6^{\circ}\text{C}$ ), następnie 1990 ( $9,5^{\circ}\text{C}$ ). Różnica między najwyższą a najniższą średnią roczną obszarową temperaturą powietrza w wieloleciu 1951-2008 w każdym regionie przekroczyła  $3,0^{\circ}\text{C}$ . Najchłodniejszy okazał się 1956 r., w którym średnia temperatura powietrza dla obszaru całego kraju wynosiła  $6,1^{\circ}\text{C}$ . Drugim najchłodniejszym rokiem w analizowanym wieloleciu zarówno na obszarze całego kraju, jak i w większości regionów był 1980 r. Jedynie w północnej Polsce (Pobrzeża i Pojezierza) był to rok 1987.

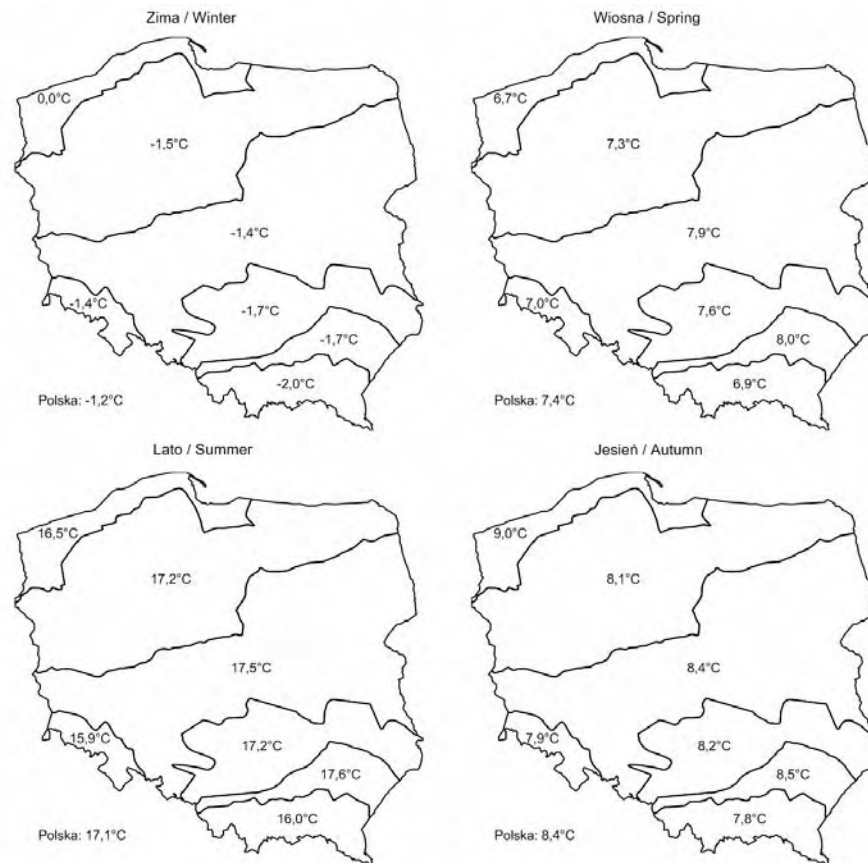


Rys. 2. Średnia roczna obszarowa temperatura powietrza ( $^{\circ}\text{C}$ ) w wyznaczonych regionach i w Polsce w wieloleciu 1951-2008

Średnia obszarowa temperatura powietrza w Polsce zimą w rozpatrywanym wieloleciu wynosiła  $-1,2^{\circ}\text{C}$ . Najcieplejszym regionem były Pobrzeża ( $0,0^{\circ}\text{C}$ ). Na pozostałym obszarze średnia temperatura zimy była ujemna (rys. 3). Wyraźnie zaznaczyło się zróżnicowanie przestrzenne analizowanego wskaźnika termicznego. Regiony znajdujące się na zachód od środkowego południka kraju ( $19^{\circ}\text{E}$ ) były cieplejsze niż położone na wschodzie. Poza Karpatami najniższe temperatury zimy zanotowano we wschodnich częściach Pojezierzy ( $-2,4^{\circ}\text{C}$ ) oraz Nizin ( $-2,3^{\circ}\text{C}$ ).

Najniższa temperatura w Polsce w sezonie zimowym ( $-7,5^{\circ}\text{C}$ ) wystąpiła na przełomie lat 1962/1963. Spośród 57 analizowanych sezonów zimowych 39 (68%) charakteryzowało się średnią temperaturą powietrza poniżej  $0^{\circ}\text{C}$ , a 18 (32%) średnią temperaturą dodatnią. Średnia temperatura najcieplejszej zimy 2006/2007 wynosiła w Polsce  $2,7^{\circ}\text{C}$ , a na Pobrzeżach aż  $3,7^{\circ}\text{C}$ . Zima 1989/1990 była najcieplejsza na Pojezierzach i Nizinach ( $2,6^{\circ}\text{C}$ ).

Rozkład przestrzenny analizowanego wskaźnika ulega zmianie wiosną (rys. 3), kiedy to najchłodniej ( $6,7^{\circ}\text{C}$ ) jest nad morzem (Pobrzeża) i we wschodniej części Pojezierzy, natomiast najcieplejszymi regionami są wtedy zachodnia część Nizin ( $8,2^{\circ}\text{C}$ ) oraz Podkarpacie ( $8,0^{\circ}\text{C}$ ). Podobnie jak w skali roku, najwyższą średnią temperaturę (w większości regionów przekraczającą  $10,0^{\circ}\text{C}$ ) zanotowano w latach 2000 i 2007, natomiast najchłodniejszy okazał się 1955 r., ze średnią temperaturą sezonu niższą o ponad  $5,0^{\circ}\text{C}$  od najcieplejszych lat. Chłodniejsze o ok.  $2,0^{\circ}\text{C}$  od średniej wieloletniej były wiosny w 1980 r. i 1987 r.



Rys. 3 Średnia obszarowa temperatura powietrza w porach roku w wyznaczonych regionach i w Polsce w wieloleciu 1951-2008

Latem średnia temperatura powietrza w Polsce przekracza 17,1°C. Podobnie jak wiosną najwyższą średnią obszarową temperaturę powietrza (17,6°C) obserwuje się w zachodniej części Nizin oraz na Podkarpaciu. Najchłodniejszym regionem w Polsce (15,9°C) są Sudety (rys. 3).

Sezon letni charakteryzuje się najmniejszą zmiennością międzyroczną (poniżej 4,0°C). Średnia obszarowa temperatura powietrza w Polsce w najcieplejszych latach przekracza 19,0°C (1992 i 2002), natomiast dla najchłodniejszych (1978 i 1962) wynosi nieco ponad 15,0°C. W większości regionów najcieplejsze było lato w 1992 r. (jedynie na Pobrzeżach był to 1994 r.). W każdym regionie fizycznogeograficznym średnia temperatura najcieplejszego sezonu była o ponad 2,0°C wyższa od średniej wieloletniej. Najchłodniejszym sezonem letnim w północnej części kraju (Pobrzeża, Pojezierza) było lato w 1962 r., kiedy średnia temperatura wynosiła odpowiednio 14,4°C i 15,2°C. W pozostałych regionach najchłodniejsze było lato w 1978 r., z temperaturą od 14,1°C w Sudetach do 15,7°C na Nizinach.

Klimatologiczna jesień jest najcieplejsza na Pobrzeżach (9,0°C), natomiast najchłodniejsza we wschodniej części Pojezierzy (7,7°C) i w Karpatach (7,8°C).



Generalnie temperatura powietrza jest w tym sezonie wyrównana, a różnice między najcieplejszymi a najchłodniejszymi obszarami kraju nie przekraczają 1,3°C (rys. 3). W 2006 r. średnia temperatura w Polsce osiągnęła 11,0°C, a na Pobrzeżach nawet 12,0°C i była najwyższa spośród wszystkich jesieni analizowanego wielolecia. W poszczególnych regionach różnica między najcieplejszymi a najchłodniejszymi jesieniami wynosi ok. 4,0°C. Najchłodniejsza jesień w Polsce wystąpiła w 1993 r. (6,4°C). W większości regionów również najchłodniejszą była jesień 1993 r., jedynie w Sudetach i Karpatach była to jesień w 1952 r. z temperaturą wynoszącą odpowiednio 6,2°C oraz 5,7°C.

## 1.2. Zmiany średniej obszarowej temperatury powietrza w Polsce i regionach

Średnia temperatura powietrza w okresie 1951-2008 w skali całego kraju oraz w poszczególnych regionach fizycznogeograficznych cechuje się istotnym statystycznie trendem rosnącym [Biernacik i in. 2010]. Tempo zmian średniej obszarowej temperatury w Polsce wynosi 0,24°C/10 lat, przy czym jest nieznacznie większe w zachodniej (0,25°C/10 lat) niż we wschodniej części kraju (0,21°C/10 lat) (tab. 1). Najszybszy wzrost temperatury jest obserwowany na Pobrzeżach (0,27°C/10 lat), niewiele wolniejszy – na Pojezierzach oraz w Karpatach (0,25°C/10 lat). Wyraźnie mniejsze jest tempo zmian na Wyżynach (0,19°C/10 lat) oraz w Sudetach (0,20°C/10 lat) [Biernacik i in. 2010].

Tab. 1. Sezonowe i roczne wartości współczynników trendu (°C/10 lat) średniej temperatury powietrza w poszczególnych regionach i Polsce obliczone dla wielolecia 1951-2008 (pogrubiono wartości istotne statystycznie na poziomie 1 -  $\alpha = 0,95$ )

Sezony	Pobrzeża	Pojezierza	Niziny	Wyżyny	Podkarpackie	Sudety	Karpaty	Polska
Zima	<b>0,40</b>	<b>0,42</b>	<b>0,40</b>	0,31	0,33	0,31	<b>0,34</b>	<b>0,38</b>
Wiosna	<b>0,40</b>	<b>0,38</b>	<b>0,35</b>	<b>0,32</b>	<b>0,37</b>	<b>0,30</b>	<b>0,38</b>	<b>0,36</b>
Lato	<b>0,22</b>	<b>0,15</b>	<b>0,15</b>	0,13	<b>0,19</b>	<b>0,20</b>	<b>0,25</b>	<b>0,17</b>
Jesień	0,08	0,06	0,07	0,01	0,03	0,04	0,07	0,06
Rok	<b>0,27</b>	<b>0,25</b>	<b>0,24</b>	<b>0,19</b>	<b>0,22</b>	<b>0,20</b>	<b>0,25</b>	<b>0,24</b>

W skali sezonów najszybszy wzrost średniej temperatury powietrza obserwuje się zimą i wiosną, kiedy w północnej części kraju (Pobrzeże, Pojezierze) wynosi ok. 0,4°C/10 lat. Wyraźnie mniejsze tempo zmian (zimą w dodatku nieistotne statystycznie) cechuje Wyżyny i Sudety (ok. 0,3°C/10 lat). Latem tempo ocieplenia jest znacznie mniejsze niż zimą i wiosną (ok. 0,15-0,25°C/10 lat), jednak nadal cechuje się istotnością statystyczną (z wyjątkiem Wyżyn). Jesień jest jedynym sezonem klimatologicznym, w którym nie można mówić o trendzie wzrostowym temperatury powietrza w Polsce, zaznacza się jedynie nieznaczna tendencja rosnąca, najsilniejsza na Pobrzeżach.

Tab. 2. Średnia roczna temperatura powietrza w dekadach wielolecia 1951-2008 w Polsce oraz analizowanych regionach fizycznogeograficznych

Regiony	1951-1960	1961-1970	1971-1980	1981-1990	1991-2000	2001-2008
<b>Polska</b>	<b>7,6</b>	<b>7,4</b>	<b>7,6</b>	<b>8,0</b>	<b>8,3</b>	<b>8,7</b>
Pobrzeża	7,7	7,5	7,8	8,2	8,5	8,9
Pojezierza	7,5	7,3	7,5	7,8	8,1	8,7
Niziny	7,8	7,6	7,8	8,2	8,5	8,9
Wyżyny	7,6	7,5	7,5	7,8	8,1	8,6
Podkarpacie	7,8	7,7	7,7	8,2	8,4	8,9
Sudety	7,1	6,9	7,2	7,4	7,7	8,0
Karpaty	6,7	6,8	7,0	7,3	7,5	8,0

Długookresowy trend rosnący wyjaśnia ok. 22% wariacji średniej temperatury powietrza w Polsce w okresie 1951-2008. W skali regionów systematyczny wzrost temperatury odpowiada za od ok. 15% (Wyżyny) do 28% (Pobrzeża) wariacji elementu. Inną, poza trendem, cechą wieloletniej zmienności temperatury powietrza w Polsce jest występowanie okresów chłodniejszych oraz cieplejszych. Wyniki przedstawione w tab. 2 wskazują, iż najchłodniejsze dziesięciolecie w Polsce przypada na lata 1961-1970 (7,4°C). W kolejnych dziesięcioleciach temperatura systematycznie wzrastała, osiągając w latach 2001-2008 wartość średnią równą 8,7°C. Podobną zmiennością średnich dziesięcioletnich cechują się także Pobrzeża, Pojezierza, Niziny oraz Sudety. Na Wyżynach i Podkarpaciu nie odnotowano różnicy między latami 1961-1970 oraz 1971-1980. Z kolei w Karpatach najniższa średnia temperatura wyróżnia lata 1951-1960, a kolejne dziesięciolecia cechuje systematyczny wzrost temperatury.

## 2. Opady atmosferyczne

Opady atmosferyczne są elementem pogody i klimatu mającym ogromne znaczenie dla gospodarki i codziennego życia człowieka. Dlatego poznanie aktualnego stanu oraz zmian w wysokości i strukturze opadów, tak w skali całego kraju, jak i w aspekcie regionalnym, jest szczególnie istotne. Z powodu nieciągłości w czasie i przestrzeni opady są trudne do estymacji. Jedną z prostych i skutecznych metod ich analizy jest średnia obszarowa suma opadów. W tym opracowaniu do oszacowania jej wartości wybrano metodę wieloboków.

Materiałem do analiz były miesięczne sumy opadów z 311 stacji IMGW z lat 1961-2009. Ich rozmieszczenie przedstawiono na rys. 4.

Podstawowym kryterium doboru okresu badań była dostępność kompletnych ciągów pomiarowych. Starano się również, aby rozmieszczenie stacji na obszarze Polski i w poszczególnych regionach było w miarę równomierne.

Wyboru regionów dokonano na podstawie podziału fizycznogeograficznego Polski wg Kondrackiego [2002]. Wykorzystano podział oparty na poziomie podprovincji. Ze względu na położenie oraz niewielką liczbę stacji Beskidy Wschod-

nie zostały włączone do Zewnętrznych Karpat Zachodnich, Wyżyna Wołyńsko-Podolska do Wyżyny Wschodniomałopolskiej, a Pobrzeże Wschodniobałtyckie do Pobrzeży Południowobałtyckich. Podział Polski na regiony przedstawia rys. 5.



Rys. 4. Rozmieszczenie stacji opadowych uwzględnionych w opracowaniu



Rys. 5. Podział Polski na regiony fizycznogeograficzne [opracowanie własne za Kondracki 2002]

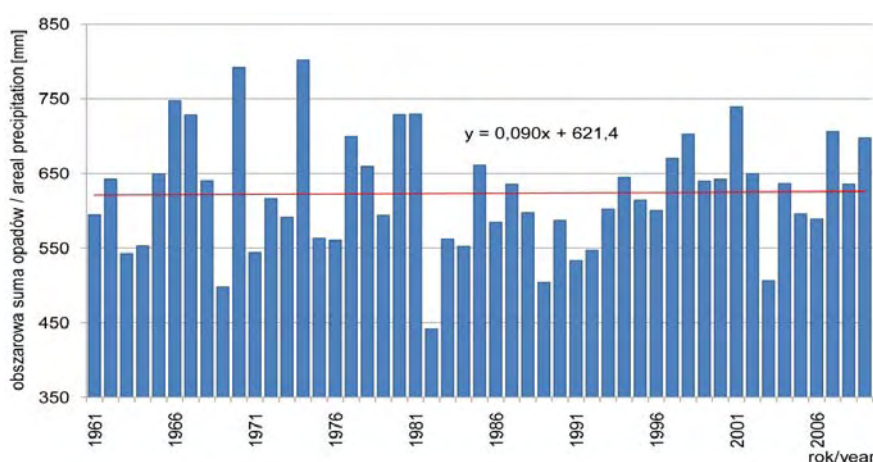
## 2.1. Średnia roczna obszarowa suma opadów w Polsce i w regionach

Na podstawie zebranego materiału obliczono średnie obszarowe sumy opadów w okresie 1961-2009 w czternastu regionach i całej Polsce. Ich wartości przedsta-

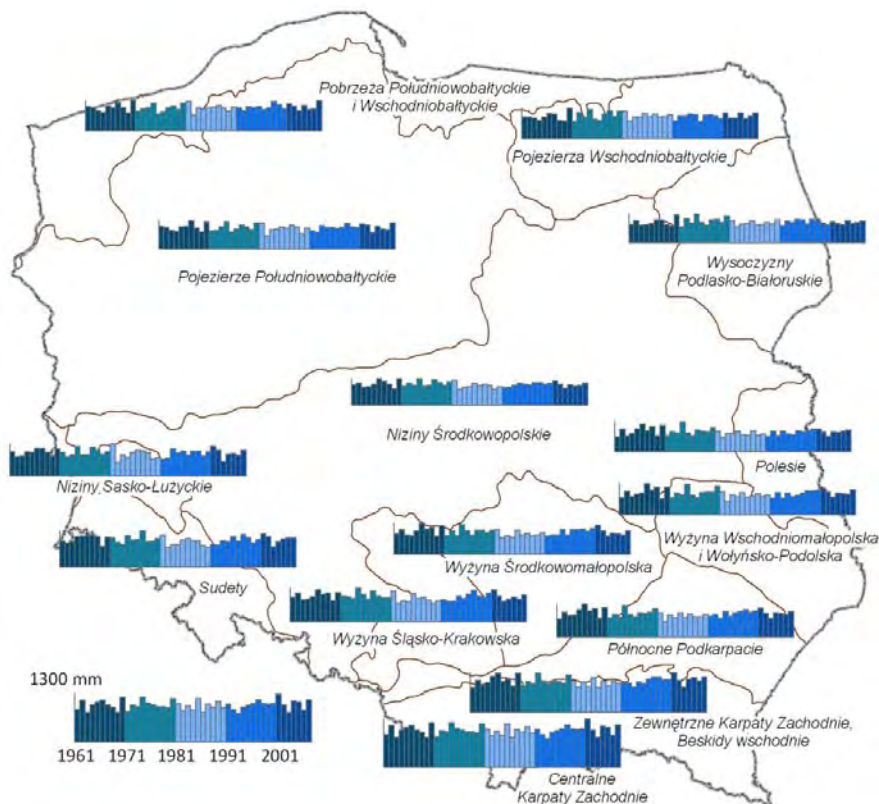
wiono na rys. 6. Średnia obszarowa suma opadów dla Polski w latach 1961-2009 wyniosła 623,7 mm. Największą wartością przekraczającą 1000 mm charakteryzował się obszar Centralnych Karpat Zachodnich. Średnią obszarową sumę opadów przekraczającą 700 mm zanotowano na obszarze Zewnętrznych Karpat Zachodnich oraz Sudetów. Wyższe od średniej krajowej opady występowały również na obszarze Północnego Podkarpacia, Wyżyny Śląsko-Krakowskiej oraz Pobrzeża Bałtyckiego. Najmniejsze wartości występują w centralnej Polsce, na obszarze Nizin Środkowopolskich oraz na Polesiu (548,2 mm). Przebieg wieloletni średniej obszarowej sumy opadów dla Polski i w poszczególnych regionach przedstawiają rys. 7 i 8.



Rys.6. Średnia roczna obszarowa suma opadów dla Polski oraz w regionach fizycznogeograficznych



Rys. 7. Przebieg wieloletni średniej rocznej obszarowej sumy opadów dla Polski (1961-2009)



Rys. 8. Przebieg wieloletni średniej rocznej obszarowej sumy opadów w Polsce i regionach (1961-2009)

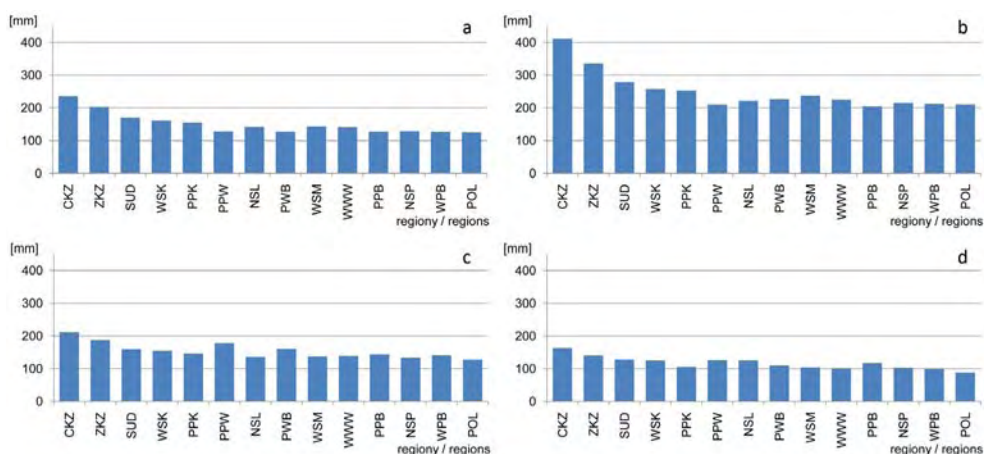
W pięciu z czternastu regionów zaobserwowano wzrost średniej sumy opadów. Największy wskaźnik wzrostu zanotowano w regionach Pobrzeży Południowobałtyckich i Pobrzeża Wschodniobałtyckiego oraz Zewnętrznych Karpat Zachodnich. Największe zaś spadki na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej, Nizinach Sasko-Lużyckich, a także na Wyżynie Środkowomłopolskiej.

## 2.2. Średnie sezonowe obszarowe sumy opadów w Polsce i w regionach

Obliczono i zestawiono średnią obszarową sumę opadów dla Polski i poszczególnych regionów fizycznogeograficznych dla sezonów: wiosna (marzec-maj), lato (czerwiec-sierpień), jesień (wrzesień-listopad) i zima (grudzień, styczeń, luty).

Średnia obszarowa suma opadów w Polsce w poszczególnych sezonach wskazuje na wyraźną dominację opadów letnich ze średnią sumą opadów wynoszącą 227,1 mm. Sumy opadów jesieni i wiosny wyniosły odpowiednio 146,7 mm oraz 137,9 mm, z niewielką przewagą sumy opadów jesieni. Najmniejszą średnią sumę opadów – 112,5 mm – zanotowano zimą.

Największe średnie opady wiosny, o sumach przekraczających 235 mm, są charakterystyczne dla Centralnych Karpat Zachodnich. Wysokie średnie, ponad 150 mm, obserwuje się w Sudetach (170,6 mm), na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej 160,9 mm i na przedpolu Karpat (Północne Podkarpacie 155,1 mm). W pozostałej części Polski średnie sumy obszarowe tego sezonu kształtują się w przedziale 120-150 mm. Najmniejsze występują na Polesiu 124,9 mm oraz Wysoczyznach Podlasko-Białoruskich 126,8 mm (rys. 10).



Rys. 10. Średnie obszarowe sumy opadów a) wiosna, b) lato, c) jesień, d) zima w regionach

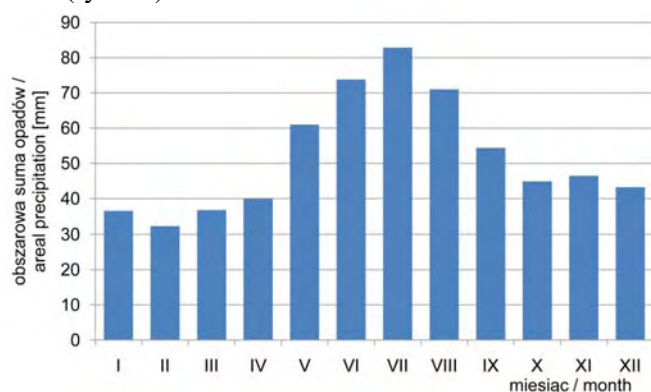
Najwyższe średnie opady lata obserwuje się w obszarach górskich (rys.10). Sumy opadów o wysokości 411,1 mm koncentrują się w Centralnych Karpatach Zachodnich. Zewnętrzne Karpaty Zachodnie mają średnie sumy opadów nieco mniejsze 335,3 mm, a Sudety 278,7 mm. Średnie obszarowe w pozostałych regionach Polski wahają się od 200-250 mm. Średnie opady jesieni na obszarze Karpat wynoszą ponad 200 mm. Dużymi sumami (150-200 mm) w sezonie jesiennym cechują się też tereny Pobrzeży Południowobałtyckich i Wschodniobałtyckiego 178,2 mm. Największe średnie wartości obszarowe opadów, ok. 127,6 mm, występują na Polesiu. Zima jest porą roku o najmniejszych sumach opadów (rys. 10). Największe sumy obszarowe występują w Centralnych Karpatach Zachodnich, gdzie wynoszą 163,5 mm. W pozostałych regionach Polski sumy opadów wahają się w przedziale 100-150 mm. Tylko na obszarze Wysoczyzn Podlasko-Białoruskich oraz Polesiu średnia obszarowa suma jest mniejsza od 100 mm, wynosząc odpowiednio 99,3 oraz 88,1 mm.

### 2.3. Średnie miesięczne obszarowe sumy opadów w Polsce i regionach

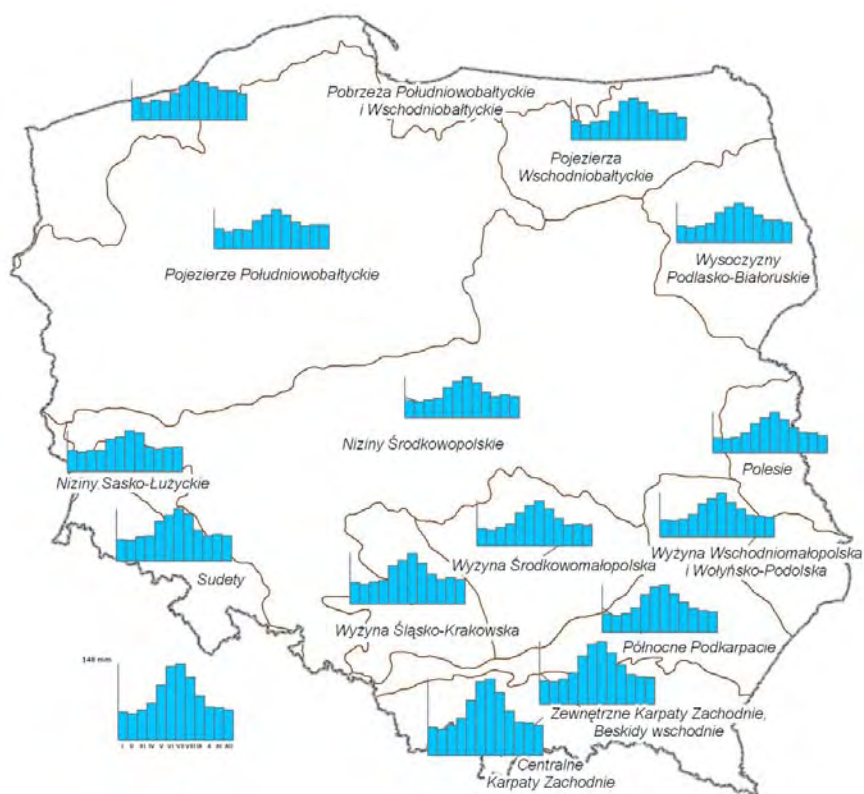
Średnie miesięczne obszarowe sumy opadów dla Polski i wybranych regionów przedstawiono na rys. 11 i 12.

Rozpiętość średnich miesięcznych wartości opadów na obszarze Polski kształtuje się w dużych granicach od 32,4 mm w lutym do 82,9 mm lipcu. Największe

sumy miesięczne przypadają na lato z maksimum w lipcu. W czerwcu na obszarze Polski spada średnio więcej deszczu niż w sierpniu. Od stycznia do marca średnie obszarowe sumy miesięczne opadów w Polsce są najmniejsze i ich wysokość nie przekracza 40 mm (rys. 11).



Rys. 11. Średnia obszarowa suma opadów w poszczególnych miesiącach na obszarze Polski



Rys. 12. Średnia obszarowa suma opadów w regionach w poszczególnych miesiącach na obszarze Polski

Przebieg roczny sum opadów w poszczególnych regionach potwierdza wyraźnie charakterystyczną cechę opadów w Polsce, maksimum wartości w lipcu i minimum w lutym (rys.12). Obszar Karpat wyróżnia się jako region o największych sumach opadów w Polsce. Obszarowe sumy miesięczne Centralnych Karpat Zachodnich wahają się od poniżej 60 mm w miesiącach zimowych (I, II, XII) do ponad 140 mm w miesiącach letnich z maksimum w lipcu. Charakterystyczne dla opadów w Karpatach jest występowanie dużych sum opadów także w czerwcu, jako że maksimum opadów w górach przesuwają się niekiedy na czerwiec („woda świętojańska”).

Największe średnie roczne sumy opadu w Polsce zanotowano w 1974 r. (804,1 mm) i 1970 r. (792,4 mm). Rok 1974 był rokiem mokrym, charakteryzował się bardzo obfitymi opadami na znacznym obszarze kraju w czerwcu, lipcu i październiku. Wysokie opady w lipcu 1970 r. spowodowały katastrofalną powódź w Polsce południowej. Najniższa średnia obszarowa suma opadów wystąpiła w 1982 r. i była skutkiem trwającej 11 miesięcy (od lutego do grudnia) suszy.

### **3. Pokrywa śnieżna w Polsce**

Pokrywa śnieżna jest dobrym wskaźnikiem odzwierciedlającym warunki termiczne i opadowe w Polsce w chłodnej porze roku. Z powodu wysokiego albedo, niskiego stopnia przewodnictwa cieplnego i wysokiej zdolności emisyjnej pokrywa śnieżna istotnie kształtuje warunki termiczne zarówno powietrza przy powierzchni Ziemi, jak i podłoża, na którym zalega [Bednorz 2001]. Występowanie pokrywy śnieżnej wpływa również na przebieg procesów hydrologicznych w obszarze, na którym zalega. W drugiej połowie XX w. obserwuje się niewielką ujemną tendencję czasu zalegania i grubości pokrywy śnieżnej na znacznym obszarze Polski. Dodatnim trendem czasu zalegania charakteryzują się tylko niektóre regiony górskie, a wzrost grubości pokrywy cechuje Polskę północno-wschodnią [Falarz 2004].

Wśród przestrzennych uwarunkowań rozkładu pokrywy śnieżnej w Sudetach na podkreślenie zasługuje wzrost czasu zalegania i grubości pokrywy śnieżnej wraz z wysokością bezwzględną oraz wpływ lokalnej rzeźby terenu i szaty roślinnej na zróżnicowanie miąższości i czasu zalegania śniegu [Reunier 1935, Kosiba 1949, Kwiatkowski 1978, 1985, Hładny i Sýkora 1983]. Zróżnicowanie cech pokrywy śnieżnej z uwagi na pokrycie terenu i ekspozycję jest bardzo duże nawet na stosunkowo niewielkich obszarach [Bac 1961, Szarejko 1984a,b; Mrugasiewicz i Sobik 2000].

#### **3.1. Zmienność występowania pokrywy śnieżnej w Polsce (z wyłączeniem obszarów górskich)**

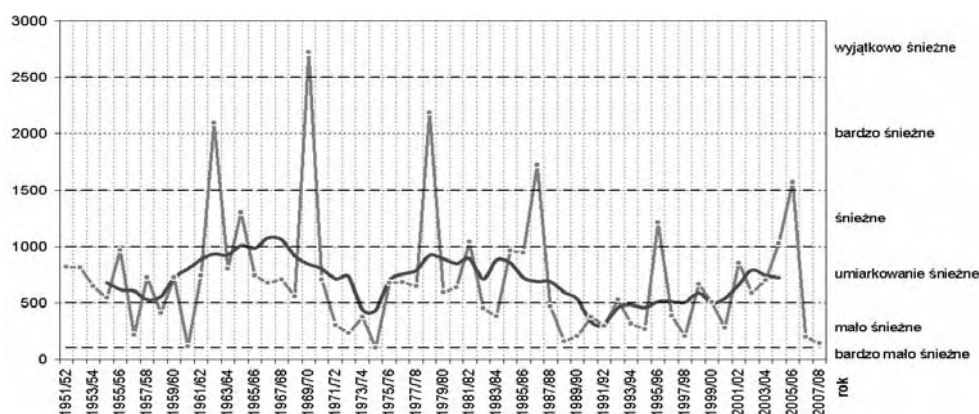
Kasprowicz [2010] wykazał, że pokrywa śnieżna w Polsce poza obszarami górkimi występuje średnio od listopada do marca włącznie, a na Pojezierzu Mazurskim, Suwalskim i wschodnim Podlasiu do pierwszej dekady kwietnia. W niektórych latach może się jednak pojawiać już w październiku i zanikać w maju.



Liczba dni z pokrywą śnieżną w sezonie waha się średnio od poniżej 35 na Nizinie Szczecińskiej i nad dolną Odrą do ponad 90 na północnym wschodzie kraju. Średnio dla rozpatrywanego obszaru Polski (poza górami) dla 83 stacji liczba dni z pokrywą śnieżną wynosi niecałe 61, co oznacza, że przestrzenne zróżnicowanie tego wskaźnika jest duże. Średnia liczba dni z pokrywą śnieżną  $\geq 10$  cm dla całej Polski wynosi 21,6 i waha się od 6-7 nad dolną Odrą do 50 na krańcach północno-wschodnich.

Zmienność liczby omawianych dni z roku na rok jest znaczna, w poszczególnych sezonach mogą one w ogóle nie wystąpić, ale ich liczba może też osiągnąć maksymalnie od 45 na krańcach północno-zachodnich do 133 na północnym wschodzie. Średnio każdej zimy pokrywa śnieżna  $>10$  cm pojawia się w 82% badanych stacji. Na krańcach zachodnich statystycznie podczas niemal co drugiej zimy grubość pokrywy śnieżnej nie przekracza 10 cm, na północnym wschodzie oraz w obszarach śródgórskich i podgórskich takie zimy są rzadkością.

Syntetycznym wskaźnikiem obrazującym stosunki śnieżne jest suma dobowych grubości pokrywy śnieżnej w sezonie. Na jego wartość wpływa zarówno liczba dni z pokrywą śnieżną, jak i jej grubość. Średnie wieloletnie wartości wahają się od ok. 200 cm na południu Niziny Szczecińskiej i północy ziemi lubuskiej do ponad 1500 cm na krańcach północno-wschodnich. Średnia wartość dla całego kraju wynosi 636 cm.



Rys. 13. Suma grubości pokrywy śnieżnej (cm) w okresie X-V oraz klasy śnieżności zim [wg Chrzastowskiego 1986] w Polsce (średnia z 83 stacji)

Zmienność wieloletnia średniej sumy grubości pokrywy śnieżnej w Polsce jest znaczna. Najbardziej śnieżny sezon zimowy 1969/1970 osiągnął średnio dla całej Polski 2629 cm, co stanowiło 413% normy (rys. 13). Minima absolutne tego wskaźnika wahają się od kilku cm w obszarach najmniej śnieżnych do stu kilkadziesiąt centymetrów w najbardziej śnieżnych. Podczas najmniej śnieżnego sezonu (1974/1975) średnia suma pokrywy śnieżnej dla Polski wyniosła 63 cm (10% normy).

### 3.2. Zmiany cech pokrywy śnieżnej z wysokością na przykładzie polskiej części Sudetów i ich przedpola

Charakterystyki warunków śniegowych w polskich Sudetach i na ich przedpolu dokonano na podstawie codziennych danych o wysokości pokrywy śnieżnej z wybranych stacji pomiarowych IMGW w polskiej części Sudetów i ich przedpola z 43 kolejnych sezonów zimowych 1965/1966-2007/2008. Stacje tak wybrano, by reprezentowały różne strefy wysokościowe Sudetów, a jednocześnie miały długie i kompletne ciągi danych. Sezon śnieżny zdefiniowano jako okres od 1 sierpnia danego roku do 31 lipca roku następnego, analogiczne do wcześniejszego zastosowania Falarz [2000/2001]. Pionowy profil wyznaczano za pomocą równania regresji liniowej dla wszystkich analizowanych stacji w polskiej części Sudetów i ich przedpola w wieloleciu 1965/1966-2007/2008.

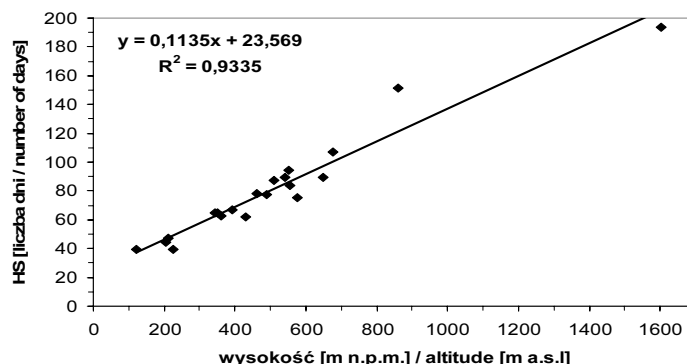
Wyznaczano jedno równanie zależności, dla każdego ze wskaźników pokrywy śnieżnej opisujące zmiany warunków śnieżnych w profilu wysokościowym w całym obszarze Sudetów i na ich przedpolu. Wyznaczone równania regresji mają charakter ogólny, nie uwzględniają specyfiki warunków lokalnych uwarunkowanych m.in. przez formę rzeźby terenu, ekspozycję, czy pokrycie roślinnością, które powodują znaczne zróżnicowanie topoklimatyczne. Ponadto relatywnie mała liczebność stacji i silna dysproporcja dotycząca rozmieszczenia w poszczególnych piętrach hipsometrycznych (tab. 3) wyklucza możliwość szczegółowych analiz [Dusza 1977].

Średnia roczna (sezonowa) liczba dni z pokrywą śnieżną wyznaczona z sezonów 1965/1966-2007/2008 z 20 stacji pomiarowych rośnie wraz z wysokością nad poziomem morza od ok. 40-45 dni na przedpolu polskiej części Sudetów do 193 dni na Śnieżce. Przyrost średniej rocznej liczby dni z pokrywą śnieżną z wysokością bezwzględną, opisany równaniem regresji liniowej, wykazuje silny związek korelacyjny ( $r = 0,966$ ), wynosi 11,4 dni/100 m (rys. 14). Wynik ten jest niemal identyczny z uzyskanym z wielolecia 1971-2000 [Głowicki i in. 2005], a także z dużo wcześniej wyznaczoną formułą opisującą zmiany zaśnieżenia Polski południowo-zachodniej w latach 1919-1940 [Kosiba 1949].

Tab. 3. Wykaz wykorzystanych stacji

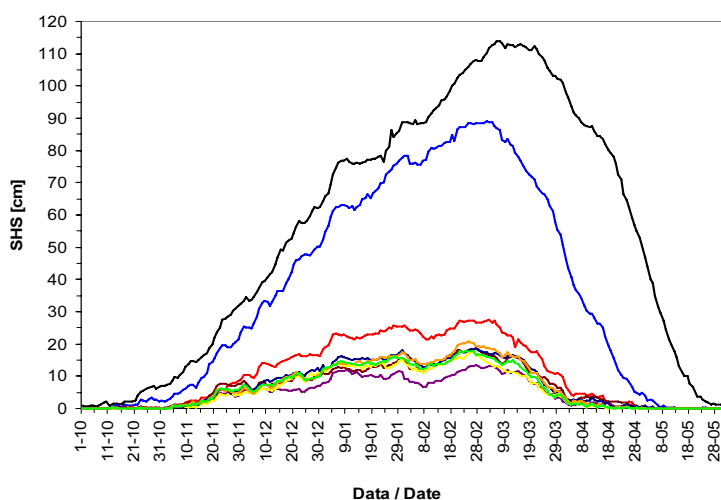
Lp.	Stacja	H (m.p.m.)	P. klim.	Lp.	Stacja	H (m.p.m.)	P. Klim.
1	Legnica	122	um. ciepłe	11	Walim	490	um. ciepłe
2	Zgorzelec	203	um. ciepłe	12	Bukówka	510	um. ciepłe
3	Otmuchów	212	um. ciepłe	13	Paprotki	540	um. ciepłe
4	Pszemno	225	um. ciepłe	14	Świeradów Zdrój	550	um. ciepłe
5	Jelenia Góra	342	um. ciepłe	15	Słeszów	555	um. ciepłe
6	Głucholazy	350	um. ciepłe	16	Rościszów	575	um. chłodne
7	Kłodzko	360	um. ciepłe	17	Przesieka	650	um. chłodne
8	Długopole Zdrój	393	um. ciepłe	18	Międzygórze	675	um. chłodne
9	Szczawno Zdrój	430	um. ciepłe	19	Jakuszyce	860	um. chłodne
10	Lądek Zdrój	461	um. ciepłe	20	Śnieżka	1603	b. chłodne

P.klim. – piętro klimatyczne wg Hessa i in. [1980]



Rys.14. Związek średniej rocznej liczby dni z pokrywą śnieżną o wysokości  $\geq 1$  cm (HS) z wysokością nad poziomem morza w polskiej części Sudetów i na ich przedpołu w wieloleciu 1965/1966-2007/2008

Średnia roczna liczba dni z pokrywą śnieżną o wysokościach progowych co najmniej 10 cm i 50 cm także wzrasta wraz z wysokością nad poziomem morza – odpowiednio o 12,4 dni/100 m i 8,3 dni/100 m. Należy jednak podkreślić, że przyjęcie prostoliniowego związku między liczbą dni z pokrywą śnieżną a wysokością nad poziomem morza jest dużym uproszczeniem i często nie odpowiada przebiegowi zjawiska w naturze [Chomicz 1953]. Podobnego zdania jest Bac [1961], który uważa, że pozyskanie wiarygodnej informacji o liczbie dni z pokrywą śnieżną na podstawie hipsometrii w terenach górskich nie jest możliwe, w tym celu konieczne są stałe obserwacje.



Rys. 15. Przebieg z dnia na dzień średniej grubości pokrywy śnieżnej SHS w okresie X-V w wieloleciu 1965/1966-2007/2008 na stacjach położonych powyżej 500 m n.p.m. Objasnienia: Śnieżka (czarna linia), Jakuszyce (niebieska), Międzygórze (czerwona), Przesieka (brązowa), Rościszów (fioletowa), Słoszów (żółta), Świeradów Zdrój (granatowa), Paprotki (pomarańczowa), Bukówka (zielona)

Tempo przyrostu średniej grubości pokrywy śnieżnej wraz z wysokością bezwzględną w miesiącach zimowych kształtuje się od 3,6 cm/100 m w grudniu do 7,9 cm/100 m w marcu. Największa średnia miesięczna grubość pokrywy śnieżnej w górnych częściach pionowego profilu występuje w marcu, nieco niżej w lutym, a na przedpolu Sudetów i w dnach kotlin przypada na styczeń. Potwierdzeniem i niejako uszczegółowieniem powyższego stwierdzenia jest np. przebieg z dnia na dzień średniej wysokości pokrywy śnieżnej na stacjach położonych powyżej 500 m n.p.m. Wynika z niego, że maksymalna średnia grubość pokrywy w górnych częściach pionowego profilu w polskich Sudetach przypada na 1 dekadę marca, niżej na około połowę lutego (rys. 15). W przebiegu średniej grubości pokrywy śnieżnej są zauważalne pewne różnice między stacjami położonymi na podobnej wysokości bezwzględnej, które wynikają z efektów morfologicznego zasłonięcia/odsłonięcia stacji na dominujące kierunki adwekcji mas powietrza w chłodnej połowie roku. Należy jednak pamiętać, że przyrost grubości pokrywy śnieżnej z wysokością nad poziomem morza jest bardzo nieregularny i silnie uwarunkowany lokalną morfologią i pokryciem terenu.

#### **4. Zachmurzenie**

Zachmurzenie jest elementem meteorologicznych biorącym istotny udział w kształtowaniu wartości bilansu cieplnego powierzchni Ziemi (IPCC, 2007). Ponadto długookresowy spadek dobowej amplitudy temperatury, obserwowany na zdecydowanej większości obszarów lądowych kuli ziemskiej, wiąże się z systematycznym wzrostem stopnia pokrycia nieba chmurami [m.in. Henderson-Sellers 1986, Karl i in. 1993, Dessens i Buecher 1995, Weber 1994, Kaas i Frich 1995, Dai i in. 1999].

W Polsce zmienność zachmurzenia jest przedmiotem analiz od wielu lat. Do najwcześniejszych prac zaliczyć można prace Okołowicza [1962] i Warakomskiego [1969] poświęcone zmienności zachmurzenia ogólnego i składowego oraz przypadków występowania nieba bezchmurnego. Czasową zmienność zachmurzenia w Polsce w latach 1951-2000 oraz jego cyrkulacyjnych uwarunkowań przedstawiła Żmudzka [2003, 2004]. Przestrzenne zróżnicowanie średniego zachmurzenia ogólnego w skali roku, sezonów i miesięcy w latach 1971-2000 przedstawia Atlas klimatu Polski [Lorenc 2005].

##### **4.1. Metodyka badań**

Analizie poddano dane obserwacyjne pochodzące z 51 stacji synoptycznych IMGW z lat 1966-2008. Sieć wybranych punktów pokrywa obszar całej Polski (rys. 16), odzwierciedlając również wszystkie spotykane na obszarze kraju geomorfologiczne typy krajobrazów naturalnych (nizinny, pojezierny, wyżynny i górski).

Zgromadzony materiał badawczy objął wartości zachmurzenia ogólnego z ośmiu terminów pomiarowych (00, 03, 06, 09, 12, 15 18 i 21 UTC). Wiarygodność danych obserwacyjnych stopnia pokrycia nieba zależy w dużej mierze od umiejętności i praktyki obserwacyjnej obserwatorów, dlatego wskazana jest ostroż-

ność przy interpretacji wyników. Materiał użyty w opracowaniu podlegał wielokrotnej weryfikacji podczas wewnętrznych procedur kontrolnych, dlatego uznano go za wiarygodny.



Rys.16. Rozmieszczenie analizowanych stacji na obszarze kraju

Na podstawie wartości terminowych obliczono średnie dobowe zachmurzenie ogólne dla każdej ze stacji. Następnie określono przestrzenne zróżnicowanie na obszarze kraju średnich rocznych i sezonowych wartości wskazanych elementów w omawianym wieloleciu. Obliczono ponadto wartości średniego obszarowego zachmurzenia Polski, wykorzystując metodę średniej arytmetycznej.

#### 4.2. Zachmurzenie ogólne w Polsce

Średnie roczne zachmurzenie w Polsce waha się od niespełna 60% do ok. 70% (rys. 17). Obszarami o najmniejszym zachmurzeniu są: okolice Świnoujścia, Roztocze, Kotlina Sandomierska i okolice Tarnowa oraz rejony środkowej Polski (okolice Koła). Największym stopniem pokrycia nieba charakteryzują się obszary górskie, przy czym średnie roczne zachmurzenie w Karkonoszach jest większe niż w Tatrach. Średnie roczne obszarowe zachmurzenie Polski wynosi 65%.

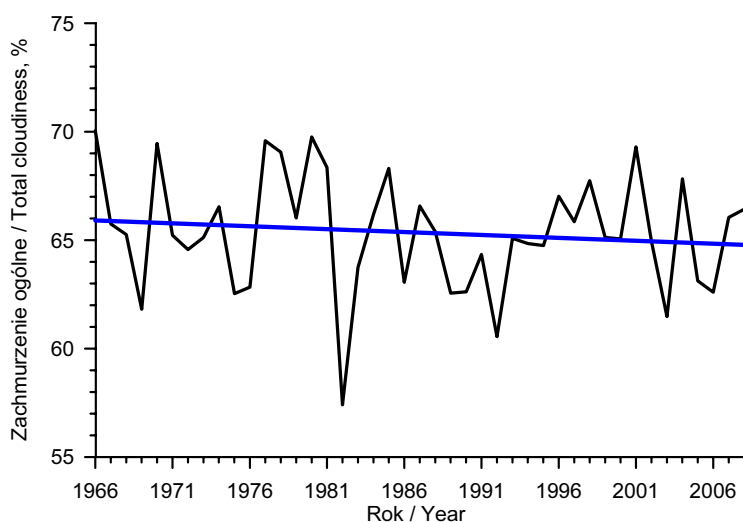
Silne minimum średniego obszarowego rocznego stopnia zachmurzenia ogólnego, równe zaledwie 57%, wystąpiło w Polsce w 1982 r. (rys. 18). Okresy spadku stopnia zachmurzenia przypadły na pierwszą połowę lat 70. oraz przełom lat 80. i 90. ubiegłego wieku. Najsilniej niebo nad Polską było zachmurzone w latach 1966, 1970, w drugiej połowie lat 70. oraz w 2001 r. Stopień zachmurzenia ogólnego był wówczas zbliżony do 70% (w 1966 r. przekroczył tę wartość). Okresy zwiększonego pokrycia nieba wystąpiły ponadto w połowie lat 80. XX w. oraz, nieco dłuższy, trwający od połowy lat 90. do początku XXI w.

Trendy zmian zachmurzenia ogólnego przedstawione w literaturze światowej [Kaas i Frich 1995, Sun i in. 2001, Warren i in. 2007] ukazują region Europy Środkowej, a więc i Polskę jako obszar, gdzie nie są obserwowane silne istotne staty-

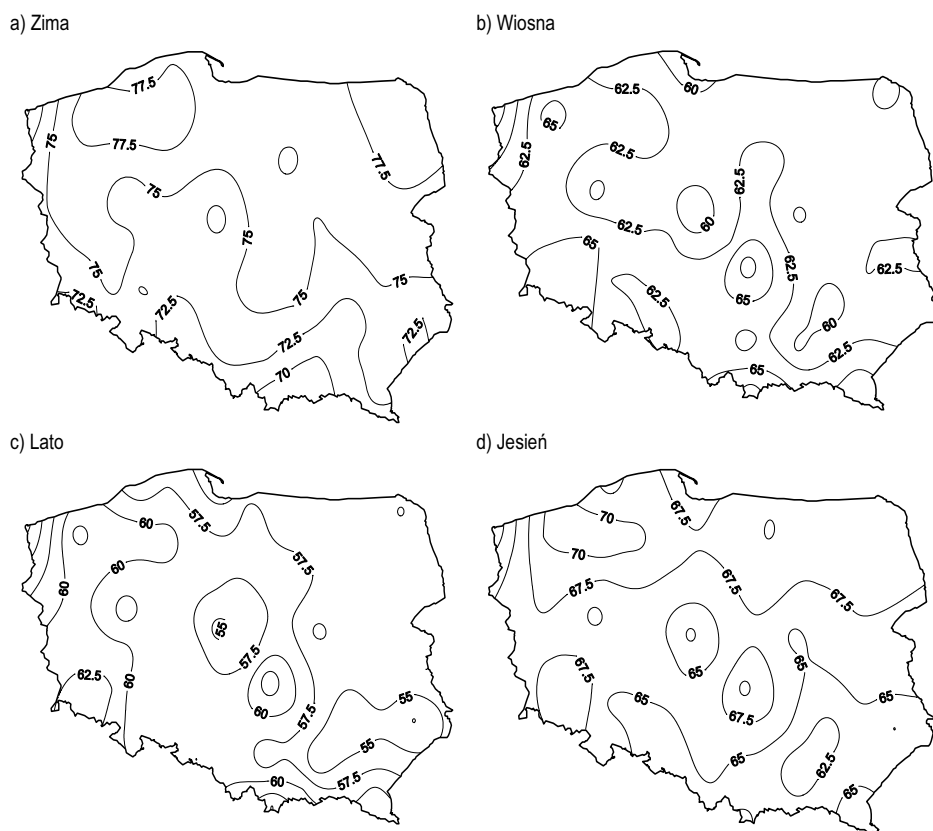
stycznie zmiany zachmurzenia. Wyniki uzyskane w trakcie analizy są z tym stwierdzeniem zgodne. Rejon Europy Środkowej wyraźnie odcina się pod względem stosunków nefologicznych od znacznie mniej zachmurzonej Europy Południowej. Na tle Europy Zachodniej, Rosji oraz basenu Morza Bałtyckiego stopień zachmurzenia ogólnego w Polsce kształtuje się na porównywalnym poziomie. Należy jednakże mieć na uwadze, że wyniki analiz Warrena i in. [2007] są efektem zastosowania nieco innej metodyki, jak również krótszego okresu badawczego (1971-1996).



Rys. 17. Zróżnicowanie przestrzenne zachmurzenia ogólnego (%) w roku w Polsce w okresie 1966-2008



Rys. 18. Zmienność średniego obszarowego rocznego zachmurzenia ogólnego w Polsce w okresie 1966-2008



Rys.19. Zróżnicowanie przestrzenne średniego zachmurzenia ogólnego (%) w sezonach klimatycznych w Polsce w okresie 1966-2008

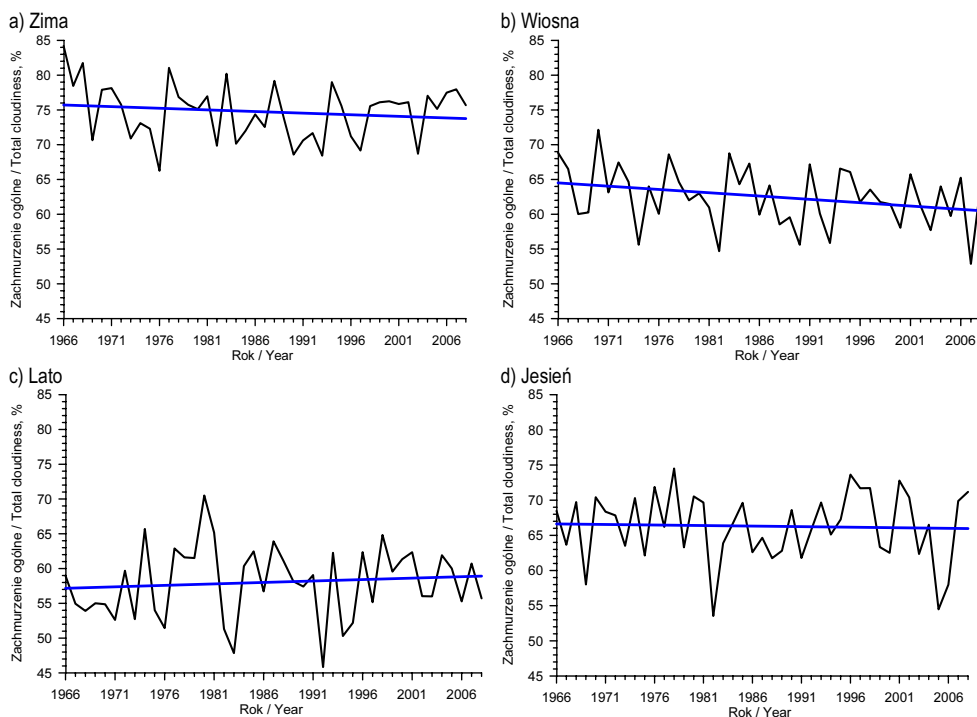
Największym zachmurzeniem wśród sezonów cechuje się w Polsce zima (rys. 19). Zachmurzenie sięgające blisko 80% występuje na Pojezierzach Pomorskim i Suwalskim oraz obszarach górskich. Północna i zachodnia część kraju charakteryzują się większym zachmurzeniem niż pozostała. Najmniejsze zachmurzenie, ok. 60%, cechuje południową część kraju (okolice Nowego Sącza) i Polskę Północno-Zachodnią (okolice Świnoujścia). Średnie obszarowe zachmurzenie w Polsce wynosi zimą 75% (6 oktantów).

Latem niebo nad Polską jest najmniej zachmurzone. W przeważającej części kraju zachmurzenie nie przekracza 60%. Najmniej zachmurzone są okolice Świnoujścia, wybrzeże Zatoki Gdańskiej oraz Kotlina Sandomierska i Zamojszczyzna, gdzie latem obserwowane zachmurzenie niewiele przekracza 50% pełnego pokrycia nieba. Zachmurzeniem przekraczającym 60% cechuje się zachodnia część kraju oraz najwyższej położone obszary Polski. Na Przedgórzu Sudeckim stopień pokrycia nieba sięga ok. 63%. Średnie obszarowe zachmurzenie w Polsce latem wynosi ok. 58%.

Przejściowe pory roku wyraźnie różnią się pod względem przestrzennego zróżnicowania stopnia pokrycia nieba w Polsce. Struktura przestrzenna zachmu-

zenia wiosną jest analogiczna do lata, średnie wartości są jednak o kilka procent większe. Wiosną niebo jest najmniej zachmurzone w okolicach Świnoujścia, Koła i Sandomierza (niepełna 60%), a najbardziej – na Przedgórzu Sudeckim (ponad 65%) i w Kotlinie Zakopiańskiej (blisko 70%), a także w Tatrach i Karkonoszach (ponad 70%). Średnie obszarowe zachmurzenie wiosną w Polsce wynosi 63%.

Struktura zachmurzenia jesienią jest podobna do zimowej. Najbardziej pochmurnym rejonem kraju są Karkonosze (ok. 75%), w dalszej kolejności Przedgórze Sudeckie, Tatry i Pojezierze Pomorskie, gdzie zachmurzenie wynosi ok. 70%. Najmniej zachmurzonymi jesienią obszarami Polski są południowo-wschodnia część kraju (z wyjątkiem gór) i Polska Centralna oraz rejon Świnoujścia, gdzie obserwowane pokrycie nieba wynosi nieznacznie powyżej 60%. Północna część Polski jest bardziej zachmurzona od południowej. Różnica zachmurzenia między tymi obszarami nie przekracza jednak 5%. Średnie obszarowe zachmurzenie jesienią w Polsce wynosi 66%.



Rys. 20. Zmienność średniego obszarowego sezonowego zachmurzenia ogólnego w Polsce w okresie 1966-2008

Średnie zachmurzenie Polski w sezonach zimowym, wiosennym i jesiennym zmalało w skali rozpatrywanego wielolecia 1966-2008. Najsilniejsze, statystycznie istotne zmiany stopnia pokrycia nieba są obserwowane wiosną, średnie obszarowe zachmurzenie kraju zmalało o ponad 4%. Zimą zmiany są słabsze, wartość długookresowej zmiany wynosi w tym wypadku ok. 2%. Jesienią średnie obszarowe



zachmurzenie zmalało bardzo nieznacznie, o ok. 0,7%. Trzy wskazane pory roku charakteryzują się zbliżonym zakresem zmienności średnich rocznych wartości w analizowanym wieloleciu 1966-2008 (rys. 20). Wiosną najbardziej zachmurzone niebo obserwowano w 1970 r. (72%), jesienią w 1978 r. (prawie 78%), natomiast zimą w 1966 r. (85%). Niebo najbardziej pogodne obserwowano wiosną w 2007 r. (53%) oraz jesienią w latach 1982 i 2005 (54%). W przypadku sezonu zimowego wystąpiło kilka zbliżonych minimów, w latach 1976 (wartość najmniejsza – 66%) oraz 1989, 1993 i 2003 (poniżej 70%).

Lato jest jedyną porą roku charakteryzująca się długookresowym wzrostem zachmurzenia, przy czym nie jest on silny. W omawianym okresie wzrost wyniósł niespełna 2%. W wieloletnim przebiegu średniego stopnia zachmurzenia ogólnego w Polsce można zaobserwować występowanie latem większego niż w przypadku innych pór roku zakresu zmienności (rys. 20). Największe zachmurzenie ogólne, przekraczające 70% powierzchni nieba, wystąpiło w sezonie letnim w 1980 r., najbardziej pogodne niebo obserwowano natomiast w lecie 1992 r. (niespełna 46%). Mniej niż połowa nieba była również zachmurzona w sezonie letnim 1983 r.

Wśród rozpatrywanych w analizie stacji wyróżnia się kilka lokalizacji nacechowanych silnymi, przekraczającymi 10%, zmianami stopnia zachmurzenia ogólnego w poszczególnych sezonach. W Świnoujściu tak duże spadki stopnia pokrycia nieba chmurami występują zimą, wiosną i jesienią. W Sulejowie i Suwałkach wiosną i jesienią, a w Kołobrzegu wiosną. Znaczące wzrosty stopnia zachmurzenia ogólnego wystąpiły jedynie latem w Legnicy i Resku oraz w Ostrołęce i Szczecinku, przy czym należy wspomnieć, że serie z dwóch ostatnich stacji kończą się w połowie 2000 r.

## **5. Wilgotność powietrza**

Ilość wody znajdującej się w różnych postaciach w atmosferze odgrywa olbrzymie znaczenie w procesie obiegu energii na kuli ziemskiej. Co więcej, objętość ta pozostaje w ścisłym związku z pozostałymi elementami systemu klimatycznego. Zgodnie z równaniem Clausiusa-Clapeyrona wzrost temperatury powietrza o 1°C pociąga za sobą ok. 7-procentowy przyrost potencjalnej ilości wody w atmosferze [Willett i in. 2010], co może istotnie wpływać na wielkość strumieni energii i masy wymienianej między atmosferą i podłożem.

Do najczęściej stosowanych miar zawartości pary wodnej w powietrzu należy zaliczyć wilgotność względną powietrza oraz prężność pary wodnej. Pierwszy z wymienionych parametrów określa procentowy udział pary wodnej w danej chwili w powietrzu w stosunku do ilości, która w takich samych warunkach temperatury i ciśnienia nasyciłaby to powietrze [Szwejkowski 1999]. Z kolei prężność pary wodnej wyrażana w hPa określa ciśnienie cząstkowe wywierane przez parę wodną w powietrzu.

Celem opracowania była analiza przestrzennego zróżnicowania oraz ocena długookresowych zmian wymienionych elementów higrycznych na obszarze Polski.

## 5.1. Metodyka badań

Analizie poddano dane obserwacyjne z lat 1966-2008 pochodzące z 54 stacji synoptycznych IMGW. Sieć wybranych punktów pokrywała obszar całej Polski, z wyjątkiem obszarów wysokogórskich (rys. 21).



Rys. 21. Rozmieszczenie analizowanych stacji na obszarze kraju

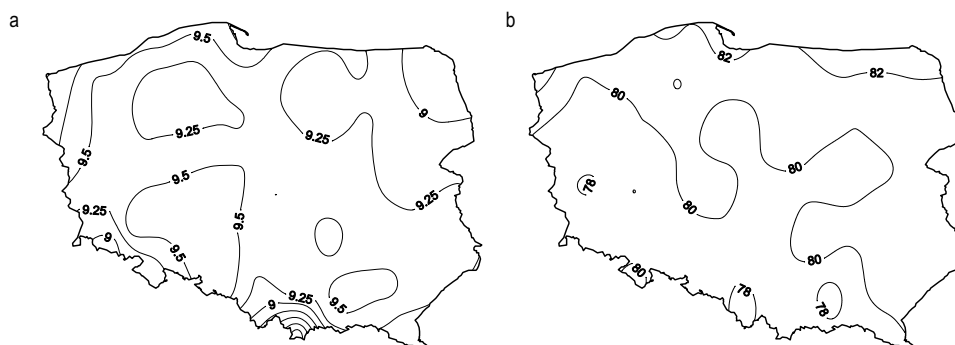
Dane uzyskano metodą odczytu temperatury wskazywanej przez termometry suche i zwilżony oraz określenia na jej podstawie wartości wilgotności względnej oraz prężności pary wodnej. W celu zapewnienia jednorodności serii z analizy wykluczono dane ze stacji Ostrołęka, Szczecinek i Zamość, począwszy od 2000 r., ze względu na automatyzację sposobu pomiaru i utratę części informacji. Średnie dobowe wskazanych elementów obliczono jako średnie z ośmiu terminów obserwacyjnych. Istotność statystyczną współczynnika trendu badano za pomocą testu Snedecora na poziomie istotności  $1 - \alpha = 0,95$ .

## 5.2. Prężność pary wodnej

Przestrzenne zróżnicowanie średniej rocznej prężności pary wodnej w Polsce w okresie 1966-2008 jest dość znaczne (rys. 22). Prężność pary przekraczająca 9,5 hPa jest notowana na Nizinie Śląskiej i Wielkopolskiej oraz w rejonie Podkarpacia. Najmniej pary wodnej w powietrzu stwierdzono w najchłodniejszych rejonach kraju na Suwalszczyźnie i w okolicach gór. Minimalne wartości, niespełna 8 hPa, są charakterystyczne dla najwyższej położonego spośród analizowanych stacji – Zakopanego.

Analiza długookresowej zmienności prężności pary wodnej w Polsce potwierdza jej systematyczny przyrost w rozważanym wieloleciu (tab. 4). Statystycznie istotne zmiany zawartości pary wodnej w powietrzu cechują zdecydowanie ponad połowę analizowanych ciągów (serie z 37 stacji). Serie z 14 stacji charakteryzują się jedynie dodatnią tendencją, warto jednak odnotować, że zjawisko to dotyczy stacji zlokalizowanych w południowo-wschodniej i wschodniej Polsce. W przypadku trzech serii jest natomiast notowany spadek zawartości pary wodnej w po-

wietrzy (Płock, Wieluń i Wrocław), w przypadku jednej z nich statystycznie istotny (Płock).



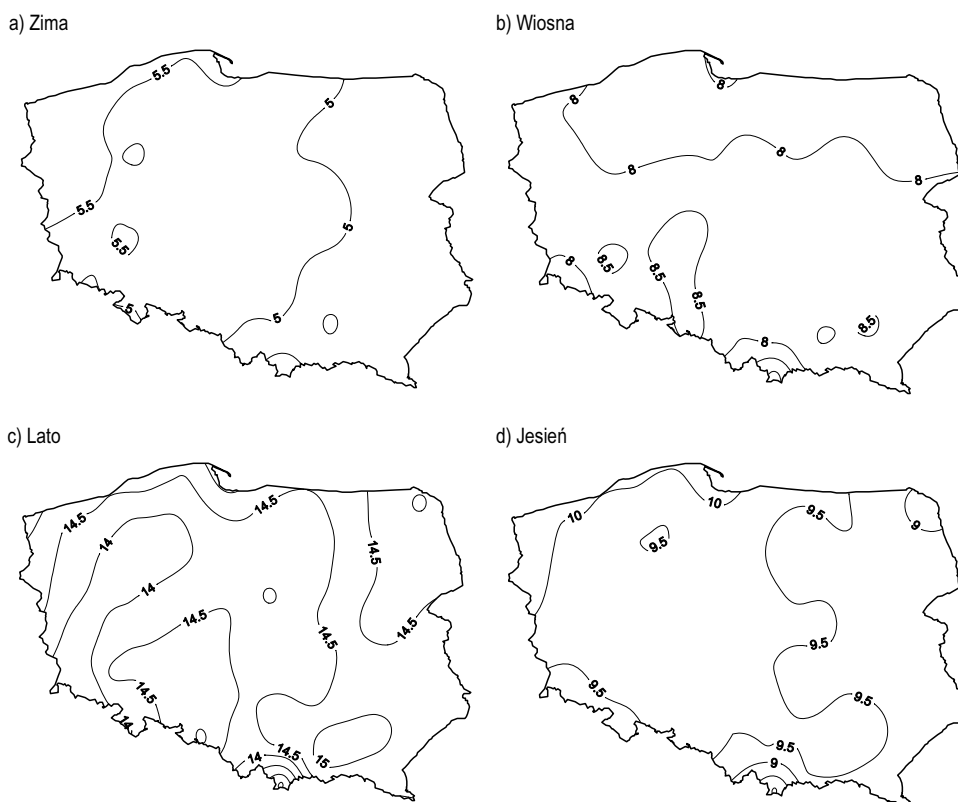
Rys. 22. Zróżnicowanie przestrzenne a) prężności pary wodnej (hPa), b) wilgotności względnej (%) w roku w Polsce w okresie 1966-2008

Tab. 4. Sumaryczna liczba dodatnich i ujemnych wieloletnich zmian, w tym statystycznie istotnych, średniej rocznej i sezonowej prężności pary wodnej i wilgotności względnej obliczonych na podstawie równania trendu serii obserwacyjnych na analizowanych stacjach w Polsce w okresie 1966-2008

	Okres	Liczba wzrostów (w odniesieniu do wszystkich 54 stacji)		Liczba spadków (w odniesieniu do wszystkich 54 stacji)	
		ogółem	statystycznie istotne	ogółem	statystycznie istotne
Prężność pary wodnej	Rok	52	37	2	1
	Zima	54	29	0	0
	Wiosna	47	11	7	0
	Lato	47	26	7	1
	Jesień	42	2	12	1
Wilgotność względna	Rok	4	0	50	36
	Zima	20	6	34	16
	Wiosna	2	0	52	45
	Lato	3	0	51	30
	Jesień	17	0	37	12

Najmniejsza prężność pary wodnej w powietrzu w Polsce występuje zimą (ok. 5 hPa), a największa latem (rys. 23). Wiosną najczęściej pary wodnej w powietrzu notuje się zazwyczaj na stacjach południowej Polski. Najmniejsze natomiast wartości prężności, rzędu 6-7 hPa, charakteryzują stacje położone w bezpośrednim sąsiedztwie gór, stosunkowo wysoko wyniesione nad poziom morza. Ciśnienie pary wodnej nieznacznie przekraczające 7 hPa cechuje także obszary pojezierne.

Latem prężność pary wodnej w Polsce jest największa. Cechą charakterystyczną są największe wartości prężności na stacjach nadmorskich oraz w południowej Polsce, z wyjątkiem obszarów najwyżej wyniesionych. Jesienią wartości prężności pary wodnej są wyraźnie mniejsze, ok. 12 hPa we wrześniu i 10 hPa w październiku. Najwięcej pary wodnej w powietrzu notuje się na stacjach nadmorskich, najmniej w Zakopanem. Obszarem o obniżonej, na tle całego kraju, wartości elementu jest północno-wschodnia Polska – niespełna 9 hPa.



Rys. 23. Zróżnicowanie przestrzenne średniego w sezonach klimatycznych w Polsce w okresie 1966-2008

Ilość pary wodnej w powietrzu systematycznie wzrasta w Polsce zimą (tab. 4). W przypadku wszystkich bez wyjątku stacji zaobserwować można dodatnią wartość współczynnika trendu opisującego zmienność średniej sezonowej prężności pary wodnej. Dodatkowo ponad połowa rozważanych ciągów pomiarowych cechuje się statystycznie istotną wartością tego współczynnika. Najsilniejsze zmiany w rozważanym wieloleciu, przekładające się na przyrost średniej wartości ciśnienia pary wodnej o co najmniej 1 hPa, stwierdzono w przypadku Kętrzyna, Ostrołki, Suwałk i Ustki. Wiosną zmiany nie są tak silne jak zimą, lecz na zdecydowanej większości stacji można zaobserwować przyrost wartości elementu, przy czym zmiany na jedenastu z nich mają charakter statystycznie istotny. Ujemna tendencja cechuje siedem rozpatrywanych serii. Również latem niemal w całej Polsce jest notowany przyrost wartości elementu, ponad połowa rozważanych ciągów pomiarowych cechuje się statystycznie istotną wartością współczynnika dodatniego trendu. Podobnie jak wiosną, w przypadku siedmiu serii stwierdzono negatywną długookresową tendencję zmian. W Płocku spadek ciśnienia pary wodnej w wieloleciu 1966-2008 jest istotny statystycznie. Jesienią zmiany są najsłabsze, lecz również zdecydowanie przeważają tendencje dodatnie długookresowych zmian prężności pary wodnej, ujemna wartość współczynnika trendu cechuje niespełna jedną

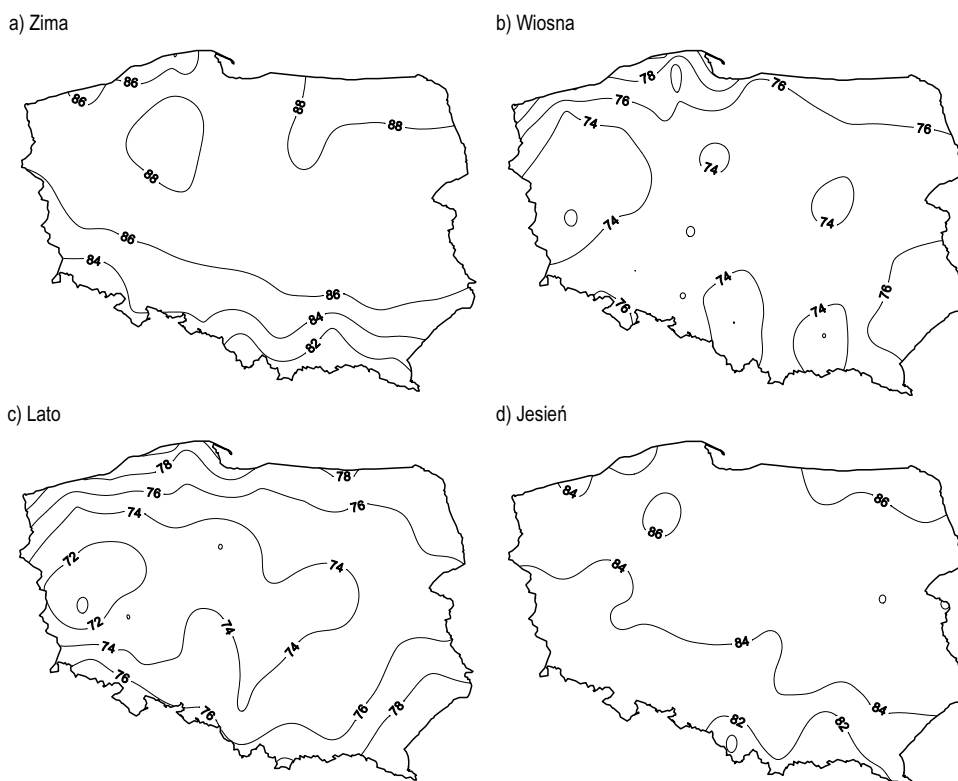
czwartą wszystkich stacji. Trend dodatni stwierdzono w przypadku dwóch serii (Kołobrzeg i Piła), natomiast trend ujemny cechuje jedną stację (Płock).

### 5.3. Wilgotność względna powietrza

Średnia roczna wilgotność powietrza w Polsce wynosi ok. 80% (rys. 22). Wartości wzrastają strefowo, wzdłuż osi południe-północ. Najmniejsza w skali kraju wilgotność względna powietrza cechuje obszary południa Polski, najbardziej suche powietrze występuje w Bielsku-Białej ze średnią roczną wilgotnością ok. 78%. Średnia wilgotność poniżej 80% w przypadku obszarów południowej Polski występuje ponadto w Tarnowie, Nowym Sączu, Katowicach, Raciborzu i Opolu. Warto odnotować, że wartości mniejsze od 80% cechują także serie z Poznania, Słubicy i Zielonej Góry. Największa wilgotność względna powietrza występuje z kolei w północnej i północno-wschodniej Polsce. Na stacjach nadmorskich, w Helu średnia roczna wartość osiąga 84,2%, w Świnoujściu 84,0% oraz w Łebie 83,4%. Z kolei w Suwałkach średnia wilgotność powietrza wynosi 83,1%.

Rezultaty analizy długookresowej zmienności wartości wilgotności względnej powietrza wskazują na spadek wartości elementu, jaki miał miejsce w wieloleciu 1966-2008 (tab. 4). Największemu wysuszeniu powietrze uległo w Tarnowie, Resku, Wrocławiu, Wieluniu i Szczecinku. W każdej z tych lokalizacji w okresie 1966-2008 odnotowano spadek średniej rocznej wilgotności względnej o co najmniej 6%. Ponad połowę analizowanych ciągów w kraju cechuje statystycznie istotny trend dodatni.

Porą roku charakteryzującą się największą wilgotnością względną jest zima (rys. 24). Wilgotność sięgająca 90% cechuje Pojezierze Pomorskie i Pojezierze Suwalskie. Południowa część kraju charakteryzuje się zdecydowanie mniejszą wilgotnością niż pozostała, z minimum wartości w okolicach Zakopanego (81,3%) i Nowego Sącza (81,4%). Najmniejsza w przypadku sezonów wilgotność w Polsce występuje z kolei wiosną, z wyjątkiem stacji nadmorskich nie przekracza ona 80%. Najmniej wilgotnymi obszarami kraju jest jego zachodnia część, tam mierzona wiosną wilgotność wynosi ok. 70% (Poznań i Zielona Góra 72%). Stosunkowo sucho jest również w rejonach centralnych Polski, tam wartości rozważanego elementu oscylują ok. 75%. Struktura przestrzenna średniej wilgotności względnej powietrza latem jest analogiczna jak wiosną, średnie wartości są jednak większe o ok. 2%. Najmniej wilgotno jest na Nizinie Wielkopolskiej, przy czym należy odnotować, że są to wartości jeszcze mniejsze niż wiosną (Zielona Góra 70,9%, Poznań 71,5%). Najwilgotniej jest na stacjach nadmorskich i w Bieszczadach, tam wilgotność przekracza 80%. Jesienią przestrzenne zróżnicowanie średniej wilgotności powietrza jest najmniejsze, jej struktura jest podobna jak zimą i w skali całego roku. Najbardziej wilgotno jest w północnej i północno-wschodniej części kraju (Chojnice 87,0%, Suwałki 86,9%), a najbardziej sucho z kolei w rejonie Zakopanego i Nowego Sącza (niespełna 82%). Charakterystyczne jest, że ogólnie rzecz biorąc w skali całego roku wilgotność na stacjach nadmorskich jest zauważalnie większa niż w głębi kraju.



Rys. 24. Zróżnicowanie przestrzenne średniej wilgotności względnej (%) w sezonach klimatycznych w Polsce w okresie 1966-2008

Podobnie jak w skali roku, również w przypadku poszczególnych sezonów w Polsce dominują długookresowe spadki wartości wilgotności względnej powietrza (tab. 4). Największemu wysuszeniu powietrze ulegało wiosną. Wśród rozpatrywanych serii przeważają statystycznie istotne ujemne trendy, w przypadku sezonu wiosennego dotyczy to aż czterdziestu pięciu ciągów. Latem również jest obserwowany spadek wartości elementu, jednakże dynamika tego spadku jest mniejsza niż wiosną. Najbardziej powietrze wysusza się w Tarnowie, Szczecinku i Resku. Latem ujemny trend cechuje niewiele ponad połowę analizowanych serii.

Jesienią i zimą wyraźnie częstsze są sytuacje systematycznego długookresowego wzrostu wartości rozpatrywanego elementu. O ile jesienią są obserwowane jedynie dodatnie tendencje zmian, o tyle zimą w części przypadków (ok. 10) obserwowane zmiany są statystycznie istotne. W obydwu porach roku znacznie rzadsze niż wiosną i latem są również przypadki statystycznie istotnych spadków wilgotności względnej w okresie 1966-2008.

## 6. Podsumowanie

Analiza warunków klimatycznych w Polsce i ich zmienności wskazuje, że od połowy ubiegłego stulecia klimat Polski uległ znacznym zmianom. W okresie

1951-2008 średnia temperatura powietrza wzrastała o  $0,24^{\circ}\text{C}/10$  lat. W skali przestrzennej najsilniejszy wzrost obserwowano na Pobrzeżach ( $0,27^{\circ}\text{C}/10$  lat), niewiele wolniejszy – na Pojezierzach oraz w Karpatach ( $0,25^{\circ}\text{C}/10$  lat), a najwolniejszy w Sudetach ( $0,20^{\circ}\text{C}/10$  lat). W skali sezonowej najsilniejsze zmiany wystąpiły zimą i wiosną ( $0,38^{\circ}\text{C}/10$  lat i  $0,36^{\circ}\text{C}/10$  lat odpowiednio), najmniejsze i statystycznie nieistotne jesienią  $0,06^{\circ}\text{C}/10$  lat.

W badanym wieloleciu 1961-2009 średnia obszarowa suma opadów dla Polski wyniosła 623,7 mm. Ani w skali całego kraju, ani w analizowanych regionach nie stwierdzono istotnych zmian sum opadu, a jedynie znaczną zmienność z roku na rok.

Obserwowane zmiany pokrywy śnieżnej wskazują na tendencje spadkowe, jednak nie są one statystycznie istotne.

Zachmurzenie ogólne w Polsce w okresie 1966-2008 cechowało się znacznym zróżnicowaniem przestrzennym od niespełna 60% w rejonie Świnoujścia, okolicach Koła, Kotlinie Sandomierskiej i okolicach Tarnowa oraz na Roztoczu do ponad 70% w Karkonoszach i Tatrach. Cechą charakterystyczną pola zachmurzenia jest utrzymywanie się większego zachmurzenia w zachodniej części Polski, co prawdopodobnie jest związane z oddziaływaniem Oceanu Atlantyckiego jako regionalnego czynnika klimatotwórczego. Statystycznie istotne zmiany stopnia pokrycia nieba wystąpiły na prawie połowie analizowanych stacji. Ich rozmieszczenie jest jednak dość chaotyczne i nie wskazuje na występowanie regionów jednorodnych zmian. Średnie zachmurzenie Polski zmalało w sezonach zimowym, wiosennym i jesiennym, natomiast nieznacznie wzrosło latem.

Charakterystyczną cechą jest systematyczny przyrost ilości pary wodnej w powietrzu. Statystycznie istotne zmiany cechują ponad połowę analizowanych ciągów. Na niewielkiej liczbie stacji zanotowano spadek prężności pary wodnej, tylko w trzech przypadkach są to zmiany statystycznie istotne. W ujęciu sezonowym jest zauważalny: zdecydowany przyrost pary wodnej zimą, słabszy wiosną, ponownie dość silny latem oraz najsłabsze zmiany jesienią, w tym przypadku jednakże też przeważają tendencje dodatnie.

Systematyczny spadek wilgotności względnej powietrza w skali roku jest zauważalny w całym kraju, w przypadku ponad połowy rozważanych serii jest to wartość statystycznie istotna. Spadki najsilniejsze są wiosną, a następnie latem. Jesienią i zimą również dominują tendencje spadkowe wilgotności względnej, lecz zdarzają się też wzrosty. Przypadki zmian statystycznie istotnych zarówno ujemnych, jak i dodatnich są zdecydowanie rzadsze niż w przypadku ciepłych pór roku.

Obserwowane w Polsce zmiany klimatu są zgodne z obserwowanymi w innych krajach europejskich [BACC 2008, IPCC 2007, Peixoto i Oort 1996, New i in. 2000, Dai 2006, Willet i in. 2008, 2010, Wypych 2010]. Wzrost temperatury i niewielkie, nieistotne statystycznie zmiany sum opadu są typowe dla środkowej Europy. Dai [2006] wykazał, że w całej Europie w okresie 1976-2002 wzrostowi temperatury powietrza towarzyszy istotny wzrost wilgotności właściwej powietrza i jednoczesny spadek wilgotności względnej.

# **Statystyczno-empiryczne projekcje wybranych elementów klimatu Polski na lata 2011-2030**

*Mirosław Miętus, Dawid Biernacik, Bartosz Czernecki,  
Janusz Filipiak, Michał Marosz, Małgorzata Owczarek,  
Michał Pilarski, Robert Wójcik*

## **1. Metodyka**

Scenariusze klimatyczne dla obszaru Polski opracowano dla wybranych elementów meteorologicznych (temperatura powietrza, opady atmosferyczne, zachmurzenie, wilgotność powietrza) na podstawie symulacji modelu ECHAM5 (run 1) [Roeckner i in. 2006.] z wykorzystaniem statystyczno-empirycznego downscalingu. Procedura obejmowała kilka odrębnych etapów.

W pierwszym kroku skonstruowano modele statystyczno-empiryczne opisujące wpływ wybranego czynnika wymuszającego w skali regionalnej (predyktora) na zmiany elementu lokalnego. Predyktor powinien tworzyć silne, uzasadnione fizycznie relacje z elementem lokalnym, wyjaśniać znaczną część jego wariacji, a jednocześnie relacja między polem regionalnym a lokalnym powinna być stacjonarna. Wskazane jest również, by wybrany model globalny dobrze symulował wartości predyktora. Biorąc powyższe pod uwagę, jako predyktor przyjęto regionalną cyrkulację atmosferyczną charakteryzowaną przez rozkład ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza w rejonie północnego Atlantyku i Europy. Wartości ciśnienia atmosferycznego pozyskano z reanalizy NCEP [Kalnay i in. 1996]. Rola tego czynnika w kształtowaniu zmienności elementów meteorologicznych i oceanograficznych jest dobrze udokumentowana w literaturze. Przed przystąpieniem do identyfikacji zależności z dostępnych serii danych pola regionalnego i lokalnego wyodrębniono, wykorzystując metodę empirycznych funkcji własnych (Empirical Orthogonal Function) [m.in. Miętus 1999, von Storch i Zwiers 2001, Miętus i Filipiak 2002, Wilks 2008], podstawowe mody czasowo-przestrzennej zmienności pola regionalnego i lokalnego. Wcześniej z danych usunięto trend oraz wyeliminowano cykl roczny przez zastosowanie anomalii zamiast wartości bezwzględnych. Wyznaczenie empirycznych funkcji własnych pozwoliło ponadto na redukcję



wymiaru zagadnienia do kilku głównych wzorców zmienności, a tym samym umożliwiło odrzucenie informacji nieistotnej (szumu). Ilościowo-jakościowe relacje między regionalną cyrkulacją atmosferyczną a elementem lokalnym zostały określone za pomocą metody korelacji kanonicznych (Canonical Correlation Analysis) [m.in. Hotelling 1936, Barnett i Preisendorfer 1987, von Storch i in. 1993, Miętus 1999, von Storch i Zwiers 2001, Miętus i Filipiak 2002, Wilks 2008] na podstawie danych obserwacyjnych z okresu 1971-1990. Rezultatem tej metody są kombinacje wektorów własnych (pary map kanonicznych) obu analizowanych pól, których stowarzyszone serie czasowe cechuje możliwie największa wartość współczynnika korelacji [Miętus i in. 2008]. Mapy kanoniczne przedstawiają wartości rozpatrywanych elementów (predyktora i predyktanta) wyrażone w anomaliami jednostek dla nich charakterystycznych. Metoda korelacji kanonicznych jest powszechnie stosowana w klimatologii do identyfikacji związków między wielkoskalowym polem wymuszenia a dopowiedzią elementu lokalnego [m.in. Werner i von Storch 1993, Busuioc i in. 2001, 2007, Huth 2002, Haylock i Goodess 2004, Frias i in. 2006, Biernacik i in. 2010, Miętus i in. 2010]. Reprezentatywność opracowanych modeli statystyczno-empirycznych można ocenić m.in. przez porównanie serii pomiarowej danego elementu z wartościami zrekonstruowanymi opartymi na zidentyfikowanych relacjach. Zgodność tych serii oceniono na podstawie wartości współczynnika korelacji. Analizy dokonano dla okresu zależnego (kalibracyjnego, 1971-1990) oraz niezależnego (walidacyjnego, dla danych z okresu do 1970 włącznie i 1991-2008). Porównanie wyników dla tych okresów pokazuje, czy jakość modelu nie zmienia się poza okresem jego kalibracji, tj. czy jest spełnione podstawowe założenie statystycznego downscalingu o stacjonarności zidentyfikowanych relacji. Oprócz korelacji, sprawdzono w jakim stopniu model statystyczno-empiryczny odtwarza wieloletnie zmiany (trend) badanego elementu. W tym celu porównano zmiany elementu lokalnego od 1951 r. (lub późniejszego – w zależności od dostępności danych) oszacowane na podstawie współczynnika trendu serii pomiarowej i zrekonstruowanej. Jeśli model ma być wykorzystany do opracowania scenariuszy, a więc określenia przyszłych tendencji badanego elementu, to wskazane jest, aby wiernie odtwarzał obserwowane zmiany, przynajmniej w zakresie ich kierunku (znaku).

Następnym krokiem było opracowanie statystyczno-empirycznych scenariuszy wybranych elementów klimatu. Modele globalne symulują zmiany całej gamy różnych elementów, jednak ze względu na ograniczoną rozdzielczość przestrzenną (w niektórych przypadkach rzędu 200 km) dokładność symulacji w skali lokalnej jest poważnie ograniczona, a bezpośrednie wykorzystanie rezultatów analiz globalnych może prowadzić do niewłaściwych interpretacji [Miętus i in. 2009]. Pozywszykując informacje z modeli globalnych o przyszłych zmianach wielkoskalowego pola wybranego predyktora (cyrkulacji atmosferycznej), cechującego się stosunkowo niewielką zmiennością przestrzenną, oraz znając relacje łączące zmiany elementu lokalnego z tym predyktorem (model statystyczno-empiryczny), można otrzymać scenariusze o dużej rozdzielczości przestrzennej, tj. dla konkretnych lokalizacji.

W niniejszej monografii źródłem informacji o przyszłych zmianach pola barycznego w rejonie północnego Atlantyku oraz Europy są symulacje modelu globalnego ECHAM5 (run 1). Wykorzystano wyniki symulacji przeprowadzone z założeniem zmian koncentracji gazów cieplarnianych zgodnych z trzema scenariuszami emisyjnymi – B1, A1B oraz A2 [Nakićenović i Swart 2000].

Ze względu na różnice między symulacją ciśnienia atmosferycznego w modelach globalnych a wartościami rzeczywistymi (reanaliza NCEP) zaistniała konieczność wprowadzenia do opracowanych scenariuszy korekty niwelującej wpływ tych różnic na uzyskane wyniki. W tym celu wykorzystano dane z symulacji kontrolnej modelu ECHAM 5 dla XX wieku (20C3M) będącej rekonstrukcją klimatu w warunkach obserwowanych w XX wieku zmian koncentracji gazów cieplarnianych w atmosferze. Następnie w poszczególnych gridach przyjętej domeny przestrzennej wyznaczono anomalie ciśnienia atmosferycznego w symulacji 20C3M w stosunku do średnich (1971-1990) wartości z reanalizy NCEP. Na podstawie tak przygotowanej serii danych dokonano rekonstrukcji zmian elementu lokalnego dla okresu referencyjnego 1971-1990 z wykorzystaniem wcześniej opracowanego modelu statystyczno-empirycznego. Wyliczone w ten sposób wartości stanowią wielkość poprawki, o którą należy skorygować scenariusze – w ten sposób wyeliminowano lub przynajmniej ograniczono wpływ różnic w danych pochodzących z dwóch źródeł (reanalizy NCEP, modelu globalnego ECHAM5), pozostawiając wpływ jedynie symulowanych zmian ciśnienia w przyszłości. Korekty dokonano wyłącznie w przypadku średnich wieloletnich wartości. Należy podkreślić, iż symulacje dla wykorzystanych scenariuszy emisyjnych stanowią kontynuację symulacji 20C3M, dzięki czemu można zakładać, iż wartości korekty są stałe w czasie. Innymi słowy – przyjęto stosowaną w przypadku modeli globalnych metodę wyznaczania przyszłych zmian rozpatrywanych elementów w stosunku symulacji obecnego klimatu (delta change method), a nie w odniesieniu do obserwacji. W ten sposób następuje wzajemna eliminacja błędów symulacji obecnego i przyszłego klimatu [Räisänen 2007].

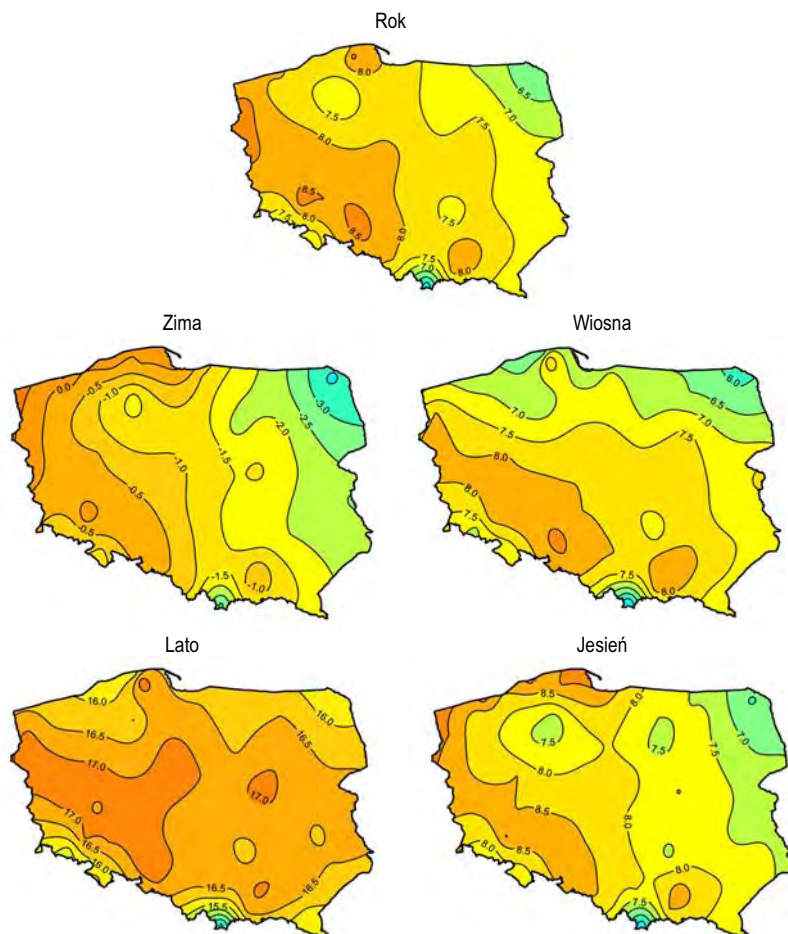
W kolejnych rozdziałach zaprezentowano scenariusze zmian podstawowych elementów klimatu w skali sezonów oraz całego roku, przy czym należy podkreślić, iż modele roczne i sezonowe zostały skonstruowane niezależnie od siebie, więc ich wyniki mogą nie być zbieżne. Wydaje się, że ze względu na zmienność relacji predyktor-element lokalny w skali roku lepszą reprezentację spodziewanych zmian odzwierciedlają modele sezonowe. Scenariusze przedstawiają spodziewane zmiany w okresie 2011-2030 w stosunku do okresu referencyjnego.

## **2. Temperatura powietrza**

### **2.1. Materiał badawczy oraz określenie warunków termicznych w okresie referencyjnym 1971-1990**

Do opracowania modelu statystyczno-empirycznego wykorzystano dane z 54 stacji z lat 1971-1990. Średnia roczna temperatura powietrza w tym okresie zawierała się między 5,2°C (Zakopane) i 8,7°C (Opole, Legnica, Słubice). Najwyższe

temperatury wystąpiły w południowo-zachodniej części kraju, lokalnie na Dolnym Śląsku i wzdłuż zachodniej granicy przekraczając  $8,5^{\circ}\text{C}$  (rys. 1). Nieco tylko niższą (powyżej  $8,0^{\circ}\text{C}$ ) temperaturę odnotowano w rejonie Zatoki Gdańskiej i lokalnie na Podkarpaciu. Zaznaczył się wyraźny spadek średniej rocznej temperatury postępujący w kierunku północno-wschodnim do ok.  $6^{\circ}\text{C}$  w Suwałkach.



Rys. 1. Rozkład przestrzenny średniej temperatury powietrza ( $^{\circ}\text{C}$ ) w Polsce w okresie referencyjnym 1971-1990

Podobny układ izoterm zaznaczył się w sezonie zimowym (rys. 1). Najcieplej w tej porze roku było na Wybrzeżu i wzdłuż zachodniej granicy – tylko tam średnia temperatura zimy przekraczała  $0^{\circ}\text{C}$ . Spadek temperatury następował w kierunku wschodnim, na krańcach północno-wschodnich, obniżając się do poniżej  $-3,0^{\circ}\text{C}$ . Zima jest sezonem, w którym występowały największe kontrasty termiczne na obszarze Polski – skrajne wartości średniej temperatury wyniosły  $-3,6^{\circ}\text{C}$  (Suwałki) i  $0,7^{\circ}\text{C}$  (Świnoujście). Również wiosną układ izoterm był zbliżony do sytuacji w skali roku, przy czym w tej porze roku stosunkowo niskie temperatury ce-

chowwały również rejon Wybrzeża. Średnia temperatura wiosny wyniosła od 5,0°C (Zakopane) do 8,6°C (Opole). W sezonie letnim przestrzenna zmienność temperatury, pomijając rejony górskie, była wyraźnie najmniejsza. Najwyższa średnia temperatura powietrza (powyżej 17°C) cechowała Wielkopolskę i Dolny Śląsk, obniżając się do poniżej 16°C w środkowej części Wybrzeża i na północno-wschodnich krańcach kraju. Jesienią rozkład przestrzenny średniej temperatury powietrza był zbliżony do zimowego, z największymi wartościami na zachodzie i Wybrzeżu (8,5-9,0°C), a najmniejszymi – na północnym wschodzie (poniżej 7°C). We wszystkich rozpatrywanych skalach czasowych najniższe średnie temperatury powietrza obserwowano w Zakopanem, jedynie zimą najchłodniej było w Suwałkach.

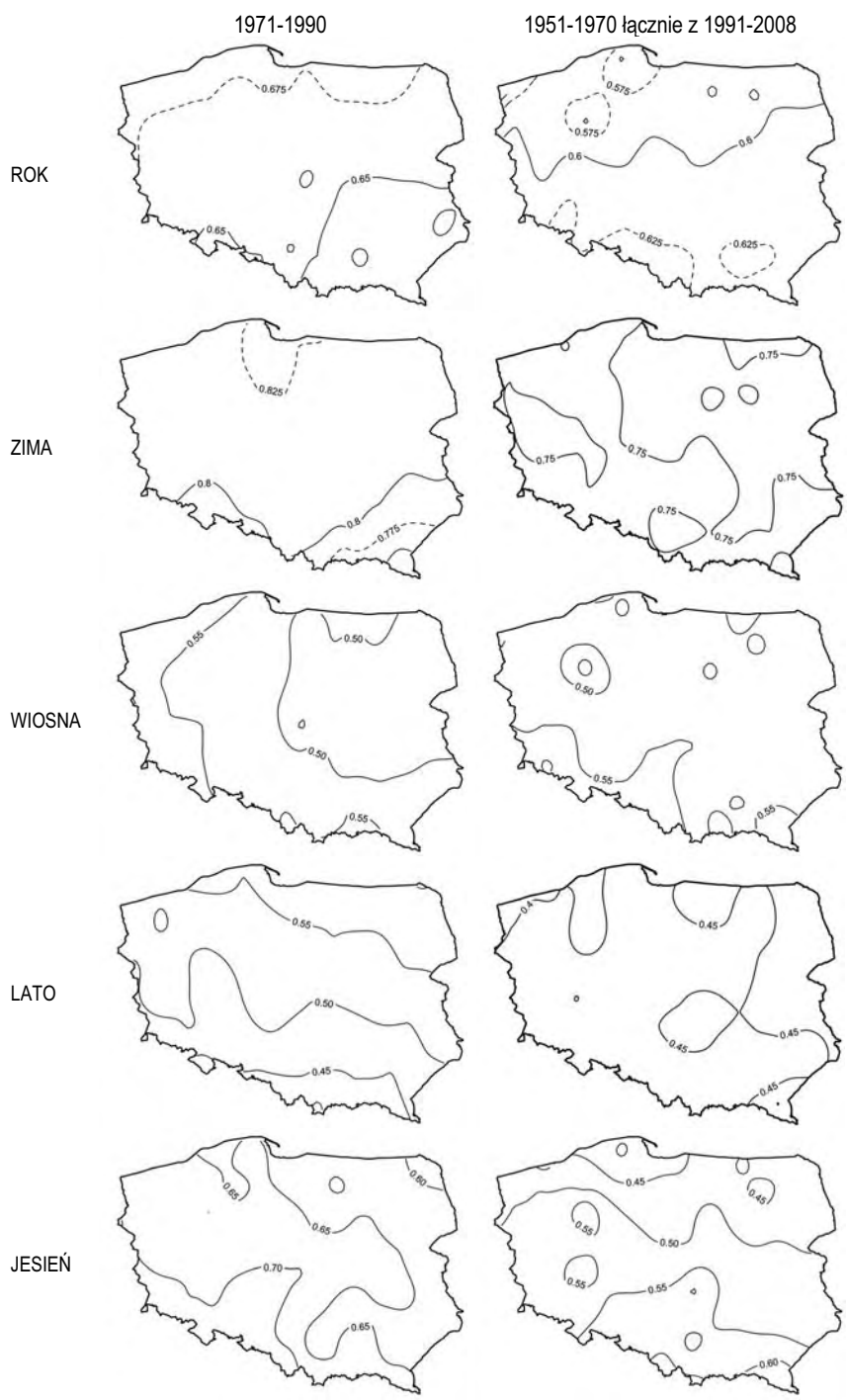
Struktura przestrzennej zmienności kwantyli temperatur ekstremalnych wykazuje cechy dość zbliżone do zmienności przestrzennej temperatury średniej w roku i sezonach w Polsce, aczkolwiek zakres zmienności kwantyli temperatur ekstremalnych jest większy niż temperatury średniej. Ponadto w przypadku kwantyla maksymalnej temperatury powietrza największy zakres zmienności występuje w sezonie wiosennym, a nie zimą jak dla wartości średnich.

## 2.2. Weryfikacja modelu

Wyniki weryfikacji dla okresu zależnego (1971-1990) świadczą o wysokiej jakości rekonstrukcji serii średniej temperatury w skali całego roku. Średnia wartość współczynnika korelacji między serią pomiarową a zrekonstruowaną wynosi 0,66. Zróżnicowanie przestrzenne jest niewielkie, skrajne wartości wahają się od 0,70 w Kołobrzegu do 0,62 w Lesku. Zaznacza się nieznaczny wzrost korelacji w kierunku północno-zachodnim (rys. 2).

W skali sezonów klimatologicznych (rys. 2) najlepsze wyniki weryfikacji dla okresu zależnego otrzymano zimą, gdy średnia wartość współczynnika korelacji wyniosła aż 0,81. Podobnie jak w przypadku modelu rocznego, najniższa jakość rekonstrukcji cechuje południowo-wschodnią część kraju z wartościami poniżej 0,80 lub nawet 0,75 (Lesko). Korelacje wzrastają w kierunku północnym do 0,84 w Helu. Wiosną reprezentatywność modelu jest już wyraźnie słabsza, średnia wartość współczynnika korelacji spada do 0,53. W rozkładzie przestrzennym zaznacza się wzrost korelacji w kierunku zachodnim – od poniżej 0,50 na wschodzie kraju do niemal 0,60 w części zachodniej. Podobną średnią wartość współczynnika korelacji (0,51) uzyskano w sezonie letnim – z najwyższą korelacją (powyżej 0,55) w północnej części kraju i spadkiem w kierunku południowym (korelacje poniżej 0,45 w Karpatach). Wyraźnie wyższe korelacje charakteryzują sezon jesienny – średnio 0,67. Najlepsza jakość rekonstrukcji średniej temperatury cechuje południowo-zachodnią część kraju (korelacje powyżej 0,70), malejąc do poniżej 0,60 na krańcach północno-wschodnich (Suwałki).

Porównanie wyników dla okresu zależnego i niezależnego (1951-1970 łącznie z 1991-2008) pokazuje, czy model dobrze zachowuje się także poza okresem kalibracji. W przypadku modelu rocznego średnia wartość współczynnika korelacji między serią pomiarową i zrekonstruowaną dla okresu niezależnego wynosi 0,60,



Rys. 2. Rozkład przestrzenny wartości współczynnika korelacji między serią pomiarową a zrekonstruowaną średnią temperatury powietrza w okresie zależnym (1971-1990) i niezależnym (1951-1970 łącznie z 1991-2008)

a więc jest tylko nieznacznie mniejsza od wartości dla okresu zależnego, co wskazuje na dobrą reprezentatywność modelu. Zasadniczą różnicą jest to, że największe korelacje uzyskano w południowej części kraju (powyżej 0,60), a najmniejsze – na północy (rys. 2). Zróżnicowanie przestrzenne wartości jest jednak niewielkie, co świadczy o bardzo zbliżonej zdolności modelu do odtwarzania zmian rzeczywistych na obszarze całego kraju.

Równie niewielkie różnice, świadczące o stacjonarności zidentyfikowanych relacji między polem średniej temperatury powietrza w Polsce a zmianami regionalnej cyrkulacji atmosferycznej, odnotowano w przypadku sezonu zimowego. Średnia wartość współczynnika korelacji w przypadku okresu niezależnego była bardzo duża (0,75), co dowodzi dobrej reprezentatywności modelu. Zróżnicowanie przestrzenne wyników było niewielkie, stosunkowo największe (powyżej 0,75) korelacje cechowały centralną i północno-wschodnią część kraju (rys. 2). Wiosną średnia wartość współczynnika korelacji dla okresu niezależnego była praktycznie identyczna z tą dla okresu zależnego, tak więc jakość rekonstrukcji została zachowana. Latem średnia wartość korelacji uległa niewielkiemu zmniejszeniu i wyniosła dla okresu niezależnego 0,43. Największe różnice odnotowano w północnej części kraju, gdzie lokalnie przekraczały 0,1. W części południowej korelacje dla okresu kalibracyjnego i walidacyjnego są niemal identyczne (rys. 2). Zauważalny spadek wartości współczynnika korelacji w stosunku do okresu zależnego uzyskano w przypadku sezonu jesiennego (rys. 2) – średnio dla okresu niezależnego wynosi 0,51. Jakość rekonstrukcji spadała z południa na północ, z największymi wartościami korelacji w Karpatach (powyżej 0,60), a najmniejszymi we wschodniej części wybrzeża i lokalnie na Mazurach (poniżej 0,45).

Wyniki weryfikacji modelu w przypadku kwantyla 95% temperatury maksymalnej powietrza w Polsce są mniej satysfakcjonujące niż dla analogicznego modelu zmienności temperatury średniej. Dla całego roku korelacje wynoszą średnio 0,48 dla okresu zależnego, wahając się od 0,44 w Suwałkach do 0,52 w Krakowie oraz Zamościu i 0,47 dla niezależnego. Najwyższą jakość rekonstrukcji uzyskano w sezonie zimowym – 0,75 dla okresu zależnego i podobną wartość dla okresu niezależnego. Wiosną reprezentatywność modelu w przypadku kwantyla 95% temperatury maksymalnej była wyraźnie słabsza – średnia wartość współczynnika korelacji spadła do 0,42 w okresie zależnym i 0,22 w okresie niezależnym. Nieco lepsze wyniki uzyskano latem. Średnia wartość współczynnika korelacji między serią pomiarową i zrekonstruowaną dla okresu zależnego wyniosła 0,52, jednak dla okresu niezależnego już mniejsza (0,34). Zbliżone wyniki uzyskano jesienią – 0,49 w okresie zależnym i 0,51 w okresie niezależnym.

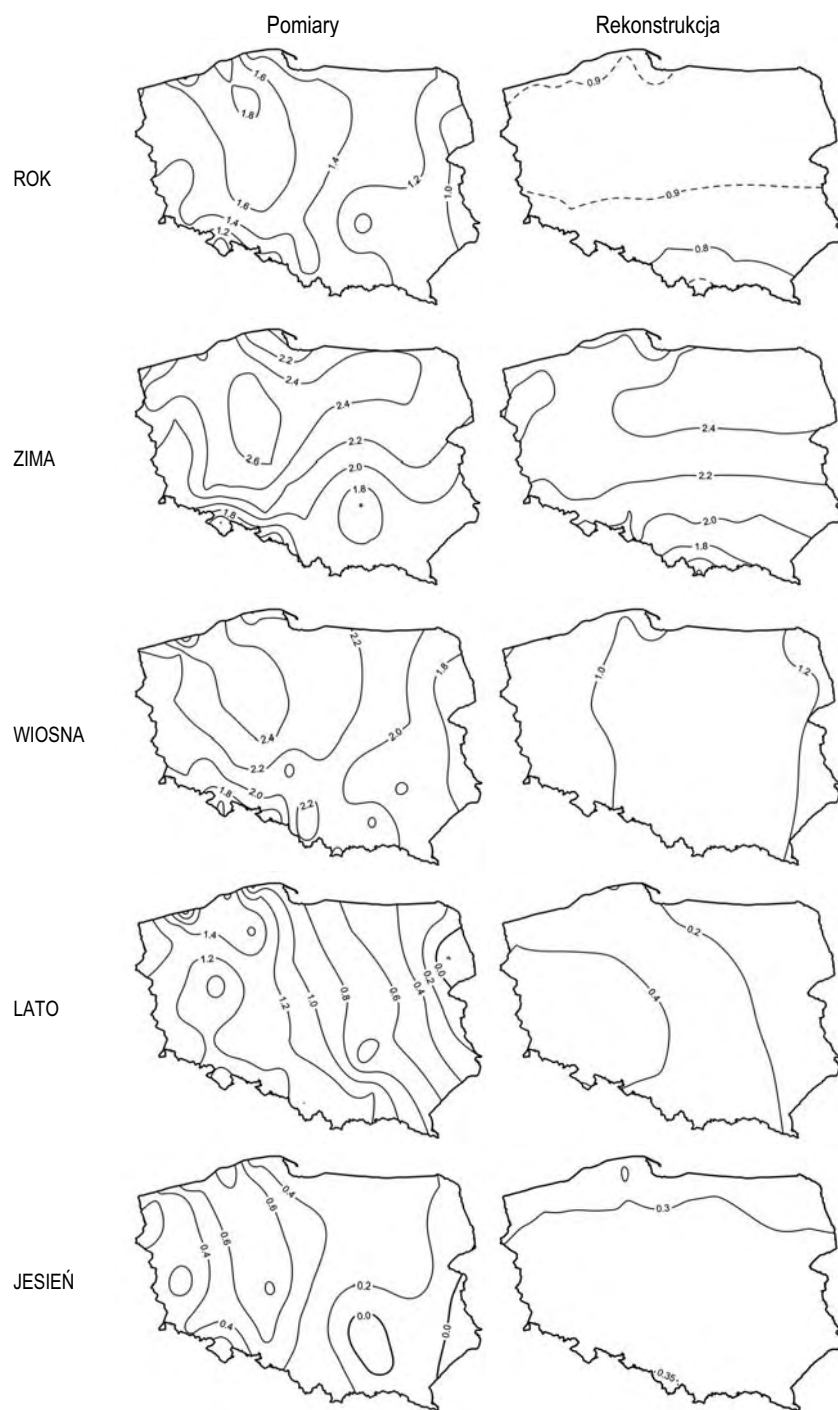
Również weryfikacja empiryczno-statystycznego modelu opisującego relacje między regionalnym polem ciśnienia a zmiennością kwantyla 5% temperatury minimalnej powietrza w Polsce pokazuje, że dopasowanie jest gorsze niż dla analogicznego modelu zmienności temperatury średniej. Średnia wartość współczynnika korelacji między serią pomiarową a zrekonstruowaną przez model w roku wynosi 0,59 dla okresu zależnego i 0,53 dla okresu niezależnego. Wartości współczynnika wahają się od 0,51 w Legnicy do 0,65 w Kętrzynie, największą współza-

leżnością serii obserwacyjnych i zrekonstruowanych charakteryzują się postępniki położone w centralnej i północno-wschodniej Polsce. Największą współzależnością serii obserwacyjnych i odtworzonych w oparciu o model cechował się sezon zimowy, gdy średnia wartość współczynnika korelacji wyniosła 0,72 w okresie zależnym i 0,61 w okresie niezależnym. W przypadku wiosny wartości te wynosiły odpowiednio 0,44 i 0,33, dla lata 0,47 i 0,38, a dla jesieni 0,55 i 0,46.

Innym kryterium oceny jakości modelu jest porównanie zmian temperatury powietrza w serii obserwowanej i serii zrekonstruowanej (rys. 3). W ten sposób można sprawdzić, czy model prawidłowo odtwarza także zmiany długookresowe. Na podstawie najdłuższego kompletnego i jednorodnego materiału badawczego porównano rozkład przestrzenny zmian temperatury średniej obserwowanych na 38 posterunkach z seriami zrekonstruowanymi w okresie 1951-2008, natomiast zmiany kwantyli temperatury ekstremalnej zbadano na podstawie serii z prawie 50 lokalizacji z lat 1966-2008.

Średnia roczna temperatura powietrza z okresie 1951-2008 wzrosła od ok. 1°C we wschodniej części kraju do niemal 2°C lokalnie na Pomorzu. W serii zrekonstruowanej zmiany były rzędu 0,8-1,0°C, czyli o około połowę mniejsze od rzeczywistych. Rozkłady przestrzenne zmian również mocno się różniły. Największe podobieństwo zmian rzeczywistych i zrekonstruowanych odnotowano zimą zarówno jeśli chodzi o skalę, jak i rozkład przestrzenny. Zatem można stwierdzić, iż znaczną część wzrostu temperatury w sezonie zimowym można wytłumaczyć zmianami cyrkulacji atmosferycznej nad Europą i północnym Atlantykiem. Wiosną zgodność zmian temperatury jest znacznie gorsza, jest widoczne niedoszacowanie zmian rzeczywistych, zwłaszcza w zachodniej części kraju. Jednocześnie według rekonstrukcji największe zmiany występują na wschodzie, zmniejszając się nieznacznie ku zachodowi, a w rzeczywistości sytuacja jest odwrotna. Latem obserwuje się wyraźne ocieplenie w zachodniej części kraju (ok. 1,0-1,5°C) zmniejszające się w kierunku wschodnim i zanikające na Podlasiu. Zmiany zrekonstruowane mają podobny rozkład przestrzenny, ale znacznie mniejsze wartości. Najmniejsze zmiany średniej temperatury obserwuje się w sezonie jesiennym, kiedy wzrosty nie przekraczają 0,8°C, a na południowym wschodzie są bliskie 0,0°C. W serii zrekonstruowanej na terenie całego kraju zmiany są rzędu 0,3°C, co nie odtwarza rzeczywistego zróżnicowania przestrzennego zmian średniej temperatury powietrza w Polsce. Charakterystyczną cechą zrekonstruowanych zmian średniej temperatury powietrza jest ich niewielkie zróżnicowanie przestrzenne, znacznie mniejsze niż w rzeczywistości. Zatem opracowane modele mają ograniczoną zdolność odtwarzania lokalnych cech wieloletnich zmian temperatury.

Kwantyl 95% temperatury maksymalnej powietrza w Polsce wzrósł w okresie 1966-2008 średnio o 1,4°C. Nieznacznie mniejsze zmiany od rzeczywistych wskazuje seria zrekonstruowana (1,1°C). Zarówno rzeczywiste, jak i odtworzone zmiany omawianego elementu nie wykazują większego zróżnicowania przestrzennego. Znaczne podobieństwo rozkładu przestrzennego zmian odnotowano w sezonie zimowym, jednak zmiany zrekonstruowane przez model są niedoszacowane. Istotne różnice między serią zrekonstruowaną a obserwacyjną występują latem. Seria zre-



Rys. 3. Zmiana średniej temperatury powietrza (°C) w latach 1951-2008 określona na podstawie serii pomiarowej i zrekonstruowanej



konstruowana wskazuje na spadek kwantyla 95% temperatury maksymalnej średnio o  $0,6^{\circ}\text{C}$  w badanym okresie, podczas gdy w rzeczywistości obserwowano średni wzrost wynoszący ok.  $1,5^{\circ}\text{C}$ . Również jesienią rzeczywiste zmiany kwantyla 95% maksymalnej temperatury powietrza mają na obszarze prawie całego kraju inny znak niż zmiany w serii zrekonstruowanej.

W okresie 1966-2008 kwantyl 5% temperatury minimalnej powietrza w Polsce wzrósł najsilniej na stacjach nadmorskich, miejscami o ponad  $2^{\circ}\text{C}$ . Wzrost zmniejsza się w kierunku południowym i w rejonie Raciborza wynosi zaledwie  $0,1^{\circ}\text{C}$ . Serie zrekonstruowane dość wiernie opisują zmiany długookresowe w centralnej i wschodniej Polsce, w zachodniej jest jednak zauważalne niedoszacowanie skali zmian. Dwukrotne, a niekiedy większe przeszacowanie charakteryzuje z kolei sezon zimowy. Wartość zmian w serii zrekonstruowanej na znacznym obszarze przekracza  $4^{\circ}\text{C}$ , a miejscami nawet  $5^{\circ}\text{C}$ . Rzeczywiste zmiany tylko w rejonie północno-wschodnich krańców Polski przekraczają  $3^{\circ}\text{C}$ , a na przeważającej części oscylują wokół  $2-2,5^{\circ}\text{C}$ , w południowej Polsce spadając miejscami nawet do  $1^{\circ}\text{C}$ . Przeszacowanie zmian w modelu występuje także wiosną, natomiast latem to rzeczywiste zmiany są nawet kilkukrotnie większe od rekonstrukcji.

Wyniki weryfikacji świadczą o tym, iż skonstruowane modele statystyczne dość dobrze odzwierciedlają warunki rzeczywiste w chłodnej połowie roku. Nie wielkie różnice korelacji między okresem zależnym i niezależnym pokazują, iż zidentyfikowane relacje między regionalnym polem wymuszenia a elementem lokalnym można uznać w przybliżeniu za stałe w czasie. Zdecydowanie słabiej wypada weryfikacja modeli w przypadku wartości ekstremalnych oraz w zakresie zmian długookresowych. Model przeważnie wiernie odtwarza znak zmiany omówionych elementów, jednak ich przestrzenny rozkład jest odmienny, a skala zmian jest zazwyczaj wyraźnie niedoszacowana.

### **2.3. Scenariusze zmian średniej temperatury powietrza**

Scenariusze wskazują, iż średnia roczna temperatura powietrza w Polsce w okresie 2011-2030 nie zmieni się istotnie w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego 1971-1990 (rys. 4). Przewidywany dla scenariuszy emisyjnych B1 i A1B wzrost temperatury nie przekroczy  $0,1^{\circ}\text{C}$ . Nieznacznie większe zmiany mogą wystąpić w przypadku scenariusza A2, dla którego jest spodziewane ochłodzenie w stosunku do okresu referencyjnego, a anomalie bezwzględne temperatury w południowej części kraju przekroczą  $0,1^{\circ}\text{C}$ .

W sezonie zimowym zaznaczają się znaczne różnice pod względem kierunku i skali zmiany temperatury powietrza w zależności od scenariusza emisyjnego (rys. 4). W przypadku scenariusza B1 na terenie całego kraju jest spodziewany istotny wzrost średniej temperatury powietrza w stosunku do okresu referencyjnego, średnia wartość anomalii wyniesie niemal  $0,4^{\circ}\text{C}$ . Największe ocieplenie (powyżej  $0,4^{\circ}\text{C}$ ) przewiduje się w zachodniej części kraju. Z kolei scenariusz A1B wskazuje na przeciwny kierunek zmian temperatury – w całym kraju średnia temperatura ulegnie obniżeniu średnio o niemal  $0,2^{\circ}\text{C}$ . Największy spadek temperatury

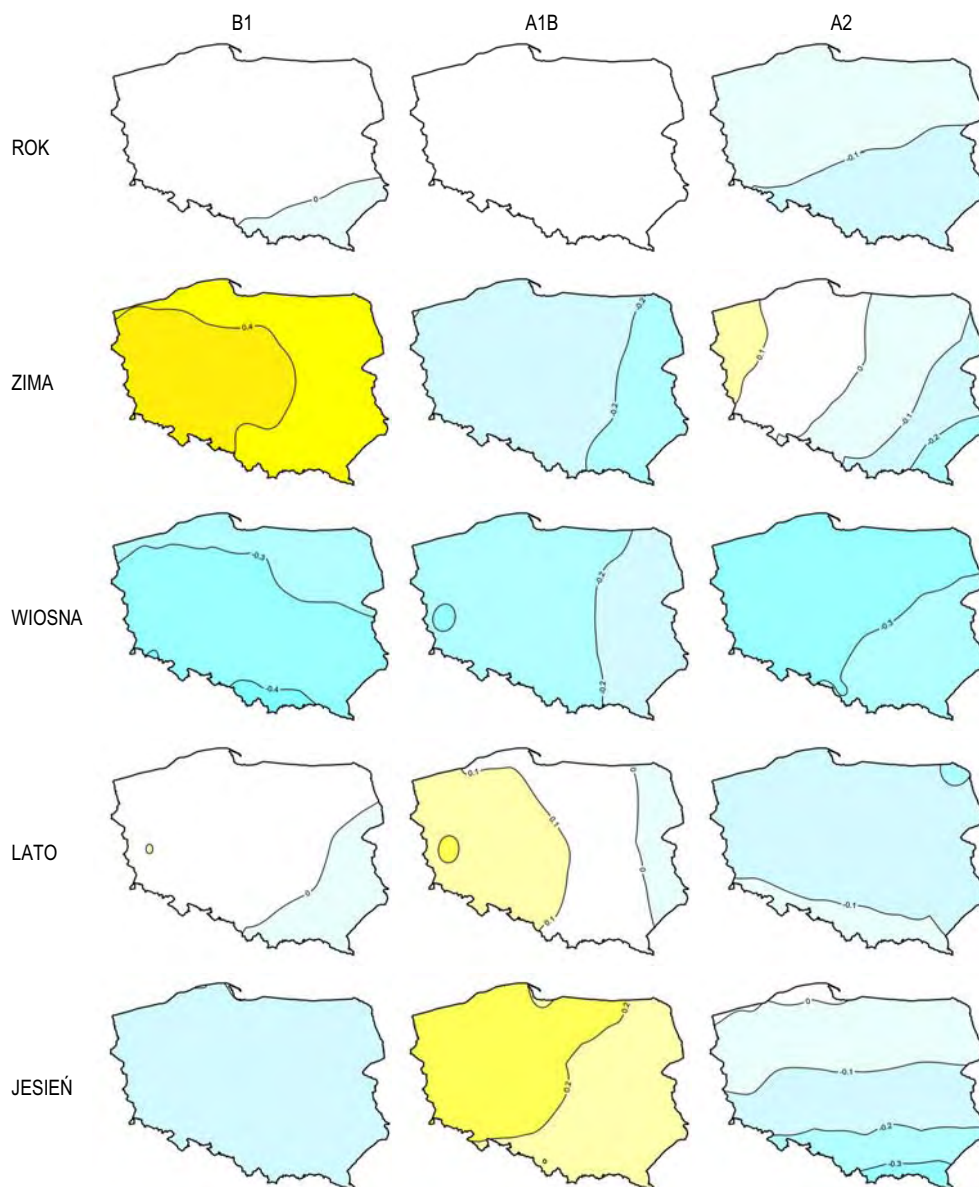
jest spodziewany we wschodniej części kraju. Natomiast w przypadku scenariusza emisyjnego A2 może wystąpić zróżnicowanie pod względem znaku zmiany między wschodnią i zachodnią częścią kraju. Ocieplenie zaznaczy się przede wszystkim na północnym zachodzie kraju (do  $0,15^{\circ}\text{C}$  w Świnoujściu, Szczecinie i Słubicach), podczas gdy największych spadków temperatury można spodziewać się w południowo-wschodniej części Polski, z maksymalnymi wartościami w Lesku (niemal  $0,3^{\circ}\text{C}$ ). Warto zauważyć, iż w każdym rozpatrywanym scenariuszu emisyjnym rozkład przestrzenny zmian temperatury przyczyni się do zwiększenia kontrastów termicznych w sezonie zimowym na obszarze Polski.

W przypadku wiosny wszystkie scenariusze emisyjne wskazują na wyraźny spadek średniej temperatury powietrza w stosunku do okresu referencyjnego (rys. 4). Według scenariusza B1 największe ochłodzenie jest przewidywane w południowej części kraju, z maksymalnymi wartościami w Karpatach – o ponad  $0,4^{\circ}\text{C}$ . W przypadku scenariusza A1B skala spadku temperatury powietrza będzie rosła w kierunku zachodnim do ponad  $0,3^{\circ}\text{C}$  w rejonie Zielonej Góry. Z kolei według scenariusza A2 ochłodzenie najmocniej zaznaczy się w północnej części kraju (ok.  $0,35^{\circ}\text{C}$ ), malejąc do ok.  $0,25^{\circ}\text{C}$  w Bieszczadach. Biorąc pod uwagę średnią (dla wszystkich stacji) wartość przewidywanej zmiany średniej temperatury największego spadku można spodziewać się w przypadku scenariuszy B1 i A2 – ponad  $0,3^{\circ}\text{C}$ , nieco mniejszego z kolei w przypadku A1B – ponad  $0,2^{\circ}\text{C}$ .

Dość znaczne rozbieżności w zależności od scenariusza emisyjnego odnotowano dla sezonu letniego (rys. 4). Bardzo nieznaczne zmiany średniej temperatury powietrza są spodziewane w przypadku scenariusza B1 – na przeważającym obszarze kraju nastąpi wzrost temperatury, jednak nie przekroczy  $0,1^{\circ}\text{C}$ , tylko na południowym wschodzie może wystąpić równie nieznaczne ochłodzenie. Według scenariusza A1B przewiduje się wzrost średniej temperatury powietrza, największy w zachodniej części kraju (do ponad  $0,2^{\circ}\text{C}$  w rejonie Zielonej Góry). Jedynie wzdłuż wschodniej granicy kraju może wystąpić bardzo niewielki spadek temperatury. Taki układ zmian przyczyniłby się do dość istotnego wzrostu kontrastów termicznych na obszarze Polski. Ochłodzenie w stosunku do okresu referencyjnego na terenie niemal całego kraju jest z kolei spodziewane w przypadku scenariusza A2. Skala zmian będzie tu malała w kierunku południowym (poniżej  $0,1^{\circ}\text{C}$ ), z największymi wartościami na krańcach północno-wschodnich (ok.  $0,2^{\circ}\text{C}$ ).

Różny kierunek zmian średniej temperatury powietrza przedstawiają też scenariusze opracowane dla sezonu jesiennego (rys. 4). W przypadku scenariusza B1 przewiduje się spadek temperatury w całej Polsce. Zróżnicowanie przestrzenne zmian jest stosunkowo niewielkie, na terenie niemal całego kraju ich wartości wynoszą  $0,1$ - $0,2^{\circ}\text{C}$ . Odmiennie rezultaty uzyskano dla scenariusza emisyjnego A1B, gdzie jest spodziewany wzrost średniej temperatury o ok.  $0,2^{\circ}\text{C}$ , największe wartości osiągający w północnej i zachodniej części kraju, a najmniejsze – na południowym wschodzie. Podobnie jak w przypadku lata, rozkład przestrzenny wartości w tym scenariuszu wskazuje na zwiększenie kontrastów termicznych na obszarze Polski. Rezultaty scenariusza A2 pokazują natomiast spadek temperatury w stosunku do okresu referencyjnego wzrastający w kierunku południowym do ponad

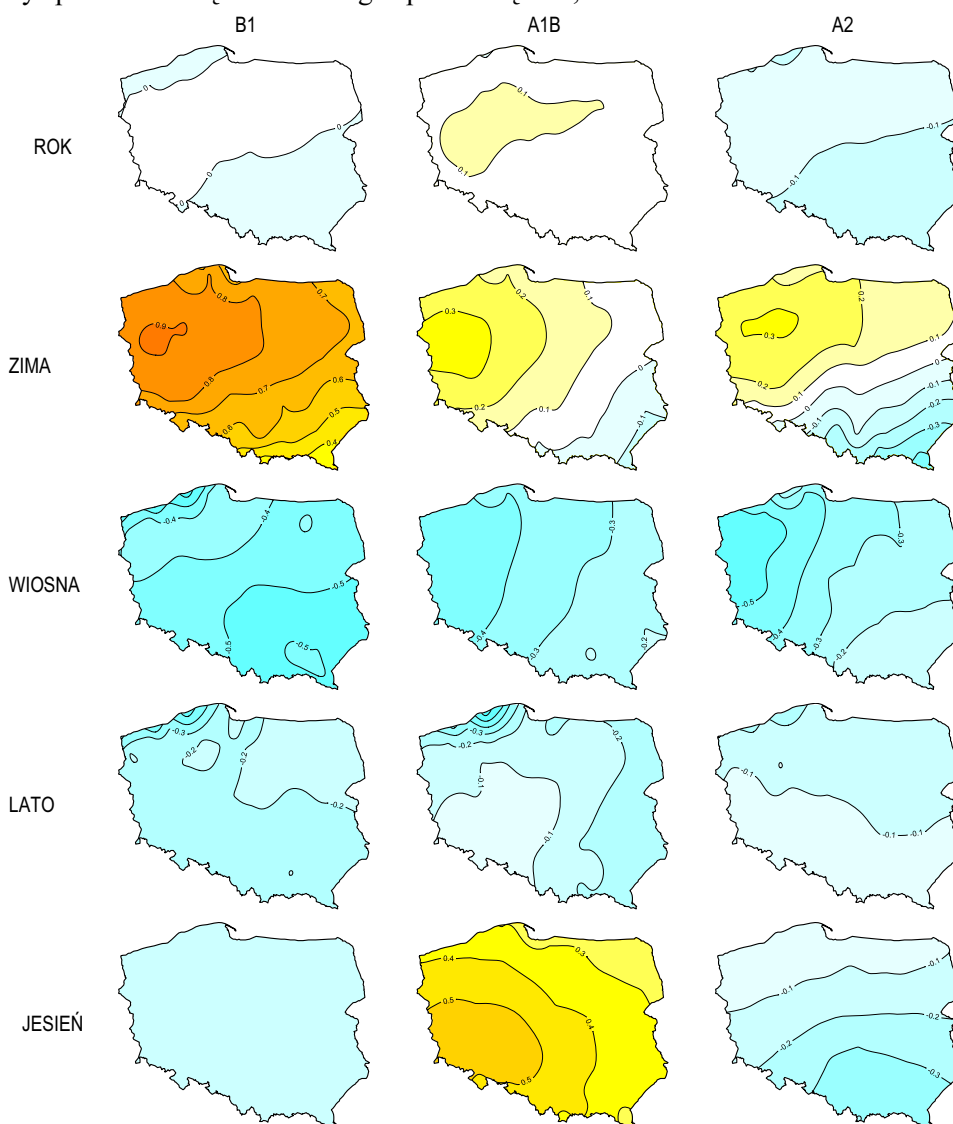
0,3°C. Jedynie na północy średnie wartości temperatury nie ulegną istotnym zmianom w stosunku do okresu odniesienia.



Rys. 4. Spodziewane zmiany średniej temperatury powietrza (°C) w Polsce w okresie 2011-2030 w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego 1971-1990

## 2.4. Scenariusze zmian kwantyla 95% temperatury maksymalnej powietrza

Według opracowanych scenariuszy średnia miesięczna wartość kwantyla 95% temperatury maksymalnej powietrza w skali roku w Polsce w ciągu najbliższych 20 lat (2011-2030) praktycznie nie zmieni się w stosunku do okresu referencyjnego 1971-1990. W przypadku scenariuszy emisyjnych B1 i A1B średni wzrost temperatury na obszarze kraju nie przekroczy  $0,1^{\circ}\text{C}$ , a w przypadku scenariusza A2 należy spodziewać się nieznacznego spadku rzędu  $0,1^{\circ}\text{C}$ .



Rys. 5. Spodziewane zmiany kwantyla 95% temperatury maksymalnej powietrza ( $^{\circ}\text{C}$ ) w Polsce w okresie 2011-2030 w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego 1971-1990

Większych zmian możemy spodziewać się w sezonie zimowym (rys. 5). Wszystkie scenariusze emisyjne zimą są zgodne i przewidują wzrost temperatury maksymalnej w skali kraju o 0,72°C (B1), 0,14°C (A1B) i 0,08°C (A2). W ujęciu regionalnym najsilniejsze zmiany wystąpią na Pomorzu. Scenariusze A1B i A2 przewidują nieznaczny spadek temperatury jedynie w południowo-wschodniej Polsce. Wiosną układ spodziewanych zmian kwantyla 95% maksymalnej temperatury powietrza w Polsce w okresie 2011-2030 w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego (1971-1990) jest podobny w przypadku każdego scenariusza emisyjnego (rys. 5). Scenariusze B1, A1B oraz A2 są zgodne i przewidują spadek omawianego elementu średnio o 0,3-0,5°C. Również latem według tych scenariuszy możemy spodziewać się spadku temperatury maksymalnej (o 0,1-0,2°C) na obszarze całego kraju, najsilniejszego na Wybrzeżu. Scenariusze zmian warunków termicznych jesienią nie są już tak zgodne zarówno pod względem rozkładu przestrzennego anomalii temperatury, jak i ich wartości. Według scenariusza emisyjnego B1 na obszarze całego kraju w okresie 2011-2030 należy spodziewać się nieznacznego spadku wartości kwantyla 95% maksymalnej temperatury powietrza wynoszącego niewiele ponad 0,1°C. Z kolei scenariusz A1B jako jedyny na obszarze całego kraju przewiduje wzrost tego elementu – najsilniejszy w południowo-zachodniej Polsce (ponad 0,5°C). Według scenariusza A2 na początku XXI w. nastąpi niewielki spadek wartości ekstremalnych temperatury powietrza, którego skala rośnie z północy na południe kraju (od poniżej 0,1°C do ponad 0,3°C).

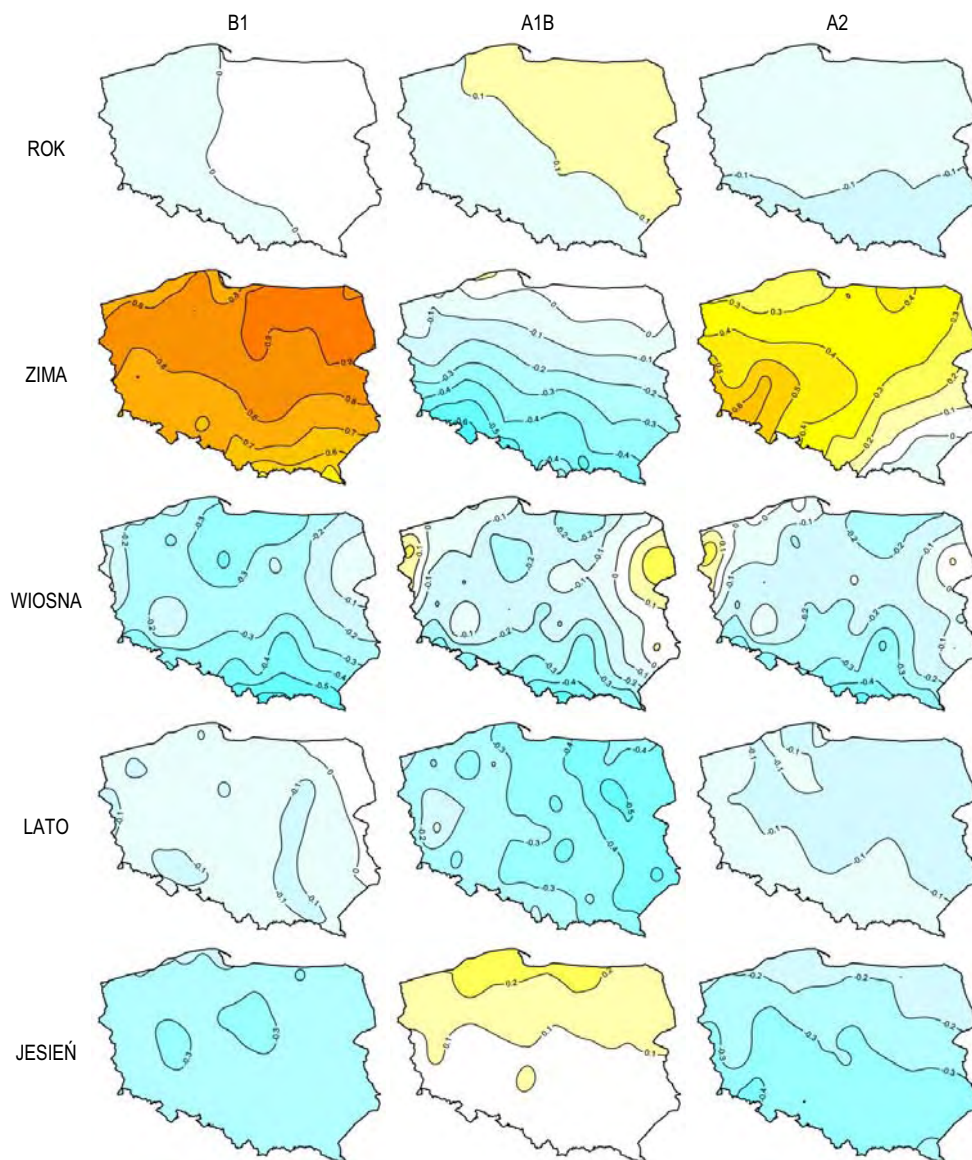
## **2.5. Scenariusze zmian kwantyla 5% temperatury minimalnej powietrza**

Średnia miesięczna wartość kwantyla 5% temperatury minimalnej w Polsce w skali roku w latach 2011-2030, podobnie jak w przypadku temperatury średniej i maksymalnej, nie zmieni się znacząco w stosunku do okresu referencyjnego 1971-1990. Istotne jest jednak, że w przypadku scenariusza A1B należy oczekiwać nieznacznego ocieplenia, w przypadku scenariusza B1 zmian nie będzie, a w A2 wartość rozpatrywanego kwantyla winna zmniejszyć się. Wartość bezwzględna zmian nie przekroczy jednak lokalnie 0,2°C.

Zimą, w okresie 2011-2030 w scenariuszach B1 i A2 jest spodziewany wyraźny wzrost wartości kwantyla 5% temperatury minimalnej średnio w skali kraju o odpowiednio 0,79°C i 0,32°C. W ujęciu regionalnym warto podkreślić, że w przypadku scenariusza B1 najsilniejsze zmiany, sięgające ok. 1°C, wystąpią w północno-wschodniej części kraju. Z kolei scenariusz A2 wskazuje na wzrost wartości analizowanego elementu o ponad 0,6°C w południowo-zachodniej części kraju. Natomiast w scenariuszu emisyjnym A1B w całym kraju należy spodziewać się wystąpienia chłodniejszych zim, w okolicach Kotliny Kłodzkiej spadek będzie największy – jego wartość bezwzględna przekroczy 0,6°C. Średnia wartość anomalii elementu w stosunku do okresu referencyjnego wyniosła -0,21°C.

Wiosną w okresie 2011-2030 według scenariusza B1 kwantyl 5% temperatury minimalnej powinien być średnio w skali kraju ok. 0,3°C chłodniejszy w stosunku

do wielolecia 1971-1990 (rys. 6). W świetle wyników scenariuszy A2 i A1B na przeważającej części obszaru kraju należy także spodziewać się niewielkiego ochłodzenia przekraczającego  $0,1^{\circ}\text{C}$ . W ujęciu regionalnym, niezależnie od przyjętego scenariusza emisyjnego, najsilniejszy spadek winien wystąpić na południowych krańcach Polski, w rejonie Tatr.



Rys. 6. Spodziewane zmiany kwantyla 5% temperatury minimalnej powietrza ( $^{\circ}\text{C}$ ) w Polsce w okresie 2011-2030 w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego 1971-1990

W przypadku lata wszystkie scenariusze emisyjne sygnalizują w analizowanym okresie spadek wartości omawianego wskaźnika, jednak dla wartości średniej

obszarowej dla obszaru Polski nie powinien być większy niż  $0,3^{\circ}\text{C}$  w przypadku A1B, a dla pozostałych scenariuszy słabszy – ok.  $0,1^{\circ}\text{C}$ . Największe spadki, nie większe jednak niż  $0,5^{\circ}\text{C}$  (A1B), wystąpią lokalnie we wschodniej części kraju.

Scenariusz wiązkowy zmian kwantyla 5% minimalnej temperatury powietrza jesienią wskazuje na wystąpienie niewielkich zmian wartości wskaźnika w okresie 2011-2030 w stosunku do wielolecia 1971-1990. W przypadku scenariuszy B1 i A2 należy spodziewać się chłodniejszej jesieni, wartość kwantyla winna być w Polsce wówczas mniejsza ok.  $0,3^{\circ}\text{C}$ . Rezultaty analizy rozwoju scenariusza A1B wskazują na zmiany dodatnie, ok.  $0,1^{\circ}\text{C}$  średnio w skali kraju, a największy wzrost występuje w północnej części kraju. W przypadku scenariuszy B1 i A2 północ Polski cechuje się najmniejszą wartością bezwzględną anomalii, co świadczy o niemal całkowitym braku zmiany długookresowej.

### **3. Warunki pluwialne**

Do charakterystyki warunków pluwialnych Polski wykorzystano trzy elementy: sumy opadów atmosferycznych, liczbę dni z opadem oraz liczbę dni z opadem większym niż wartość kwantyla 90% dobowej sumy opadu. W przypadku każdego z tych elementów materiałem wejściowym do modelu była seria sum przypadków miesięcznych. Jako dzień z opadem przyjęto wystąpienie dobowej sumy opadów o wysokości co najmniej 0,1 mm. Wartość kwantyla 90% dla każdego miesiąca wyznaczono na podstawie dobowych sum opadu z okresu 1971-1990, biorąc pod uwagę jedynie dni z opadem.

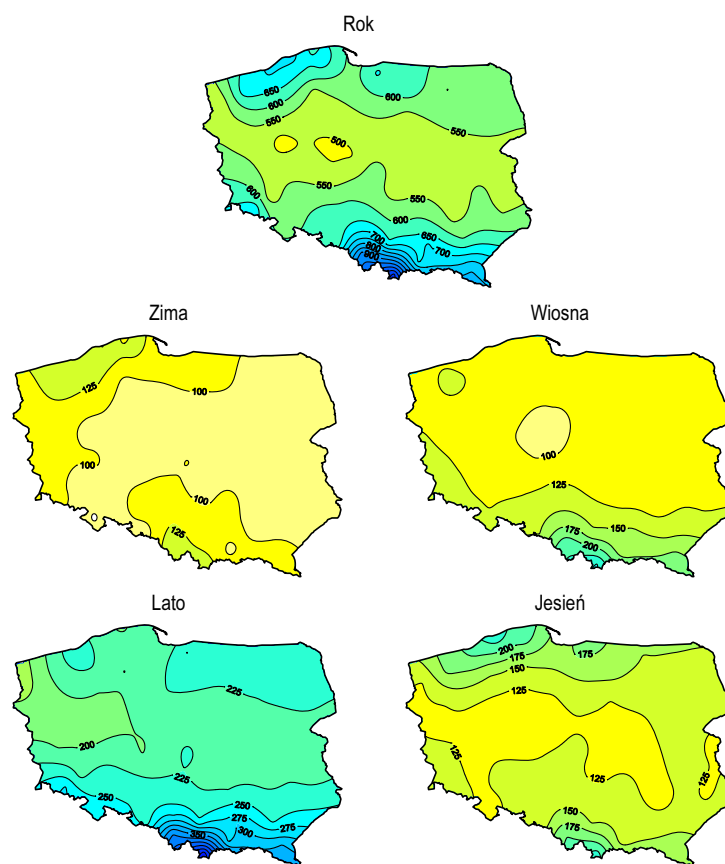
Wykorzystano dane z 54 stacji synoptycznych na terenie całego kraju z lat 1951-2008 w przypadku sum opadów i 1961-2008 dla pozostałych elementów. Jedynie dla kilku stacji długość serii pomiarowych była wyraźnie krótsza. Jednak w okresie referencyjnym 1971-1990 dysponowano kompletem danych ze wszystkich wykorzystanych stacji synoptycznych.

#### **3.1. Warunki pluwialne w okresie referencyjnym (1971-1990)**

Scenariusze dotyczące warunków pluwialnych wskazują na spodziewaną zmianę w stosunku do wartości średnich z okresu kalibracji modelu statystycznego, tj. wielolecia 1971-1990. Z tego względu poniżej zamieszczono krótką charakterystykę analizowanych elementów dla okresu referencyjnego.

Średnia roczna suma opadów w okresie 1971-1990 dla 54 stacji synoptycznych wyniosła 605,4 mm (rys. 7). Wyraźnie najmniejsze sumy opadów cechowały środkową część kraju, gdzie nie przekraczały 550 mm, a lokalnie w Wielkopolsce były mniejsze od 500 mm. Największe roczne sumy opadów notowano w Karpatach – średnio powyżej 800 mm, a w Tatrach nawet powyżej 1000 mm (Zakopane – 1115 mm). Wyróżnia się również obszar Pomorza z sumami opadów przekraczającymi 600-650 mm, a w środkowej części Wybrzeża nawet 700 mm (Ustka, Koszalin). W skali sezonów (rys. 7) najmniejsze sumy opadów notowano zimą. Na znacznych obszarach środkowej i wschodniej Polski średnie sumy opadów zimą nie przekraczały 100 mm, nieco wyższe (powyżej 125 mm) były na Wybrzeżu oraz

w południowej części kraju. Także w sezonie wiosennym na przeważającym obszarze kraju opady oscylowały w okolicach 100 mm, znacząco wzrastając jedynie w Karpatach (do ok. 250 mm w Zakopanem). Zdecydowanie największymi opadami spośród sezonów cechowało się lato. W całym kraju, z wyjątkiem części północno-zachodniej, średnie sumy opadów przekroczyły 200 mm. Podobnie jak wiosną, pod względem sum opadów wyraźnie wyróżniają się Karpaty, gdzie były wyższe od 300 mm, w Zakopanem osiągając niemal 500 mm. Ciekawy jest rozkład opadów w sezonie jesiennym – najmniejsze (poniżej 125 mm) sumy opadów charakteryzują środkową część kraju, największe z kolei występują na Wybrzeżu, a zwłaszcza w jego środkowej części (ponad 200 mm).



Rys. 7. Średnie roczne i sezonowe sumy opadów w okresie 1971-1990

W okresie 1971-1990 na rozpatrywanych stacjach notowano średnio 170,5 dnia z opadem. Największą liczbą takich dni odznaczały się Pomorze oraz Karpaty – powyżej 180 (do ok. 200 w Zakopanem). W środkowej części kraju opad notowano podczas niespełna 170 dni, a na Dolnym Śląsku oraz we wschodniej części Wielkopolski nawet rzadziej niż w ciągu 160 dni. W skali sezonów



opad najczęściej notowano zimą – średnio 47,5 dnia, a najrzadziej wiosną – poniżej 40 dni. Latem niemal w całym kraju średnia liczba dni z opadem wyniosła ok. 40, znacząco wzrastając jedynie w Karpatach – do niemal 55 w Zakopanem. Jesienią z kolei największa liczba dni z opadem (powyżej 45) cechowała północną część kraju, we wschodniej części Pomorza przekraczając 50. Na pozostałym obszarze średnia liczba dni z opadem w tym sezonie była zbliżona do 40.

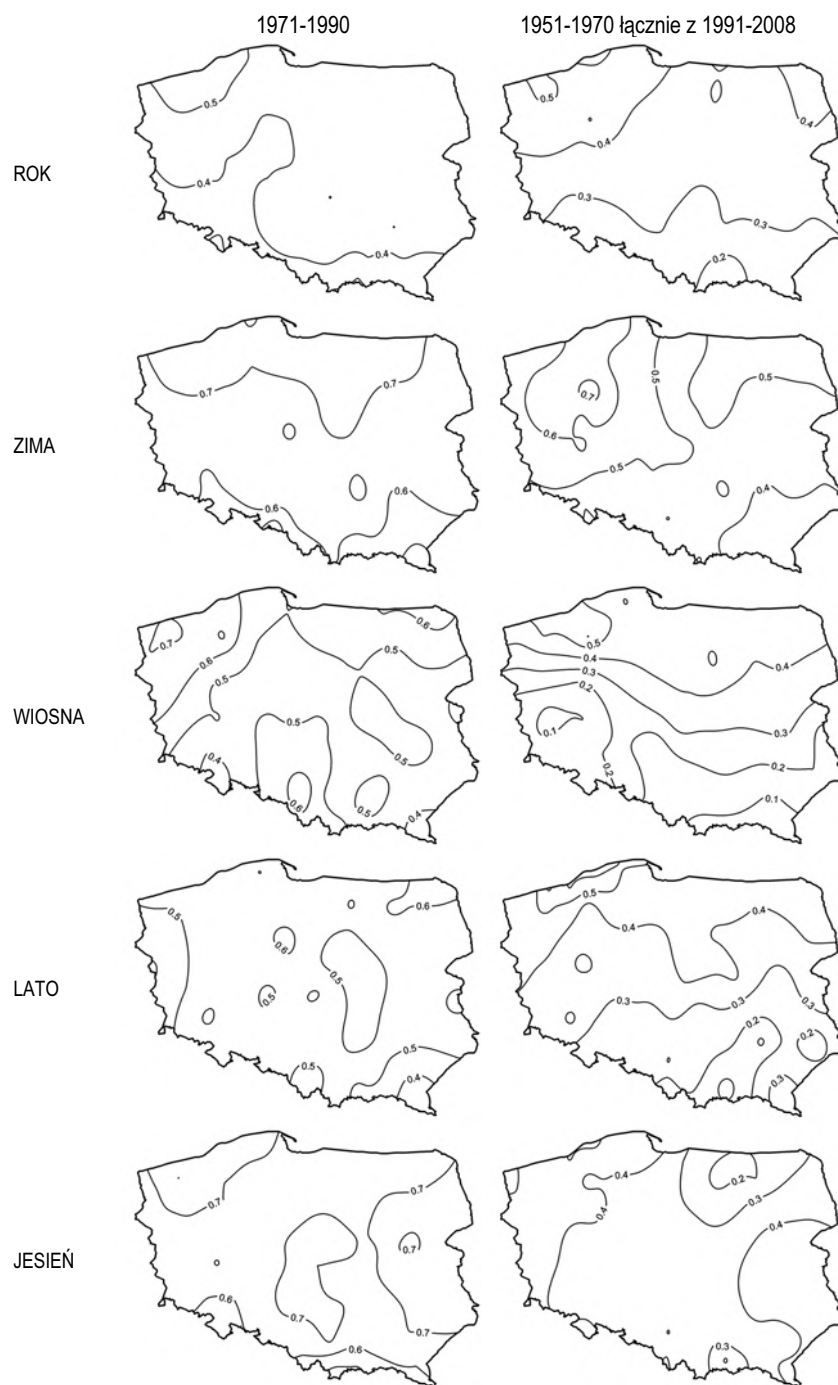
Rozkład przestrzenny średniej liczby dni z opadem przekraczającym wartość kwantyla 90% w okresie 1971-1990 wykazuje daleko idące podobieństwo do rozkładu liczby dni z opadem. Co ciekawe, praktycznie w żadnym z sezonów nie wyróżnia się obszar Karpat, co miało miejsce zarówno w przypadku sum opadów, jak i liczby dni z opadem. Średnia roczna liczba dni z opadem powyżej kwantyla 90% wyniosła 17, w skali poszczególnych sezonów najczęściej takie incydenty występowały zimą (średnio 4,7 dnia), najrzadziej – wiosną (średnio 3,8 dnia).

Zidentyfikowane za pomocą metody korelacji kanonicznych relacje warunków pluwialnych w Polsce z polem barycznym na obszarze Europy i północnego Atlantyku wskazują, iż regionalna cyrkulacja atmosferyczna ma istotny wpływ na kształtowanie rozkładu przestrzennego analizowanych elementów. Szczególnie silne związki odnotowano w sezonie zimowym i jesiennym. Uogólniając, podstawowa relacja (pierwsza para map kanonicznych) wskazuje, że wzrost sum opadów jest stowarzyszony z intensyfikacją cyrkulacji cyklonalnej w rejonie basenu Morza Bałtyckiego i/lub nad wschodnią częścią kontynentu. Co istotne, bardzo zbliżone jakościowo relacje cechują również liczbę dni z opadem i liczbę dni z opadem powyżej kwantyla 90%. Zatem wszystkie rozpatrywane elementy charakteryzujące warunki pluwialne Polski cechuje uzależnienie od podobnych wzorców wymuszenia cyrkulacyjnego.

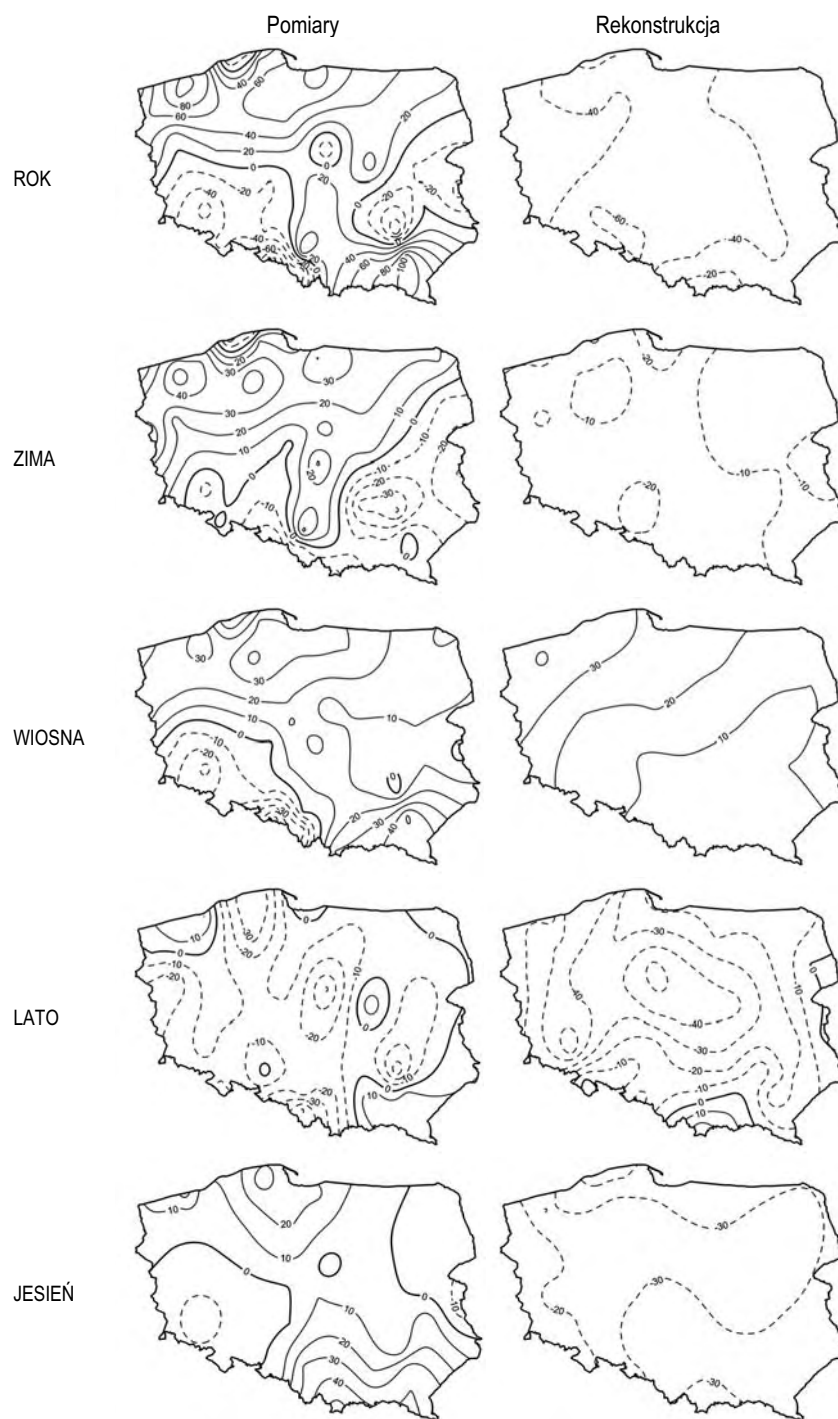
## **3.2. Weryfikacja modeli statystycznych**

### **3.2.1. Sumy opadów**

Średnia wartość współczynnika korelacji między serią pomiarową i zrekonstruowaną w okresie 1971-1990 w przypadku modelu skonstruowanego dla wszystkich miesięcy w ciągu roku wynosi 0,43. Najlepsze rezultaty odnotowano na Pomorzu, gdzie wartości tej miary przekraczają 0,50 (rys. 8), świadcząc o stosunkowo dobrym dopasowaniu porównywanych serii. Jakość rekonstrukcji maleje w kierunku południowym – na obszarach górskich, na Dolnym Śląsku i w Wielkopolsce korelacje są mniejsze od 0,40. Wartości współczynnika korelacji dla okresu niezależnego (1951-1970 łącznie z 1991-2008) są generalnie mniejsze niż w przypadku materiału zależnego, wskazując na nieco gorszą jakość rekonstrukcji dla danych poza okresem kalibracji modelu (rys. 8). W skali roku średnia wartość współczynnika wynosi 0,36. Najlepsze rezultaty uzyskano dla północno-zachodniej części kraju, gdzie korelacje przekraczają 0,40, a lokalnie nawet 0,50. Wyraźnie słabszą jakością rekonstrukcji charakteryzuje się południowa część kraju, współczynniki korelacji osiągają tam wartości rzędu 0,20-0,30, z minimum w Nowym Sączu – 0,14. Porównując te wyniki z okresem kalibracji modelu można wyróżnić



Rys. 8. Rozkład przestrzenny wartości współczynnika korelacji między serią pomiarową a zrekonstruowaną sum opadów w okresie kalibracyjnym (1971-1990) i walidacyjnym (1951-1970 łącznie z 1991-2008)



Rys. 9. Rozkład przestrzenny zmian sum opadów [mm] w okresie 1951-2008 określony na podstawie serii pomiarowej i zrekonstruowanej

obszar Pomorza, gdzie jakość rekonstrukcji dla obu analizowanych wieloleci jest zbliżona, co świadczy o stałości zidentyfikowanych relacji dla tego regionu. W przypadku południowej części kraju odnotowano natomiast zauważalny spadek korelacji wskazujący na mniejszą reprezentatywność modelu w tej części kraju.

W skali poszczególnych sezonów (rys. 8) najwierniejszej rekonstrukcji dla okresu zależnego udało się dokonać zimą i jesienią – średnia wartość współczynnika korelacji wynosi odpowiednio 0,67 i 0,68. Wyraźnie gorsza jakość rekonstrukcji cechuje wiosnę i lato – dla tych pór roku średnia wartość współczynnika korelacji wynosi 0,53.

W przypadku okresu niezależnego najlepszą rekonstrukcją sum opadów odznacza się zima ze średnią wartością współczynnika korelacji 0,51, a najgorszą wiosna, gdy korelacja spada do 0,30. Największy spadek współczynnika w stosunku do okresu zależnego odnotowano jesienią, gdy średnia wartość współczynnika korelacji dla okresu niezależnego wyniosła 0,37.

Porównanie rzeczywistych i zrekonstruowanych zmian długookresowych (1951-2008) wskazuje, że opracowane modele statystyczne nie radzą sobie najlepiej z odtworzeniem wieloletniej zmienności sum opadów (rys. 9). W skali całego roku w okresie 1951-2008 na przeważającej części kraju sumy opadów dość wyraźnie wzrosły, w południowo-wschodniej części kraju nawet o ok. 100 mm. Spadek opadów (ok. 20-40 mm) odnotowano przede wszystkim na Dolnym Śląsku i na wschodzie. Rozkład przestrzenny zmian jest nieco chaotyczny, sugerując stosunkowo niewielki wpływ czynników wielkoskalowych. Zmiany odtworzone na podstawie regionalnej cyrkulacji atmosferycznej pokazują z kolei generalny spadek sum opadów o ok. 40 mm. Zatem rekonstrukcja przewiduje przeciwny do rzeczywistego znak zmiany sum opadu na przeważającej części obszaru Polski.

Zimą znak zmiany został wiernie odtworzony jedynie w przypadku południowo-wschodniej części kraju. Nieco większa zgodność obserwowanych i zrekonstruowanych zmian cechuje sezon wiosenny. Latem model statystyczny odtwarza dominujący na obszarze kraju sygnał spadku opadów, choć dość wyraźnie przeszacowuje wartość zmian. Nie zachowuje również nieco chaotycznego rozkładu przestrzennego. W sezonie jesiennym w latach 1951-2008 na obszarze Polski dominował wzrost sum opadów. Wartości zrekonstruowane na podstawie zmian regionalnego pola barycznego pokazują jednak zupełnie inny obraz zmian sum opadów – spadek w całym kraju o ok. 30 mm.

### 3.2.2. Liczba dni z opadem

W okresie kalibracji (1971-1990) dla żadnej z rozpatrywanych skal czasowych nie odnotowano znacznej zmienności przestrzennej współczynnika korelacji. W skali roku średnia wartość tego współczynnika wyniosła 0,61. Jakość rekonstrukcji była zbliżona na terenie całego kraju z najmniejszymi korelacjami, nieznacznie poniżej 0,60, w rejonie dolnej Wisły, północno-wschodnich krańcach kraju oraz obszarach górskich. W okresie niezależnym (1961-1970 łącznie z 1991-2008) średnia wartość współczynnika korelacji i była tylko nieznacznie mniejsza i wyniosła 0,55.

W skali sezonów największe korelacje między serią pomiarową i zrekonstruowaną dla okresu zależnego cechują zimą – średnio 0,75, a na Pomorzu nawet powyżej 0,80. W przypadku okresu niezależnego wartości korelacji są o ok. 0,20 mniejsze, a średnia dla obszaru Polski wynosi 0,56. Najlepsza jakość rekonstrukcji cechuje północno-zachodnią część kraju (powyżej 0,60).

W sezonie wiosennym średnia wartość współczynnika korelacji dla okresu zależnego wyniosła 0,64, z największymi wartościami (powyżej 0,70) w zachodniej części Pomorza. W okresie niezależnym średnia spadła do 0,52, wzrosło ponadto przestrzenne zróżnicowanie wartości korelacji.

Latem średnia wartość współczynnika korelacji dla okresu zależnego w sezonie letnim wyniosła 0,66. Największe korelacje odnotowano na Warmii, Dolnym Śląsku i zachodnich krańcach Polski. Najmniejszą zgodność serii odnotowano w południowo-wschodniej części kraju. W okresie niezależnym korelacje malały z północy (powyżej 0,70) na południe (poniżej 0,40).

W sezonie jesiennym dla okresu zależnego uzyskano dobrą jakość rekonstrukcji na obszarze całego kraju. W środkowej Polsce wartości współczynnika korelacji lokalnie przekraczały 0,80. Jednak w tej porze roku odnotowano największe różnice między okresem zależnym (średnia korelacja 0,74) i niezależnym (0,48), co świadczy o stosunkowo słabej stałości zidentyfikowanych relacji między polem barycznym a liczbą dni z opadem w Polsce.

Porównanie rzeczywistych i zrekonstruowanych zmian długookresowych (1966-2008) wskazuje, że opracowane modele statystyczne nie odtwarzają najlepiej długookresowej zmienności liczby dni z opadem. W skali roku obserwowane zmiany wskazują na spadek liczby dni z opadem na przeważającym obszarze kraju, lokalnie o ponad 10 dni. Zwiększanie się liczby dni z opadem odnotowano jedynie w północnej i południowej części kraju, szczególnie wyraźnie zaznaczając się w Elblągu i Jeleniej Górze. Wyniki rekonstrukcji wskazują na wzrost liczby dni z opadem w całej Polsce o ok. 4-8 dni, zatem w wielu miejscach nie są zbieżne z wynikami z pomiarów.

Zdecydowanie lepiej długookresową zmienność liczby dni z opadem odtwarzają modele sezonowe. Zimą w okresie 1966-2008 w całej Polsce, poza pojedynczymi stacjami (Elbląg, Jelenia Góra), zaobserwowano spadek liczby tych dni, lokalnie o ponad 6 dni. Rekonstrukcja zachowała dominujący kierunek zmiany (spadek), ale zmniejszyła skalę zmian i ich przestrzenne zróżnicowanie. Wiosną obserwowano spadek liczby dni z opadem w całym kraju, natomiast wartości zrekonstruowane wskazują na spadki jedynie we wschodniej części kraju i wzrost na pozostałym obszarze. Latem istnieje duża zgodność zmian zrekonstruowanych z rzeczywistymi, szczególnie w północnej części kraju (znaczny wzrost). Model nie odtworzył jednak spadku liczby dni z opadem w części południowej, wskazując na tym obszarze ich przyrost o ok. 4-6 dni. Jesienią rekonstrukcja zachowuje dominujący kierunek zmian omawianego elementu, ale wyraźnie przeszacowuje skalę zmian nie zachowując ponadto rozkładu przestrzennego.

### 3.2.3. Liczba dni z opadem powyżej kwantyla 90%

W przypadku modelu opracowanego w skali roku można stwierdzić, iż wyniki weryfikacji nie są zadowalające – wartości współczynników korelacji zarówno w okresie niezależnym, jak i kalibracyjnym są stosunkowo małe i na większości obszaru kraju mniejsze od 0,40. W okresie kalibracyjnym wartości większe od 0,40 są notowane jedynie na wybrzeżu Bałtyku oraz we wschodniej części kraju, jednak i tam nie przekraczają 0,50. W przypadku okresu walidacyjnego wartości ponad 0,40 są notowane jedynie w północnej części kraju. Zaznacza się również wyraźny spadek wartości w kierunku południowym – na Nizinie Śląskiej, Wyżynie Śląskiej i Podkarpaciu wartości spadają poniżej 0,30, a w przypadku Karpat nie osiągają wartości 0,20. Świadczy to o stosunkowo niewielkiej przydatności modelu rocznego do rekonstrukcji miesięcznej liczby dni z opadem dobowym przekraczającym wartości 90% kwantyla dobowej sumy opadu. Co więcej, znaczna odmienność pola współczynników korelacji w przypadku obu okresów wskazuje na brak stacjonarności procesów wiążących ze sobą wymuszenie regionalne z lokalną odpowiedzią elementu meteorologicznego.

Analiza wartości współczynników korelacji dla modeli opracowanych na podstawie danych sezonowych ujawnia wyraźnie zróżnicowanie ich jakości w skali roku. Zimą w okresie kalibracyjnym zaznacza się wyraźna poprawa wartości współczynników korelacji i na większości obszaru kraju przekraczają one 0,50, a w jego północnej części są większe od 0,60. W okresie niezależnym wartości współczynników korelacji maleją o ok. 0,10 i na większości obszaru kraju mieszczą się w przedziale 0,40-0,50. Wiosną największe wartości współczynników korelacji między serią zrekonstruowaną a obserwacyjną w okresie kalibracyjnym są notowane na północnym-zachodzie kraju w okolicach Kołobrzegu i Szczecinka (> 0,60). Zaznacza się wyraźne zmniejszenie wartości w centrum kraju, nawet do poniżej 0,30 i ponowny wzrost do ponad 0,50 na północnym-wschodzie. W okresie niezależnym wartości współczynników znacznie spadają i na niektórych obszarach (okolice Leszna, Tarnowa i Nowego Sącza) osiągają wartości ujemne. Latem na obszarze całego kraju wartości współczynników korelacji w okresie kalibracyjnym wahają się między 0,40 a 0,50. W okresie walidacyjnym jest zauważalny znaczny spadek wartości i tylko lokalnie przekraczają one 0,30. Jesienią zdolność modeli do odtwarzania zdarzeń z opadem ekstremalnym ponownie rośnie i w okresie kalibracyjnym wartości współczynników korelacji na większości obszaru kraju oscylują na poziomie 0,50, w północno-zachodniej części przekraczając 0,60, a lokalnie nawet 0,70 (okolice Ustki). Wartości uzyskane dla okresu niezależnego po raz kolejny okazują się znacznie mniejsze niż dla okresu kalibracyjnego i jedynie lokalnie przekraczają 0,30, co świadczy o braku stacjonarności zidentyfikowanych relacji między wymuszeniem cyrkulacyjnym a analizowanym elementem.

Porównanie rzeczywistych i zrekonstruowanych zmian wieloletnich (1966-2008) pokazuje głównie, iż we wszystkich sezonach (poza latem) znacznie została ograniczona zmienność przestrzenna analizowanego parametru. Również zakres zmienności zjawiska notowany w Polsce ulega znacznemu zmniejszeniu, szczegól-

nie w skali roku i sezonu zimowego. Podobnie jest w pozostałych porach roku, chociaż zawężenie zakresu zmienności nie jest już tak wyraźne. Jeżeli chodzi o zdolność odtwarzania kierunków zmian, to można stwierdzić, iż w przypadku całego roku model nie pozwala na odzwierciedlenie realnych charakterystyk zmienności tych procesów. Podobna sytuacja jest notowana zimą, kiedy jedynie w południowej i zachodniej części kraju kierunek zrekonstruowanych zmian zdaje się pokrywać z rzeczywistością. Wiosną na przeważającej części kraju można zauważyć podobny kierunek zmian, jednak wyraźnie zaznacza się zmniejszenie stopnia odtwarzanego zróżnicowania. Zwraca również uwagę brak w wartościach zrekonstruowanych obszaru ujemnych wartości współczynników trendu w północno-wschodniej Polsce. Latem ponownie zarysowują się znaczne różnice w notowanym kierunku zmian i w zasadzie można stwierdzić, iż rekonstrukcja sugeruje zmiany przeciwne do faktycznie zachodzących. Jesień jest jedynym z sezonów, kiedy to zaznacza się wyraźna zgodność kierunku obserwowanych i odtworzonych zmian liczby dni z opadem ekstremalnym, a rozbieżności można dostrzec jedynie w południowej i południowo-wschodniej części kraju.

Można uznać, iż wyniki weryfikacji wskazują na konieczność zachowania znacznej ostrożności w interpretacji wyników uzyskanych za pomocą opracowanych modeli liczby dni z opadem powyżej kwantyla 90%. Oczywiście jest, iż modelowanie, w tym również downscalingiem statystycznym, procesów prowadzących do wystąpienia zjawisk ekstremalnych nawet przy współcześnie stosowanych metodach, jest zagadnieniem trudnym i – jak wskazują programy badawcze – wciąż dalekim od satysfakcjonującego rozwiązania napotykanym problemów.

### **3.3. Scenariusze zmian warunków pluwialnych**

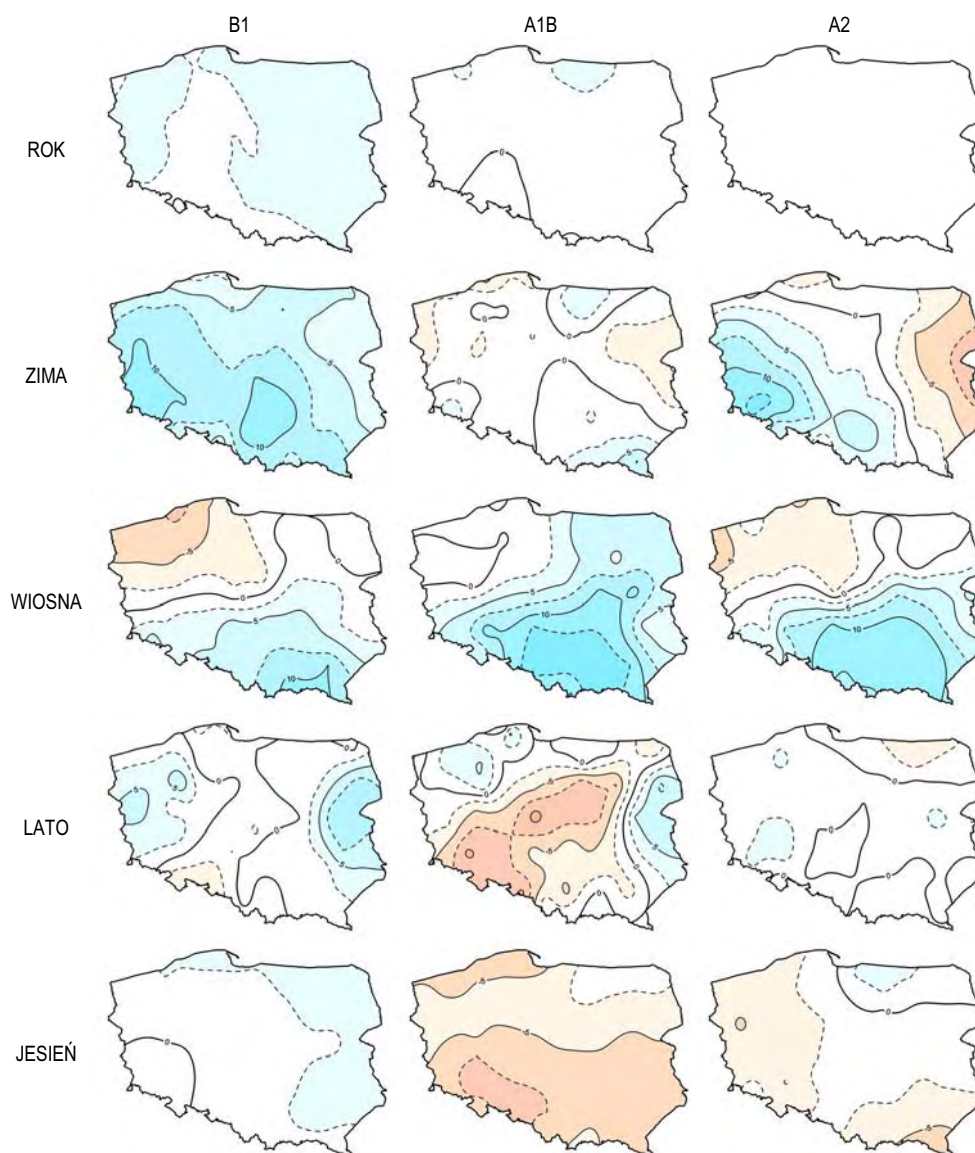
#### **3.3.1. Sumy opadów**

Scenariusze opracowane na podstawie modelu rocznego wskazują, iż roczne sumy opadów w okresie 2011-2030 będą zbliżone do wartości z okresu referencyjnego 1971-1990 (rys. 10). W przypadku wszystkich analizowanych scenariuszy emisyjnych jest spodziewany nieznaczny (poniżej 5%) wzrost sum opadów w całym kraju.

Symulowane przez model ECHAM5 w przypadku scenariusza B1 zmiany regionalnego pola barycznego w sezonie zimowym mogą prowadzić do dość znaczącego wzrostu sum opadów, od 5% na wschodnim Pomorzu i wzdłuż wschodniej granicy do ponad 10% w południowo-zachodniej części kraju i na obszarze wyżyn. Scenariusz A1B przewiduje stosunkowo niewielkie zmiany (poniżej 5%), przy czym lokalnie mogą wystąpić zarówno wzrosty, jak i spadki opadów. W scenariuszu A2 następuje podział kraju na strefę spadku sum opadów (część wschodnia i północna), z maksymalnymi wartościami ok. 8-9%, oraz bardziej rozległą strefę wzrostu opadów obejmującą w południowo-zachodniej części kraju z wartościami lokalnie przekraczającymi 10% w stosunku do okresu referencyjnego.

Charakterystyczną cechą scenariuszy dla sezonu wiosennego jest wyraźnie zaznaczające się zróżnicowanie zmian (także pod względem znaku) między północną

i południową częścią kraju (rys. 10). Na północy, a zwłaszcza na Pomorzu, jest spodziewany wzrost sum opadów w stosunku do okresu referencyjnego, lokalnie przekraczający 5% (B1, A2), jedynie w przypadku scenariusza A1B rezultaty wskazują, iż sumy opadów na tym obszarze nie ulegną istotnej zmianie. Z kolei południowa i wschodnia część kraju może doświadczyć wyraźnego wzrostu opadów, ich sumy na znacznych obszarach mogą wzrosnąć o ponad 10% w stosunku do wartości średniej z okresu 1971-1990 (A1B, A2).



Rys. 10. Spodziewane zmiany sum opadów (%) w Polsce w okresie 2011-2030 w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego 1971-1990



Wyniki dla sezonu letniego w przypadku poszczególnych scenariuszy emisyjnych przedstawiają zróżnicowany obraz zmian sum opadów w okresie 2011-2030 (rys. 10). W przypadku scenariusza B1 można spodziewać się dość wyraźnego (rzędu 5%) wzrostu sum opadów w zachodniej i wschodniej części kraju oraz zbliżonych do średniej z okresu referencyjnego na pozostałym obszarze, przy czym w pasie od Zatoki Gdańskiej po Dolny Śląsk sumy mogą być nieznacznie mniejsze niż w okresie 1971-1990. W scenariuszu A1B nadal zaznacza się strefa wzrostu opadów na wschodzie, jednak dominującą cechą zmian jest spadek opadów obejmujący większą część kraju, szczególnie centralną i południowo-zachodnią. Opady na tym obszarze mogą ulec zmniejszeniu o ok. 7-8%, a lokalnie nawet o ponad 10%. Rezultaty w scenariuszu emisyjnym A2 wskazują z kolei, iż średnie sumy opadów w okresie 2011-2030 będą zbliżone do wartości z okresu referencyjnego, anomalie różnego znaku na znacznym obszarze kraju nie przekroczą 2-3%.

Stosunkowo nieznaczne zmiany sum opadów w okresie 2011-2030 są przewidywane dla sezonu jesiennego (rys. 10). Na nieznaczny wzrost sum opadów niemal w całym kraju wskazuje scenariusz emisyjny B1. Największe zmiany dotkną północnej i wschodniej części kraju, jednak nawet tam w stosunku okresu referencyjnego nie osiągną 5%. W przypadku scenariusza A1B można spodziewać się dość wyraźnego (powyżej 5%) spadku opadów na znacznych obszarach kraju, maksymalne wartości zmian wystąpią na Dolnym Śląsku i osiągną 8-9%. Ogólny spadek sum opadów przewiduje również scenariusz emisyjny A2, jednak skala zmian jest w tym przypadku wyraźnie mniejsza (poniżej 5%), a w północno-wschodniej części kraju zaznacza się niewielki wzrost opadów.

### 3.3.2. Liczba dni z opadem

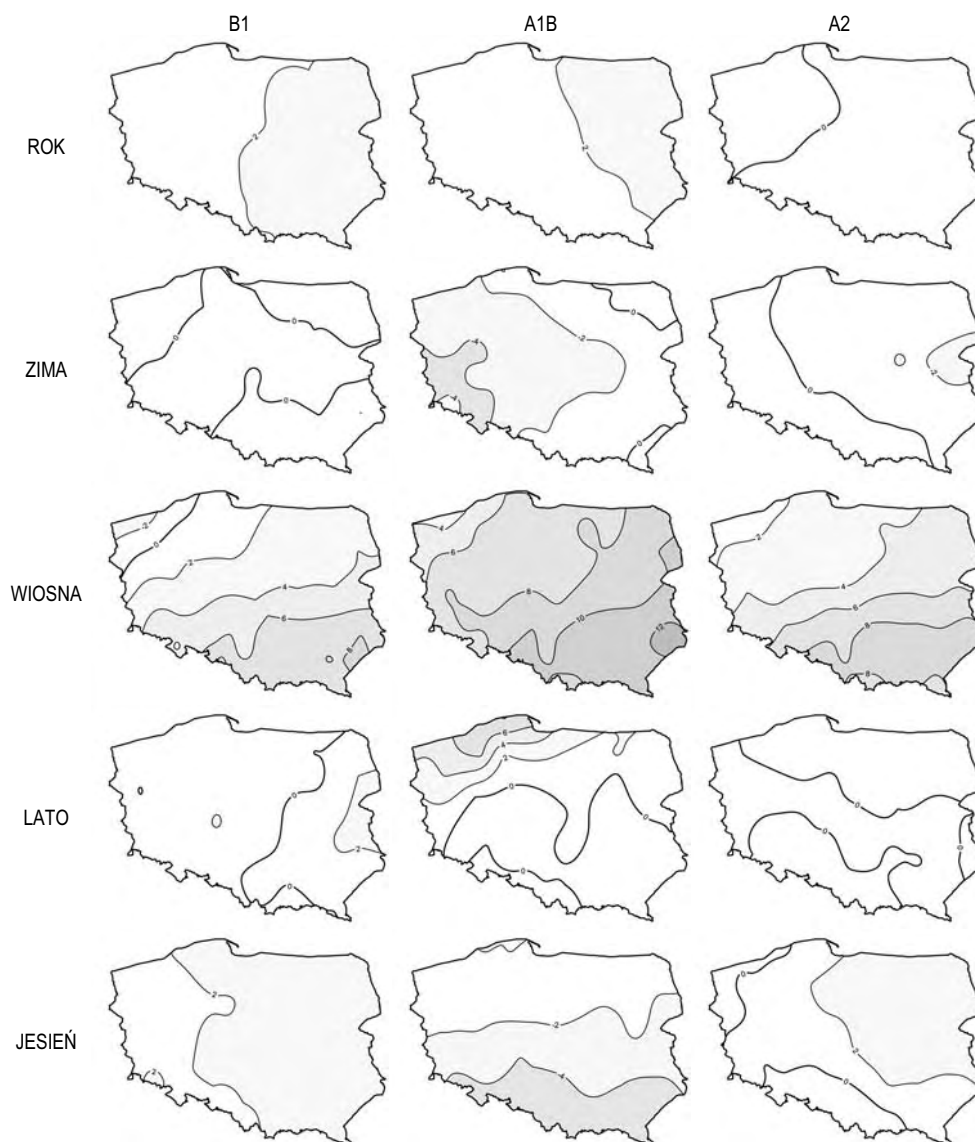
W przypadku wszystkich scenariuszy emisyjnych rezultaty wskazują, iż w skali roku liczba dni z opadem w okresie 2011-2030 będzie zbliżona do wartości z okresu referencyjnego 1971-1990 (rys. 11). W scenariuszach emisyjnych B1 i A1B może wystąpić nieznaczny wzrost liczby dni z opadem na terenie całego kraju, jednak tylko we wschodniej Polsce przekraczający 2%. Wyniki scenariusza A2 wskazują, iż nie należy spodziewać się zauważalnych zmian tego elementu.

Również w sezonie zimowym spodziewane zmiany liczby dni z opadem nie osiągają znaczących rozmiarów. W przypadku scenariusza emisyjnego B1 zmiany (różnego znaku) nie przekroczą 2%, a scenariusza A2 będą większe jedynie lokalnie we wschodniej części kraju, gdzie zaznaczy się spadek liczby dni z opadem. Większych zmian tego elementu można spodziewać się jedynie w przypadku scenariusza A1B, dla którego rezultaty przewidują spadek niemal w całym kraju, z wartościami zmiany rosnącymi w kierunku południowo-zachodnim do ponad 4%.

Wiosna jest porą roku, dla której są przewidywane największe zmiany liczby dni z opadem w okresie 2011-2030. W przypadku wszystkich scenariuszy emisyjnych dodatnie anomalie zaznaczają się praktycznie w całej Polsce, z największymi wartościami w części południowo-wschodniej – powyżej 8% (B1, A2), a nawet 12% (A1B). Skala wzrostu liczby dni z opadem maleje w kierunku północno-

zachodnim. Jedynie dla scenariusza B1 są przewidywane nieznaczne ujemne anomalie (na poziomie 2%) w północno-zachodniej części kraju.

W sezonie letnim znaczne zmiany liczby dni z opadem mogą wystąpić jedynie w północnej części kraju w przypadku scenariusza emisyjnego A1B, według którego zmiany na wschodnim i środkowym wybrzeżu mogą przekroczyć 5%. Wyniki scenariuszy emisyjnych B1 i A2 wskazują na brak istotnych zmian w liczbie dni z opadem w stosunku do okresu referencyjnego. Jedynie we wschodniej części kraju może zaznaczyć się niewielki wzrost (o ponad 2% – w scenariuszu B1).



Rys. 11. Spodziewane zmiany liczby dni z opadem (%) w Polsce w okresie 2011-2030 w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego 1971-1990

W sezonie jesiennym uzyskano zbliżone rezultaty w przypadku scenariuszy emisyjnych B1 i A2, zgodnie z którymi we wschodniej części Polski może nastąpić wzrost liczby dni z opadem w stosunku do okresu referencyjnego o ponad 2%. Brak istotnych zmian jest natomiast spodziewany w części południowej i zachodniej. Odmiennie wyniki otrzymano w przypadku scenariusza emisyjnego A1B, zgodnie z którym w całym kraju liczba dni z opadem ulegnie zmniejszeniu, zwłaszcza w części południowej, gdzie zmiany przekroczą 4%.

### 3.3.3. Liczba dni z opadem powyżej kwantyla 90%

Scenariusze wskazują, iż w skali roku liczba dni z opadem przekraczającym wartość kwantyla 90% będzie w okresie 2011-2030 na przeważającym obszarze kraju większa niż w przypadku okresu referencyjnego, jednak różnice będą niewielkie i generalnie nie przekroczą 5%.

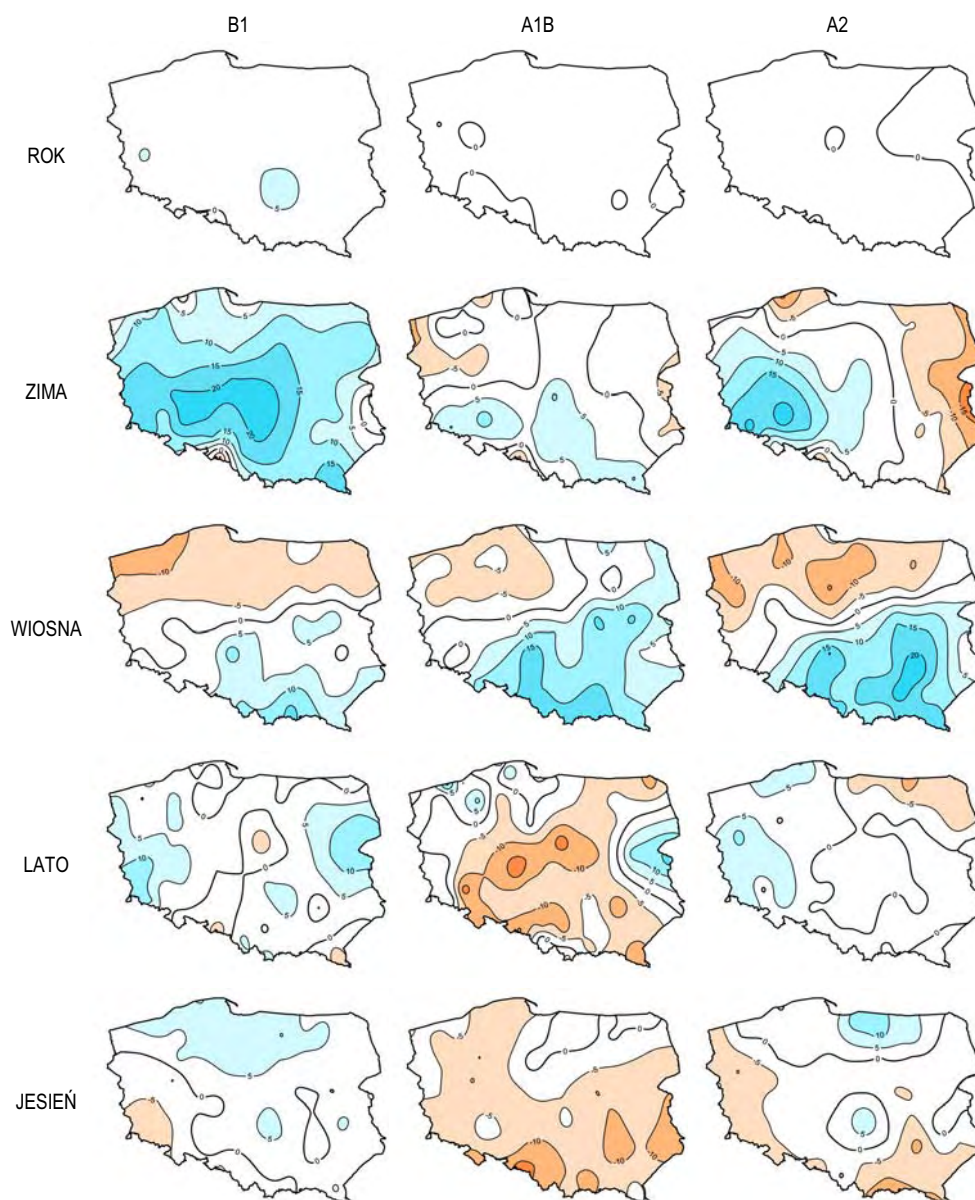
W przypadku sezonu zimowego kierunek i zakres przewidywanych zmian wykazują duże uzależnienie od scenariusza emisyjnego. Rezultaty w scenariuszu B1 przedstawiają wzrost liczby dni z opadem powyżej kwantyla 90% w stosunku do okresu referencyjnego 1971-1990 praktycznie w całym kraju, który w centrum i na południowym zachodzie może przekroczyć lokalnie 15-20%. Wyraźnie mniejsze zmiany są przewidywane w scenariuszu A1B. W tym przypadku można spodziewać się spadku (rzędu 5%) liczby takich dni w części północno-zachodniej i na krańcach wschodnich oraz podobnego wzrostu na południu. Duże zróżnicowanie skali i kierunku zmian tego elementu między wschodnią i zachodnią częścią kraju jest spodziewane w przypadku scenariusza A2.

W sezonie wiosennym, podobnie jak w przypadku scenariuszy zmian sum opadów, niezależnie od scenariusza emisyjnego zaznacza się obszar spadku (północna część kraju) i wzrostu (południowa część kraju) liczby dni z opadem powyżej kwantyla 90% (rys. 12). Największa skala przewidywanych zmian cechuje scenariusz A2, według którego spadki mogą lokalnie przekroczyć 10%, a wzrosty nawet 20%.

Bardzo zróżnicowane przestrzennie rezultaty otrzymano w przypadku sezonu letniego. Według scenariusza B1 na większej części kraju przewiduje się wzrost liczby dni z opadem powyżej kwantyla 90%, szczególnie wyraźnie zaznaczający się w części wschodniej i południowo-zachodniej. Przeciwny kierunek zmian dominuje w przypadku scenariusza A1B, według którego spadek w centralnej części kraju może przekroczyć lokalnie 10-15%. Jednak podobnie jak w B1 spodziewany jest wzrost wartości opisywanego elementu w części wschodniej kraju. Stosunkowo niewielkie zmiany są przewidywane w przypadku scenariusza A2, wyraźniej zaznacza się jedynie wzrost liczby dni z opadem powyżej kwantyla 90% na zachodzie kraju oraz spadek na północnym-wschodzie.

W sezonie jesiennym zaznacza się podobieństwo rezultatów w przypadku scenariuszy B1 i A2 – jest spodziewany wzrost liczby dni z opadem ekstremalnym na północy Polski oraz spadek na południu i zachodzie. Zmiany te jednak mają być stosunkowo nieznaczne, rzędu 5-10% w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego. W przypadku scenariusza A1B z kolei na niemal całym obszarze

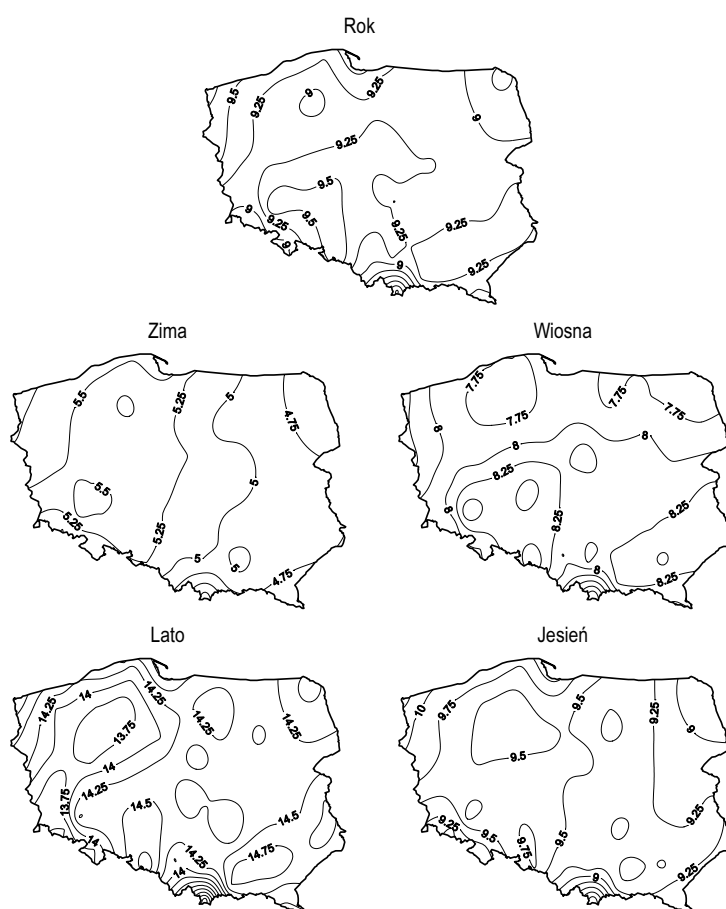
kraju jest przewidywany spadek liczby dni z opadem przekraczającym wartość kwantyla 90%. Zmniejszenie ich liczby będzie szczególnie odczuwalne w południowej części kraju, gdzie zmiana w odniesieniu do okresu referencyjnego może przekroczyć 10-15%.



Rys. 12. Spodziewane zmiany liczby dni z opadem powyżej kwantyla 90% (%) w Polsce w okresie 2011-2030 w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego 1971-1990

#### 4. Prężność pary wodnej i wilgotność względna powietrza

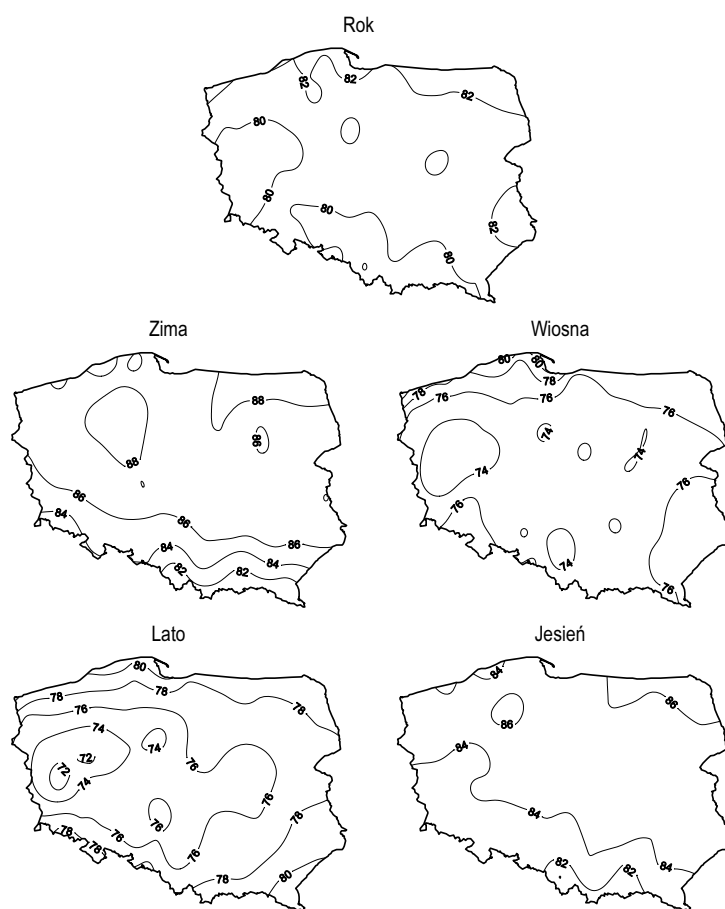
Para wodna ze względu na relatywnie wysoką koncentrację w atmosferze odpowiada w skali globalnej za ok. 60% efektu cieplarnianego [Diehl i Trenberth 1997]. Jest także istotnym ogniwem łańcucha obiegu energii, wpływając pośrednio m.in. na powstawanie chmur oraz rozmieszczenie i wielkość opadów atmosferycznych. Co więcej, wzrost ilości pary wodnej wraz ze wzrostem temperatury wód Wszechoceanu i zwiększonym parowaniem może doprowadzić do szeregu dodatnich sprzężeń zwrotnych, których konsekwencją może być np. dalszy wzrost globalnej temperatury powietrza.



Rys. 13. Rozkład przestrzenny średniej prężności pary wodnej (hPa) w Polsce w okresie referencyjnym 1971-1990

Zawartość pary wodnej w atmosferze jest silnie uzależniona od temperatury powietrza, dlatego najmniejsze wartości prężności pary wodnej są notowane w Polsce w okresie zimowym – w okresie referencyjnym 1971-1990 było to ok. 5 hPa (rys. 13), natomiast największe latem (ok. 14-15 hPa). Odwrotna sytuacja jest

w przypadku wilgotności względnej powietrza, dla której największe wartości są notowane od listopada do lutego, natomiast minimum w cyklu rocznym przypada od maja do czerwca (rys. 14) [Woś 2010]. Duże znaczenie w kształtowaniu wartości omawianych elementów odgrywają czynniki lokalne, zwłaszcza orografia terenu oraz bliskość zbiorników wodnych, dlatego obszary nadmorskie oraz wyżynne i górskie cechują się większą zmiennością przestrzenną obu parametrów higrycznych.



Rys. 14. Rozkład przestrzenny średniej wilgotności względnej powietrza (%) w Polsce w okresie referencyjnym 1971-1990

## 4.1. Weryfikacja modelu

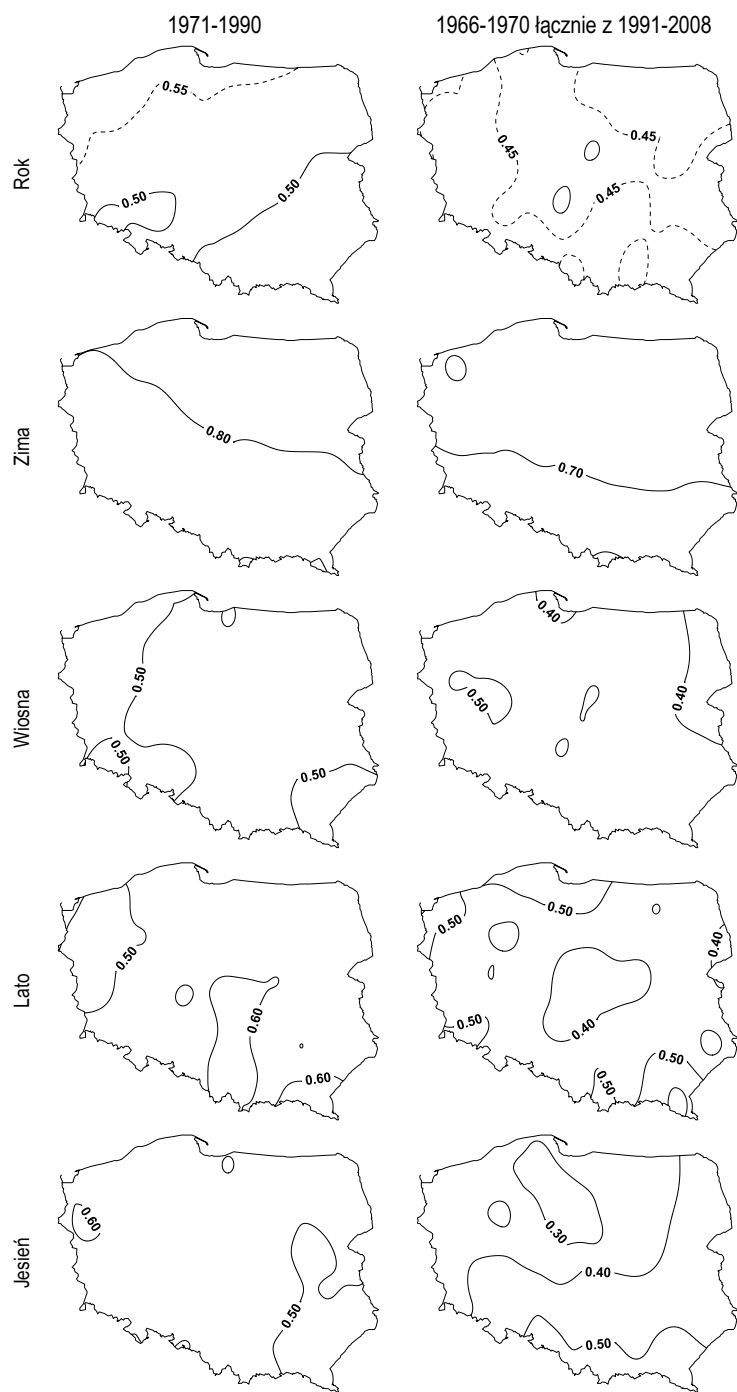
### 4.1.1. Prężność pary wodnej

Ocenę jakości modelu przeprowadzono oddzielnie dla okresów kalibracyjnego (1971-1990) i walidacyjnego (1966-1970 oraz 1991-2008) w ujęciu sezonowym oraz rocznym. Uzyskane wartości współczynników korelacji w skali roku między

serią zrekonstruowaną i obserwacyjną wykazują niewielkie zróżnicowanie przestrzenne. Wartości omawianego wskaźnika wahają się w okresie kalibracyjnym od 0,47 w rejonach podgórskich i rosną w kierunku północno-zachodnim do 0,57 na Wybrzeżu. Nieznacznie mniejszym stopniem zgodności (średnio o 0,08) cechuje się okres niezależny, choć rozkład przestrzenny zgodności serii pomiarowych z modelowymi jest bardziej chaotyczny. Najmniejsze wartości współczynnika korelacji uzyskano w Polsce środkowej (lokalnie poniżej 0,4), natomiast maksimum występuje na krańcach zachodnich i na południu kraju (do 0,49). Rozkład przestrzenny współczynnika korelacji dla serii rocznych może świadczyć o znacznym wpływie lokalnych warunków fizycznogeograficznych na zawartość pary wodnej w atmosferze, zwłaszcza na obszarach górskich, gdzie kluczowe znaczenie odgrywają warunki orograficzne, a także w rejonach nadmorskich i pojezierzach ze względu na bliskość zbiorników wodnych.

W ujęciu sezonowym największa zgodność między serią zrekonstruowaną i obserwacyjną występuje zimą (rys. 15), kiedy średnie wartości współczynników korelacji w skali kraju dla okresu zależnego i niezależnego wynoszą odpowiednio 0,78 i 0,71. Izolinie jednakowych wartości omawianego wskaźnika przyjmują najmniejsze wartości w rejonie Podhala i rosną ku północy z maksimum na Pojezierzu Mazurskim i Pomorskim oraz na Wybrzeżu. W pozostałych sezonach weryfikacja modeli daje podobne zakresy wartości jak dla serii rocznej, przy czym jakość modelu może się istotnie różnić się przestrzennie w zależności od analizowanego sezonu. Wiosną najlepsze rezultaty w okresie zależnym uzyskano na zachodzie oraz na Podkarpaciu ( $r > 0,5$ ), natomiast w okresie niezależnym poza Podlasiem i rejonem Zatoki Gdańskiej współczynniki korelacji zawierają się w przedziale od 0,4 do 0,5. Nieznacznie lepszą jakość modelu uzyskano dla serii referencyjnej latem, zwłaszcza w Małopolsce i na Podkarpaciu ( $r > 0,6$ ) przy najgorszej zgodności modelu w Polsce północno-zachodniej ( $r < 0,5$ ). Z kolei w okresie niezależnym rośnie zróżnicowane przestrzenne współczynników korelacji. Najmniejsze wartości występują w centralnej części kraju ( $r < 0,4$ ), natomiast lokalne maksima na Wybrzeżu i w Polsce południowej przekraczają wartość 0,6. Najgorsza jakość modelu w ujęciu sezonowym dla okresu niezależnego występuje jesienią, kiedy to średnia wartość współczynnika korelacji dla kraju wynosi 0,4 (w latach 1971-1990  $r = 0,54$ ), a lokalnie na obszarze od Pojezierza Wschodniopomorskiego po Pojezierze Południowopomorskiego wartość omawianego współczynnika nie przekracza wartości 0,3. Tylko na obszarze Karpat wraz z Przedgórzem i częściowo na Lubelszczyźnie jakość obu modeli jest porównywalna ( $r > 0,5$ ).

Ponadto porównano trendy liniowe wyznaczone na podstawie serii obserwacyjnych i zrekonstruowanych obejmujących całość dostępnego materiału badawczego. Wyznaczone współczynniki kierunkowe serii zrekonstruowanej we wszystkich przypadkach obejmujących lata 1966-2008 wskazują na taki sam charakter zmian w okresie analizy, jaki wynika z wartości uzyskanych dla serii obserwacyjnej. Największą zgodność między obiema seriami stwierdzono w przypadku sezonu zimowego, gdy zgodność dotyczy zarówno kierunku, jak i amplitudy zmienności sezonowej prężności pary wodnej. Wartości współczynnika trendu dla pozostałych



Rys. 15. Rozkład przestrzenny wartości współczynnika korelacji między serią pomiarową a zrekonstruowaną prężności pary wodnej w okresie zależnym (1971-1990) i niezależnym (1951-1970 łącznie z 1991-2008)



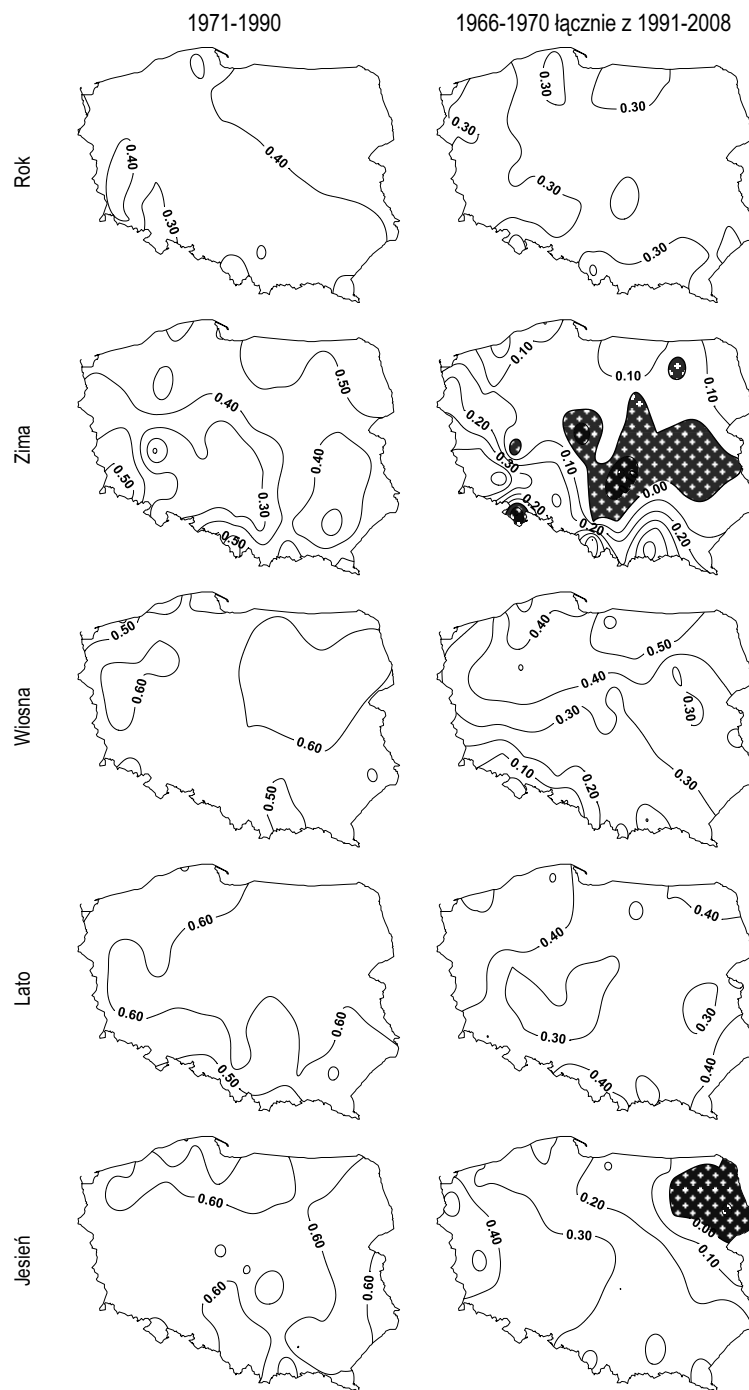
sezonów również są wystarczające do odtworzenia charakteru występujących anomalii (dodatnich bądź ujemnych), natomiast amplituda wartości między rekonstrukcją a obserwacjami niekiedy jednak istotnie różni się, zwłaszcza poza okresem zależnym, np. jesienią.

#### 4.1.2. Wilgotność względna powietrza

Podobnie jak w przypadku prężności pary wodnej dokonano oceny stworzonego modelu kanonicznych korelacji oddzielnie dla okresów kalibracyjnego (1971-1990) oraz walidacyjnego (łącznie lata 1966-1970 i 1991-2008). Wartości współczynników korelacji są znacznie mniejsze niż w analogicznych przykładach dla prężności pary wodnej. W przypadku serii rocznych wartości wahają się dla okresu kalibracyjnego w przedziale od 0,24 do 0,49, natomiast dla okresu walidacyjnego są średnio o 0,09 mniejsze. Co istotne, odmiennie przedstawia się rozkład przestrzenny uzyskanych korelacji. Lepszej jakości są modele sezonowe. Dla okresu kalibracyjnego współczynniki korelacji w skali kraju wahają się od 0,41 zimą do 0,58 latem i jesienią. W okresie walidacyjnym średnie korelacje są znacznie mniejsze i wynoszą od 0,13 zimą do 0,37 latem. Świadczyć to może o braku stacjonarności zdiagnozowanych związków. Duże różnice w jakości modeli dla obu okresów są widoczne zwłaszcza w okresie zimowym, dla którego wartości współczynnika korelacji w okresie walidacyjnym przyjmują lokalnie wartości ujemne, m.in. na Mazurach, Mazowszu (Sulejów  $r = -0,23$ ), Lubelszczyźnie oraz w Kotlinie Kłodzkiej ( $r = -0,23$ ) i Wielkopolsce (rys. 16). Mimo małych wartości korelacji dla sezonu zimowego w okresie walidacyjnym długookresowe trendy zmian dla parametru wilgotności względnej powietrza według wartości modelowych i obserwowanych w latach 1966-2008 są ze sobą tożsame.

Duża dysproporcja między uzyskanymi współczynnikami korelacji dla okresów kalibracyjnego i walidacyjnego występuje również w pozostałych sezonach. Wiosną w okresie kalibracyjnym wartości współczynnika korelacji kształtują się w przedziale 0,5-0,6, podczas gdy w okresie niezależnym średnia wartość w skali kraju wynosi zaledwie 0,32, z wartościami ujemnymi lokalnie na południu (Kłodzko  $r = -0,04$ , Racibórz  $r = -0,01$ ). Problem z rekonstrukcją serii obserwacyjnej wykraczającej poza okres kalibracyjny potwierdzają wyznaczone trendy zmian dla wiosny w odniesieniu do okresu 1966-2008. Mimo iż współczynnik kierunkowy obu trendów wskazuje na taki sam charakter zmian, to siła zmian dla serii rekonstruowanej jest mniejsza od wartości obserwacyjnych.

Podobnie sytuacja przedstawia się w sezonie letnim, przy czym trend rekonstruowany wskazuje na odmienny charakter zmian niż obliczony na podstawie danych pomiarowych. Wiąże się to przede wszystkim z problemem dotyczącym odtwarzania przez model wartości sezonowych po 2000 r., a więc wykraczającym poza okres kalibracji modelu (rys. 16). Różnica między modelami może zaskakiwać, zwłaszcza jeśli wziąć pod uwagę dużą zgodność w rozkładzie przestrzennym współczynników korelacji dla okresów kalibracyjnego i walidacyjnego, które wynoszą średnio w skali kraju odpowiednio 0,58 i 0,37 i są to największe wartości w ujęciu sezonowym dla obu serii.



Rys. 16. Rozkład przestrzenny wartości współczynnika korelacji między serią pomiarową a zrekonstruowaną wilgotności względnej powietrza w okresie zależnym (1971-1990) i niezależnym (1951-1970 łącznie z 1991-2008)

Sytuacja dla jesieni wykazuje pewne analogie z sezonem zimowym, kiedy to rozkład przestrzenny wartości współczynnika korelacji między serią pomiarową a rekonstruowaną w okresie niezależnym (1991-2008) również lokalnie uzyskiwał wartości ujemne. W przypadku jesieni taka sytuacja występuje na Podlasiu, a jakość modelu rośnie w kierunku zachodnim. Z kolei w okresie referencyjnym duży stopień zgodności ( $r = 0,58$ ) sprawia, że wyznaczone trendy zmian dla obserwacji i rekonstrukcji są ze sobą tożsame.

## **4.2. Scenariusze zmian elementów higrycznych**

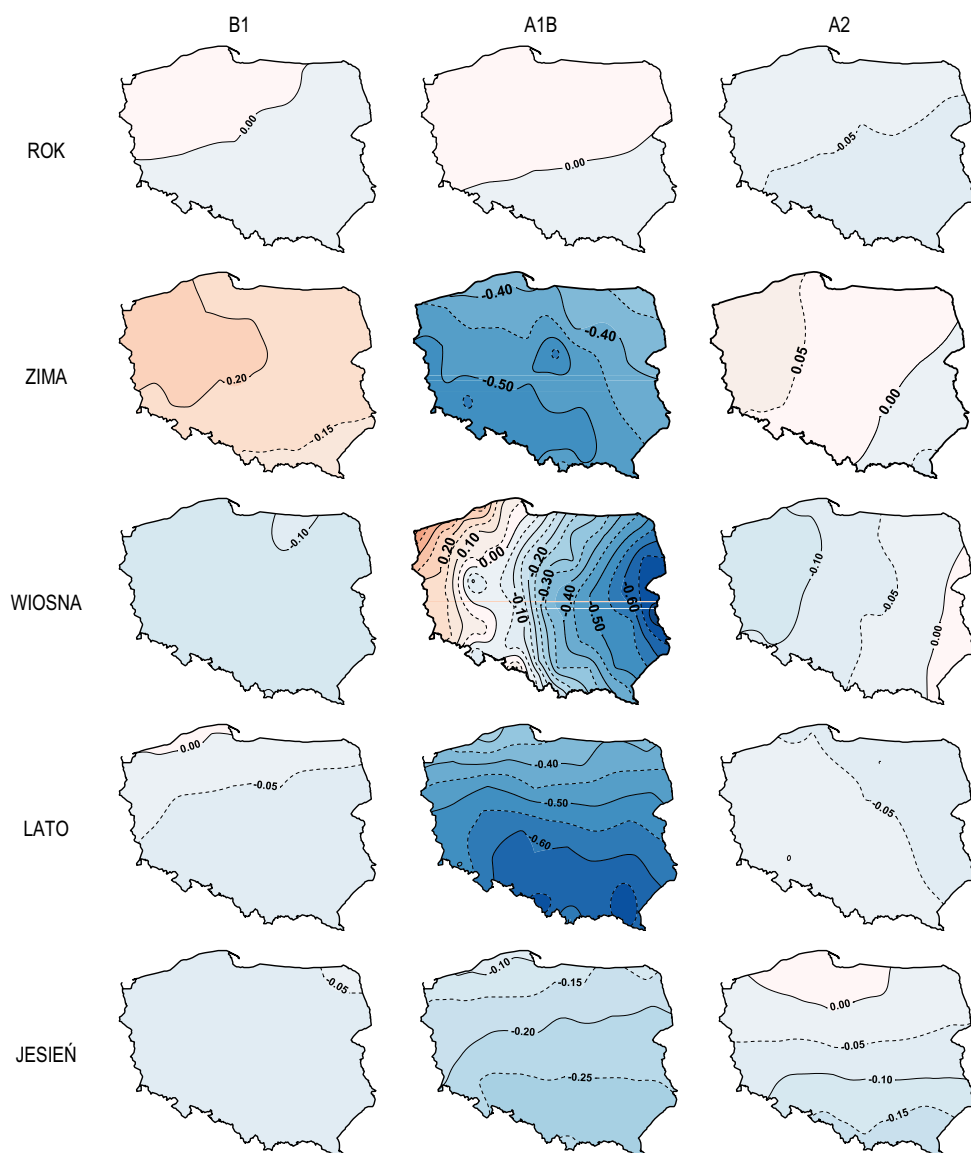
### **4.2.1. Prężność pary wodnej**

Rezultaty analizy przeprowadzonej dla obszaru Polski w latach 2011-2030 w stosunku do lat 1971-1990 wskazują w większości analizowanych scenariuszy na brak istotnych różnic średnich rocznych wartości parametru prężności pary wodnej. Największe zmiany są widoczne w przypadku scenariusza A2 zakładającego spadek zawartości pary wodnej w całym kraju średnio o ok.  $-0,05$  hPa. Scenariusze emisyjne B1 i A1B wskazują z kolei na nieznaczny spadek wartości pary wodnej (do  $0,05$  hPa) na południu kraju i wzrost tego samego rzędu w Polsce północnej (A1B) i północno-wschodniej (B1) (rys. 17). Zupełnie odmienne wyniki uzyskano z modelowania statystycznym downscalingiem dla lat 2081-2100, kiedy to na dominującym obszarze kraju zakłada się wzrost średniej rocznej prężności pary wodnej, lokalnie nawet do ok.  $0,15$  hPa. W obu okresach uzyskano zbliżony do równoleżnikowego układ izoanomalii ze wzrostem wartości ku północy.

Większe zmiany prężności pary wodnej w latach 2011-2030 są spodziewane w ujęciu sezonowym. Co ciekawe, zimą najmniejszy zakres zmian uzyskano na podstawie scenariusza emisyjnego A2 (przeważają spadki od  $-0,1$  do  $-0,05$  hPa) zakładającego największy wzrost emisji gazów cieplarnianych spośród analizowanych ścieżek rozwoju. Wzrost prężności pary wodnej w Polsce o ok.  $0,15$ - $0,20$  hPa jest spodziewany dla ścieżki emisyjnej B1, natomiast scenariusz oparty na ścieżce emisyjnej A1B (umiarkowanego rozwoju gospodarczego) przedstawia znaczne spadki ciśnienia pary wodnej od  $-0,35$  hPa na Pojezierzu Suwalskim,  $-0,40$  hPa na Podlasiu, Mazurach i Wybrzeżu, do  $-0,55$  hPa lokalnie w Polsce centralnej i na Dolnym Śląsku (rys. 17).

Również wiosną najbardziej widoczne zmiany są spodziewane według symulacji opartej na scenariuszu A1B. Największe spadki prężności pary wodnej (także na tle wszystkich sezonów) mogą występować na wschodzie (do  $-0,7$  hPa). Wartości te kontrastują z silnymi wzrostami zawartości pary wodnej w Polsce zachodniej i północno-zachodniej (do  $0,4$  hPa). Linia rozgraniczająca anomalie dodatnie i ujemne przebiega od Przedgórze Sudeckiego, przez Wielkopolskę, po Zatokę Gdańską, natomiast otrzymany układ izoanomalii jest zbliżony do południkowego. Może to wskazywać na zwiększenie się częstotliwości napływu morskich mas powietrza w zachodniej części kraju i kontynentalnych w części wschodniej. Południkowy jest także przebieg izoanomalii wiosną w scenariuszu A2, przy czym wartości prężności pary wodnej rosną w kierunku wschodnim (odwrotnie niż w scena-

riuszu A1B), a spodziewany zakres zmian na przeważającym obszarze kraju zawiera się w przedziale 0,0-0,1 hPa. Podobnego rzędu (spadki o ok. -0,1 hPa) na terenie całego kraju uzyskano na podstawie scenariusza B1, gdzie spodziewane zmiany praktycznie nie wykazują zróżnicowania przestrzennego.



Rys. 17. Spodziewane zmiany prężności pary wodnej (hPa) w Polsce w okresie 2011-2030 w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego 1971-1990

Rezultaty symulacji dla sezonu jesiennego wskazują na spadek średnich wartości prężności pary wodnej w całym kraju w każdym z analizowanych scenariuszy. Najsilniejsze zmiany odnoszą się ponownie do ścieżki emisyjnej A1B, ze

zmianami na poziomie od -0,1 hPa na Wybrzeżu do -0,25 hPa na południu kraju. W scenariuszu B1 praktycznie w całym kraju spadki wyniosą ok. -0,05 hPa, natomiast według scenariusza A2 nieco większe zmiany (do -0,15 hPa) wystąpią przede wszystkim w Karpatach i na Pogórzu Karpackim przy niewielkich zmianach w północnej części kraju (zmiany zarówno dodatnie, jak i ujemne), gdzie nie przekroczą wartości  $\pm 0,05$  hPa.

Podsumowując, spośród analizowanych sezonów jedynie zimą i to tylko według symulacji opartej na scenariuszu B1 wystąpią wyraźne wzrosty prężności pary wodnej w Polsce. W pozostałych symulacjach zarówno dla serii rocznej, jak i sezonów dominują nieznaczne spadki zawartości pary wodnej w przyziemnych warstwach atmosfery. Różnice między uzyskanymi wartościami sezonowymi wykazują dużą zależność od wybranej ścieżki emisyjnej gazów cieplarnianych. Największe wartości bezwzględne anomalii w większości sezonów występują w scenariuszu A1B zakładającym umiarkowaną ścieżkę rozwoju społeczno-ekonomicznego na świecie, natomiast scenariusze A2 i B1 dają w większości przypadków zbliżone rezultaty. Podobny jest także przebieg izoanomalii w latach 2011-2030, który dla niemal wszystkich sezonów (z wyjątkiem lata) nawiązuje do równoleżnikowego z narastającymi wartościami w kierunku północnym.

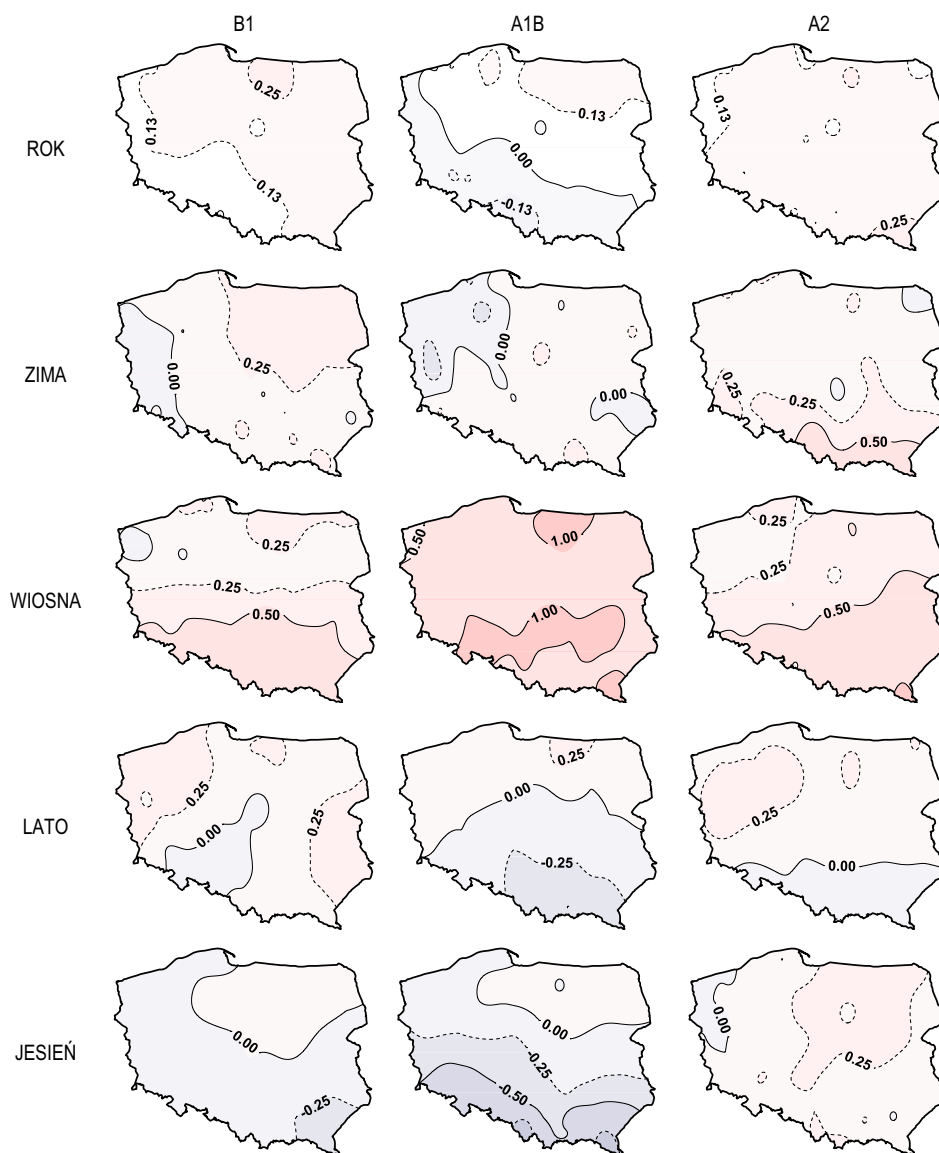
#### 4.2.2. Wilgotność względna powietrza

Uzyskane rezultaty zmienności parametrów wilgotności względnej powietrza w ujęciu rocznym w analizowanych scenariuszach dla okresu 2011-2030 wskazują – ogólnie rzecz biorąc – na nieznaczne wzrosty wilgotności względnej powietrza (rys. 18). Średnio w skali kraju wzrosty wyniosą 0,15-0,16% według scenariuszy B1 i A2 oraz 0,02% według scenariusza emisyjnego A1B. Niewielkie jest także zróżnicowanie przestrzenne uzyskanych wartości, które we wszystkich analizowanych scenariuszach nie przekraczają 0,25%.

Spodziewane zmiany wilgotności względnej powietrza w Polsce w ujęciu sezonowym są zdecydowanie bardziej zróżnicowane niż w skali roku. Zimą we wszystkich przypadkach są prognozowane wzrosty wartości. Największe wzrosty (średnio w kraju 0,23%) uzyskano w scenariuszu emisyjnym A2 ze zbliżonym do równoleżnikowego przebiegiem izoanomalii rosnących w kierunku południowym. Według scenariusza B1 średni wzrost wilgotności względnej w Polsce wyniesie 0,15%, przy największych wzrostach w północno-wschodniej części kraju i braku zmian w Polsce zachodniej. W scenariuszu A1B dla Polski północno-zachodniej i Roztocza są przewidywane spadki (do -0,25%), natomiast w pozostałej części kraju zakłada się nieznaczne wzrosty wilgotności względnej powietrza.

W ujęciu sezonowym największe zmiany uzyskano w przypadku wiosny. Wówczas we wszystkich scenariuszach są spodziewane wzrosty wilgotności. Według scenariusza A1B w latach 2011-2030 wiosną wzrosty mogą lokalnie przekroczyć 1%, zwłaszcza na południu kraju oraz na Warmii. Z kolei najmniejszych wzrostów należy się spodziewać na Wybrzeżu oraz Pojezierzu Pomorskim, choć i tak niemal wszędzie przekroczą 0,5%. Średnio dwukrotnie mniejsze wzrosty uzyskano w scenariuszach B1 i A2, które średnio w Polsce mają wynieść odpowiednio

0,36 i 0,46%. Podobny jest układ uzyskanych izoanomalii zbliżony w przebiegu do równoleżnikowego z wartościami rosnącymi ku południu, gdzie lokalnie przekroczy 0,75%. Najmniejszy zakres zmian w skali kraju jest spodziewany na Wybrzeżu (0,0-0,3%).



Rys. 18. Spodziewane zmiany wilgotności względnej powietrza (%) w Polsce w okresie 2011-2030 w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego 1971-1990

Scenariusze dla sezonu letniego wskazują z kolei na nieznaczne spadki wilgotności względnej w południowych częściach kraju przy niewielkich wzrostach

w części północnej (do 0,3%). Obszarowo dla całej Polski zmiany wyniosą od -0,05% (A1B) do 0,11% (A2) i 0,19% (B1).

Największych spadków wartości parametru wilgotności względnej należy się spodziewać w okresie jesiennym w przypadku realizacji założeń scenariuszy B1 i A1B. Według uzyskanych rezultatów dla obu omawianych przypadków największe spadki wartości wystąpią przede wszystkim w Polsce południowej i zachodniej i mogą lokalnie przekroczyć 0,5%. Warto także zwrócić uwagę, że w skali kraju, obok pojedynczego przypadku dla lata (A1B -0,05%), jesień jest jedynym sezonem, w którym zakłada się spadek wartości omawianego parametru (A1B -0,25%, B1 -0,09%). Tylko scenariusz emisyjny A2 zakładający największy wpływ antropresji wskazuje na nieznaczny wzrost wartości wilgotności względnej w całym kraju (z wyjątkiem Niziny Szczecińskiej).

Podsumowując, w latach 2011-2030 spodziewane roczne zmiany wilgotności względnej będą stosunkowo niewielkie, a na większości obszaru kraju przeważać będą nieznaczne wzrosty do ok. 0,2%. Zróżnicowany obraz zmian uzyskano dla danych sezonowych. Spadki wilgotności bardziej prawdopodobne są jedynie w okresie jesieni, natomiast w pozostałych porach roku należy się spodziewać wzrostów omawianego parametru z największymi zmianami w okresie wiosennym, jednak i w tej porze roku nie przekroczą one 1,5%, dlatego skutki zmian nie będą odczuwalne.

Mimo różnic między konkretnymi scenariuszami, trend prognozowany dla całego kraju jest często zbieżny, aczkolwiek układ uzyskanych izoanomali może się dość istotnie różnić, co w dużej mierze jest związane z jakością wcześniej utworzonego modelu CCA.

## **5. Warunki nefologiczne – zachmurzenie ogólne oraz liczba dni pogodnych**

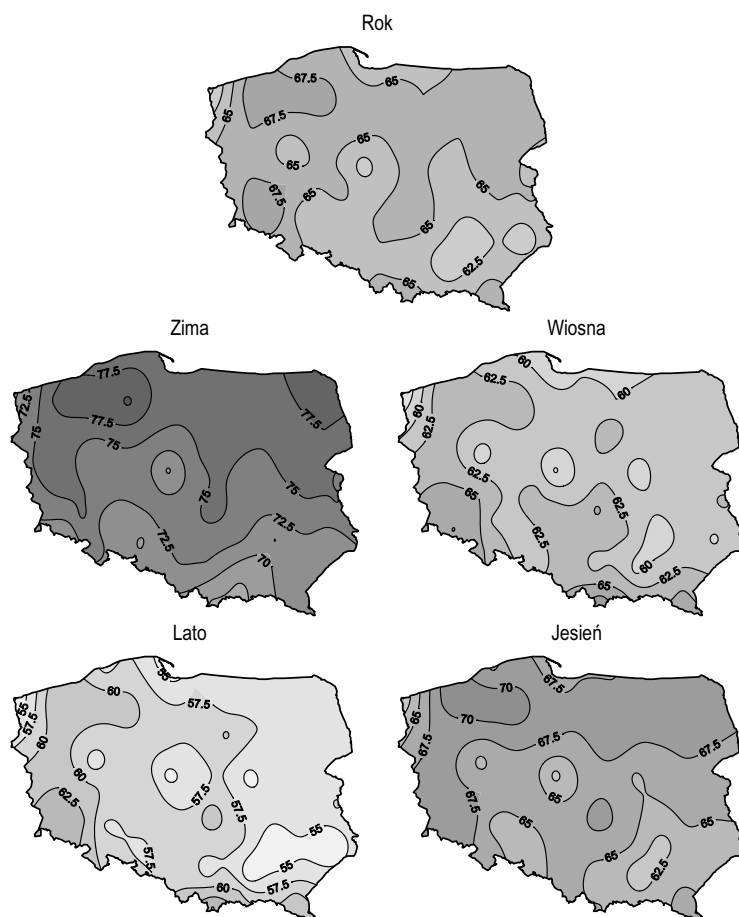
### **5.1. Materiał badawczy oraz charakterystyka warunków nefologicznych w okresie referencyjnym 1971-1990**

Modele statystyczno-empiryczny oraz scenariusze zmienności zachmurzenia ogólnego i liczby dni pogodnych spodziewanych w XXI w. opracowano na podstawie danych obserwacyjnych z 49 stacji pomiarowych (synoptycznych), na bazie zestawu danych wykorzystanego do oceny czasowej i przestrzennej zmienności warunków nefologicznych w Polsce, z pominięciem stacji wysokogórskich.

Średnie roczne zachmurzenie w Polsce w okresie referencyjnym przyjmowało wartości od 60% (Świnoujście) do ok. 70% (rys. 19). Do najmniej zachmurzonych obszarów można zaliczyć także południowo-wschodnią część kraju obejmującą Kotlinę Sandomierską, okolice Zamościa i rejon Tarnowa. Największym zachmurzeniem cechuje się zachodnia część Polski, pas zachmurzenia sięgającego ok. 70% obejmuje obszary Przedgórze Sudeckiego oraz centralnej części Pojezierza Pomorskiego i środkowe wybrzeże.

Zimą zachmurzenie w Polsce sięgało 80%, a nawet więcej na obszarach Pojezierza Pomorskiego i Suwalskiego. Zachmurzenie w południowej Polsce,

a zwłaszcza południowo-wschodniej było lokalnie nawet do ok. 10% mniejsze w porównaniu z północną. Wiosną i latem największe zachmurzenie, rzędu 63-65% wiosną i 60-63% latem, obserwowano we wspomnianym wcześniej pasie zlokalizowanym w zachodniej części kraju, rozciągającym się od Sudetów po środkowe wybrzeże – maksimum jest obserwowane w południowo-zachodniej Polsce. Z zachodu na wschód obserwowano postępujące roz pogodzenie. W przypadku obydwu wskazanych pór roku najbardziej pogodnym fragmentem kraju są okolice Kotliny Sandomierskiej oraz Świnoujścia, gdzie zachmurzenie wynosi niespełna 60% wiosną i ok. 55% latem. Przestrzenne zróżnicowanie zachmurzenia ogólnego jesienią przedstawia cechy charakterystyczne dla chłodnej już pory roku. Północna część Polski cechuje się większym zachmurzeniem w porównaniu z centrum i południem. Zakres zmienności jest w granicach między wartościami ok. 70% notowanymi na Pojezierzu Pomorskim i Wybrzeżu Środkowym a ok. 62% w okolicach Sandomierza i Świnoujścia.



Rys. 19. Rozkład przestrzenny zachmurzenia ogólnego (%) w Polsce w okresie referencyjnym 1971-1990



Najwięcej dni pogodnych w okresie referencyjnym, średnio od 40 do 50, występowało w południowo-wschodniej części Polski (Małopolska, Zamojszczyzna i Roztocze). Powyżej 35 dni pogodnych w roku notowano na Pojezierzu Mazurskim, Nizinie Śląskiej, na Wyżynie Lubelskiej, Podkarpaciu i w okolicach Świnoujścia. Najmniejszą roczną liczbą dni pogodnych charakteryzowała się zachodnia Polska (Pojezierza Lubuskie i Pomorskie oraz Przedgórze Sudeckie), gdzie średnio występowało niespełna 25 omawianych przypadków rocznie.

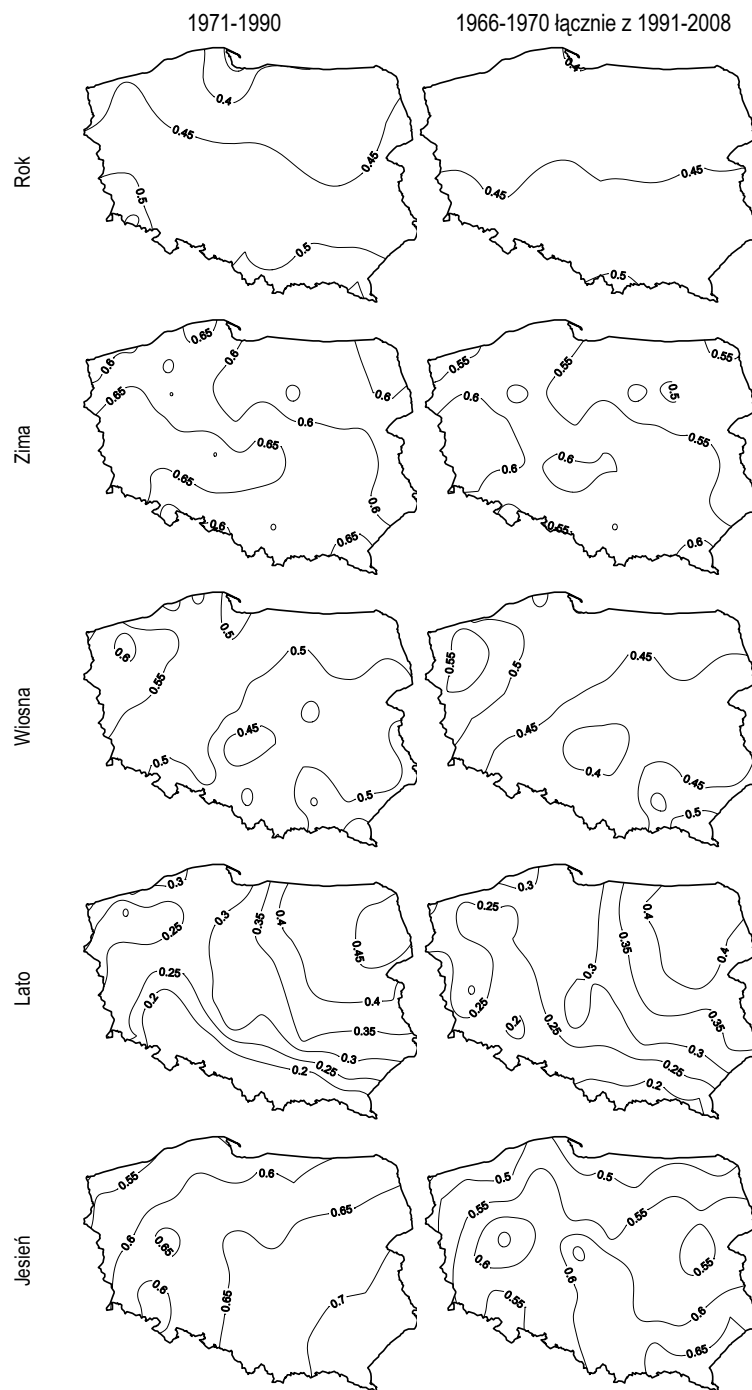
Porami roku o największej liczbie dni pogodnych w Polsce były lato i wiosna, przy czym nieco częściej występowały latem. Najwięcej dni pogodnych latem było w południowo-wschodniej części kraju. Wiosną przestrzenne zróżnicowanie liczby dni pogodnych jest podobne do lata. Obok maksimum częstości występowania omawianych przypadków w rejonie kotlin podkarpackich i wyżyn południowo-wschodniej Polski, zaznaczył się obszar zwiększonej frekwencji dni pogodnych w północnej Polsce. Jesienią i zimą charakterystyczne było występowanie najmniejszej liczby dni pogodnych w północnej Polsce, przy czym szczególnie małe wartości cechowały Wybrzeże. Minimum występowało zimą w rejonie wybrzeża Zatoki Gdańskiej (3 dni w Helu), jesienią natomiast najmniej dni pogodnych (5 przypadków) notowano w Ustce. Jesienią i zimą najbardziej pogodnie było w okolicach Tarnowa (14 przypadków).

## 5.2. Weryfikacja modelu

Rezultaty weryfikacji modelu downscalingowego zachmurzenia wskazują na dość dużą zgodność serii obserwacyjnych z ciągami odtworzonymi na podstawie modelu. Wartości współczynnika korelacji między seriami obserwacyjnymi i zrekonstruowanymi zachmurzenia w roku w okresie 1971-1990 zawierały się w większości przypadków między 0,40 a 0,50. Minimum cechowało Hel (0,31), a maksimum Jelenią Górę (0,56) (rys. 20). W przypadku okresu walidacyjnego przestrzenne zróżnicowanie korelacji jest mniejsze i zawiera się między 0,40 (Hel) a 0,51 (Zakopane).

Rezultaty porównania charakteru długookresowej zmienności oraz wartości współczynnika regresji liniowej obydwu serii (obserwacyjnej i zrekonstruowanej) wskazują, że o ile charakter tendencji zmian zachmurzenia ogólnego w okresie 1966-2008 jest analogiczny (negatywny), o tyle też wartość współczynnika trendu serii zrekonstruowanych jest mniejsza niż w przypadku serii obserwacyjnych. Współczynniki trendu serii nie są statystycznie istotne. Charakterystyczną cechą zrekonstruowanych serii jest ich niewielkie zróżnicowanie przestrzenne, znacznie mniejsze niż w rzeczywistości.

Spośród analizowanych sezonów klimatologicznych najlepszym dopasowaniem serii odtworzonych w stosunku do obserwacyjnych charakteryzują się zima i jesień. Wartość współczynnika korelacji między porównywanymi seriami zachmurzenia ogólnego w przypadku okresu 1966-2008 wynosi zimą od 0,70 do 0,53, a jesienią od 0,74 do 0,49. Zimą najlepszym dopasowaniem cechują się serie ze stacji położonych w zachodniej części Polski, natomiast jesienią współzależność



Rys. 20. Korelacja między serią pomiarową a zrekonstruowaną zachmurzenia ogólnego w okresie zależnym (1971-1990) i niezależnym (1966-1970 łącznie z 1991-2008)

wzrasta z północnego zachodu na południowy wschód. Wiosną korelacje między seriami obserwacyjnymi i zrekonstruowanymi w okresie 1966-2008 wynoszą odpowiednio od 0,63 do 0,41, natomiast latem od 0,50 do 0,16. Jesienią największe wartości współczynnika zaobserwować można w północno-zachodniej części kraju, a w lecie silnie maleje z północnego wschodu w kierunku południa Polski. W przypadku okresu niezależnego wartości współczynnika korelacji są mniejsze, jest jednak zachowany wcześniej opisany schemat sezonowej zmienności. Zimą korelacja między seriami obserwacyjnymi i zrekonstruowanymi wynosi od 0,63 do 0,48, jesienią od 0,67 do 0,44, wiosną od 0,60 do 0,36, a latem od 0,42 do 0,19.

Odtworzone trendy liniowe zachmurzenia w sezonach są – podobnie jak w skali roku – również słabsze niż trendy rzeczywiste. Wartości charakteryzujące trendy są najbliższe rzeczywistym w zrekonstruowanych seriach dla zimy, a następnie jesieni, zdecydowanie słabsze dopasowanie osiągnięto w przypadku serii wiosennych i letnich. W dwóch ostatnich porach roku zaobserwować można także przypadki przeciwnego znaku współczynnika trendu w seriach zrekonstruowanych w stosunku do rzeczywistych.

Wartości współczynnika korelacji między seriami obserwacyjnymi i zrekonstruowanymi liczby dni pogodnych w roku w okresie 1971-1990 wynoszą ok. 0,35-0,50. Najsłabsze dopasowanie osiągnięto w przypadku serii z miesięcy wiosennych. W odniesieniu do okresu niezależnego wartości współczynnika korelacji są mniejsze przeciętnie od ok. 0,05 do 0,1. Najlepszym dopasowaniem serii odtworzonej w stosunku do pomiarowej charakteryzowała się zima, najslabszym lato i wiosna.

### **5.3. Scenariusze zmian warunków nefologicznych**

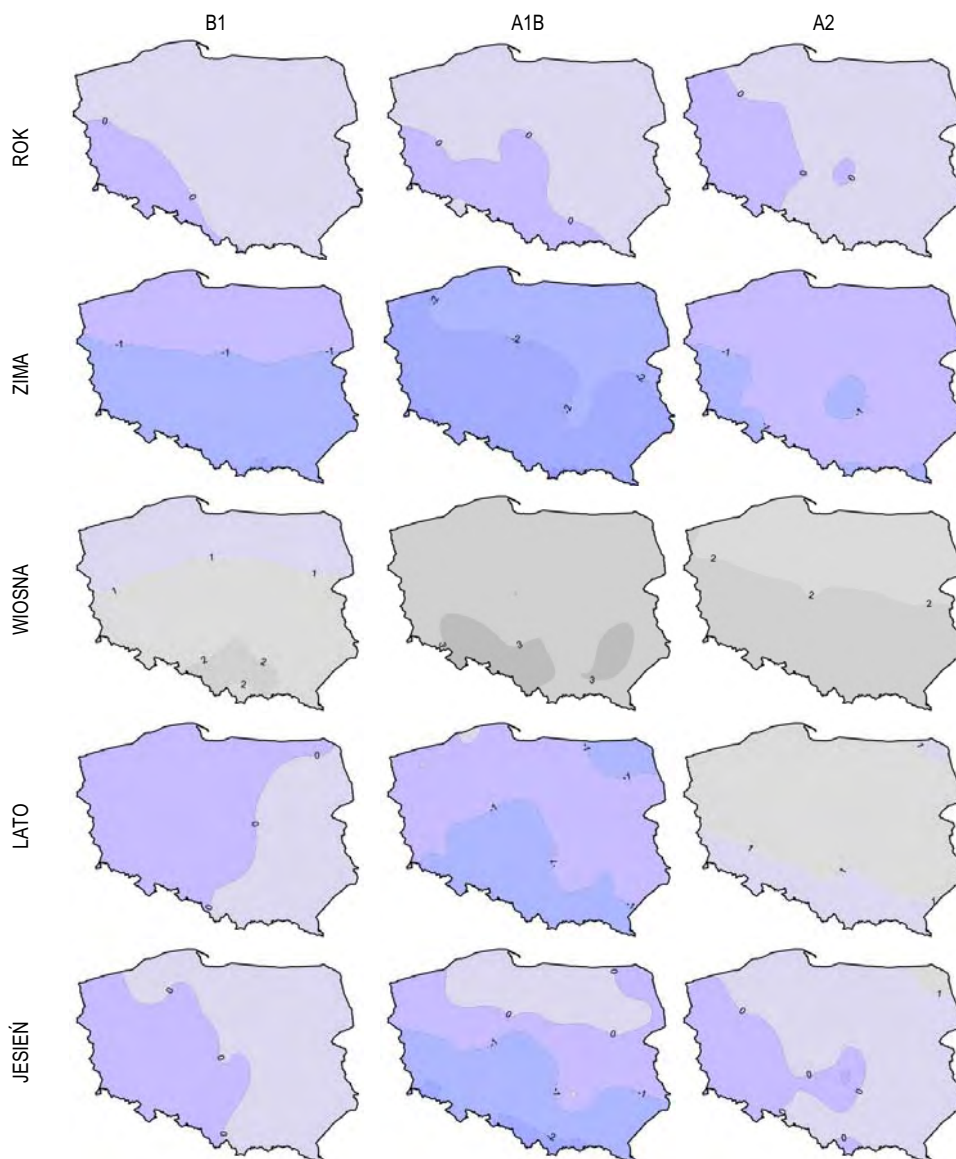
#### **5.3.1. Zachmurzenie ogólne**

Interpretacja rezultatów wszystkich scenariuszy emisyjnych, na podstawie których opracowywano projekcje zmian warunków nefologicznych, wskazuje, iż średnie roczne zachmurzenie ogólne w Polsce w latach 2011-2030 praktycznie nie zmieni się w stosunku do okresu referencyjnego 1971-1990 (rys. 21). Należy się spodziewać niewielkiego wzrostu zachmurzenia ogólnego w Polsce, lecz zmiany nie przekroczą w zasadzie 2%. Nieznacznie silniej zachmurzenie zwiększy się w południowo-zachodniej części kraju. Są to wielkości mieszczące się w granicach błędów pomiaru.

Zimą w okresie 2011-2030 według wszystkich scenariuszy należy oczekiwać spadku zachmurzenia w stosunku do okresu referencyjnego. Na obszarze całego kraju będą obserwowane anomalie ujemne, najsilniejsze w części południowo-zachodniej kraju, osiągające w przypadku scenariusza A1B ok. 3%. W północnej części Polski zmiany wartości elementu będą znikome.

W sezonie wiosennym nastąpi wzrost średniego zachmurzenia ogólnego w Polsce w stosunku do okresu referencyjnego (tab. 1). Największego wzrostu należy spodziewać się w przypadku scenariusza A1B (ponad 3%). Najsilniej za-

chmurzenie wzrośnie w południowej części kraju, na Śląsku oraz w Kotlinie Sandomierskiej.



Rys. 21. Spodziewane zmiany zachmurzenia ogólnego (%) w Polsce w okresie 2011-2030 w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego 1971-1990

W sezonie letnim przewidywane zmiany elementu w okresie 2011-2030 będą bardzo małe, lecz w zależności od scenariusza wskazują na różny charakter kierunkowy zmian. Według rezultatów scenariusza A1B dojdzie do zmniejszenia stopnia zachmurzenia w stosunku do okresu referencyjnego, miejscami o prawie 2% (północno-wschodnia i południowa Polska). W przypadku scenariusza B1 w południo-

wo-wschodniej i wschodniej części kraju zachmurzenie nieznacznie wzrośnie, na pozostałej części zmniejszy się. Scenariusz A2 sygnalizuje możliwość wzrostu stopnia zachmurzenia o ok. 2% w rejonie centralnej i północnej części kraju.

Scenariusz A1B zmian zachmurzenia ogólnego jesienią wskazuje na spadek wartości elementu w okresie 2011-2030 w stosunku do wielolecia 1971-1990. Wartość bezwzględna anomalii wzrasta w kierunku południowym, osiągając na południowych krańcach kraju ponad 2%, w północnej Polsce należy jednak oczekiwać nieznacznego wzrostu zachmurzenia. Scenariusz B1, podobnie jak latem, dzieli Polskę na dwie nierówne części, lecz tym razem spadku zachmurzenia należy się spodziewać jedynie w części zachodniej kraju. Scenariusz A2 wskazuje, podobnie jak B1, na nieznaczny wzrost zachmurzenia w Polsce, jedynie w okolicach centrum występuje lokalna ujemna anomalia o wartości bezwzględnej sięgającej 2%.

### 5.3.2. Liczba dni pogodnych

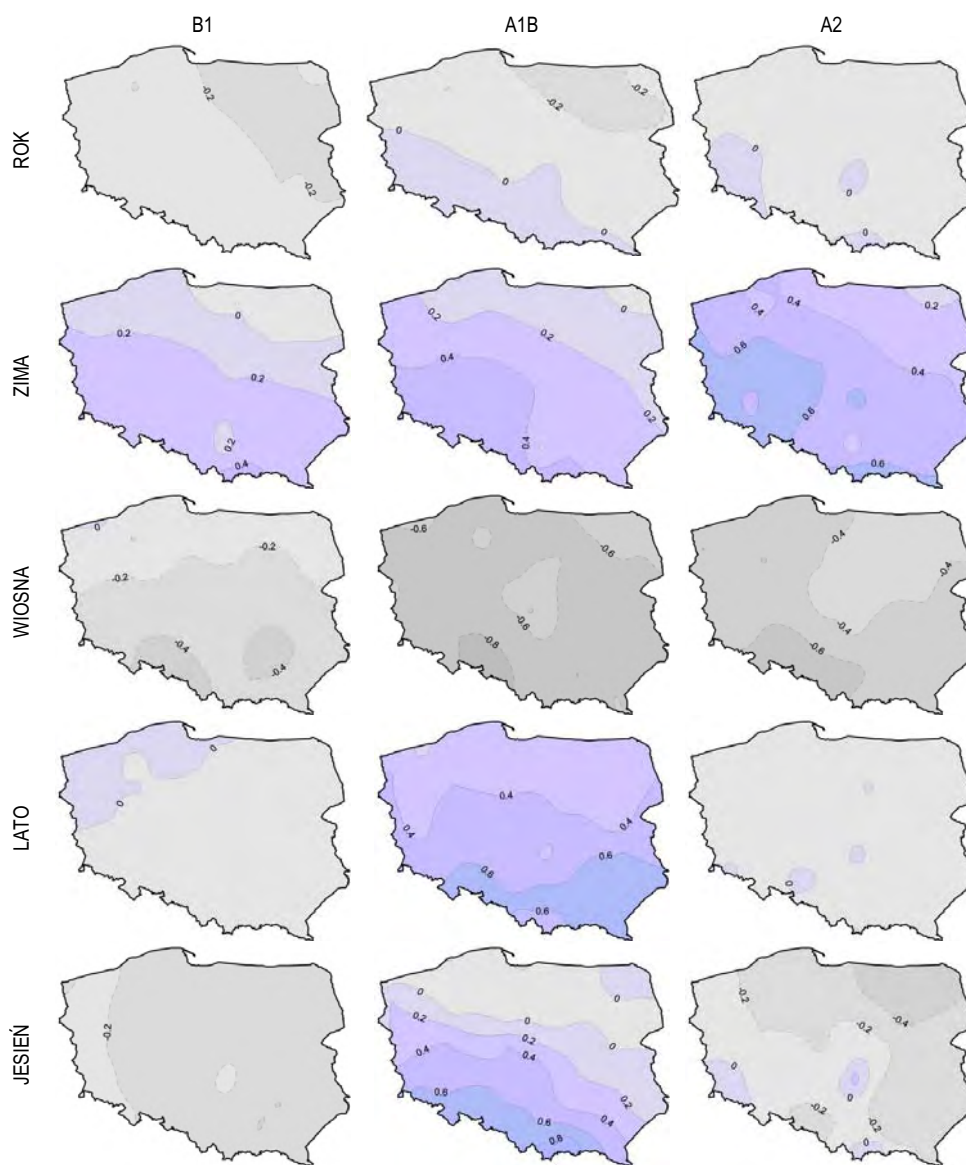
W przypadku liczby dni pogodnych praktycznie nie należy oczekiwać żadnych znaczących w skali wielolecia 2011-2030 zmian w Polsce w porównaniu z okresem 1971-1990, poza nieznacznym zmniejszeniem się ich liczby w północno-wschodniej części kraju. Rezultaty poszczególnych scenariuszy są – ogólnie rzecz biorąc – zgodne (rys. 22).

Sezon zimowy cechuje się wzrostem liczby dni pogodnych, a zmiany powinny prowadzić do wzrostu liczby opisywanych dni, zwłaszcza w południowej i południowo-zachodniej części kraju. W przypadku scenariusza A1B, a zwłaszcza B1 należy oczekiwać spadku liczby dni pogodnych na północno-wschodnich krańcach Polski. Największe wartości bezwzględne anomalii cechują scenariusz A2.

Wiosną należy spodziewać się spadku liczby dni pogodnych w Polsce. Rezultaty poszczególnych scenariuszy dość zgodnie wskazują na wystąpienia w przypadku podokresu 2011-2030 spadku nawet o prawie 1 dzień (scenariusz A1B) liczby dni pogodnych w stosunku do wielolecia referencyjnego 1971-1990. Wartości odchylenia są stosunkowo mało zróżnicowane na obszarze kraju. Obszarem najsilniejszych zmian jest każdorazowo Śląsk Opolski.

Zmiany w sezonie letnim są różnie opisywane przez poszczególne scenariusze. A1B dopuszcza możliwość wzrostu liczby dni pogodnych o ponad 0,5 dnia w południowej Polsce. W pozostałych scenariuszach nie należy jednak oczekiwać wystąpienia zauważalnych różnic liczby dni pogodnych w porównaniu z okresem referencyjnym.

Jesienią również występuje zróżnicowanie zmian wartości opisywanego elementu w analizowanych scenariuszach. Scenariusz A1B wskazuje na wzrost liczby dni pogodnych w południowej części kraju nawet o 1 dzień w porównaniu z okresem referencyjnym. Obydwa pozostałe scenariusze dowodzą możliwości wystąpienia zmian o mniejszych wartościach bezwzględnych, lecz przeciwnego znaku, zwłaszcza północno-wschodnia Polska powinna – w myśl scenariusza A2 – doświadczać większej liczby dni pogodnych w porównaniu z okresem z końca XX w.



Rys. 22. Spodziewane zmiany liczby dni pogodnych w Polsce w okresie 2011-2030 w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego 1971-1990

## 6. Scenariusze warunków bioklimatycznych

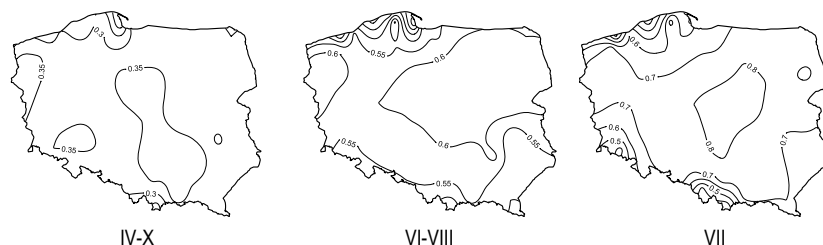
Zróźnicowanie odczucia ciepłego człowieka jest jedną z ważniejszych charakterystyk warunków bioklimatycznych. Odczucie to jest kształtowane w wyniku reakcji receptorów ciepła i zimna na docierające do nich z otoczenia i z wnętrza ciała bodźce. Fizjologiczna temperatura odczuwalna (Physiological Subjective Temperature, PST °C) jest wskaźnikiem odczuć ciepłych, jakie kształtują się po

ok. 15-20 minutach trwania procesów adaptacyjnych organizmu do warunków otoczenia. Na podstawie modelu wymiany ciepła między człowiekiem a otoczeniem MENEX\_2005 [Błażejczyk 2005] obliczono codzienne wartości wskaźnika o godz. 12 UTC oraz częstość występowania odczucia cieplnego w przedziałach „gorąco” lub „bardzo gorąco” (dyskomfortu gorąca) oraz „bardzo zimno”. Scenariusze zmian częstości występowania tych odczuć cieplnych obliczono na podstawie skonstruowanych modeli statystyczno-empirycznych.

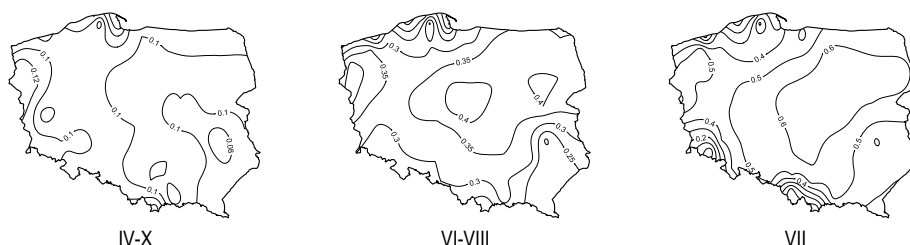
## 6.1. Fizjologiczna temperatura odczuwalna (PST), częstość występowania odczucia cieplnego „gorąco” lub „bardzo gorąco”

### 6.1.1 Walidacja modelu

W całym okresie występowania dyskomfortu gorąca (kwiecień-październik) przestrzenne zróżnicowanie współczynnika korelacji między seriami obserwacyjnymi a zrekonstruowanymi częstości występowania tego odczucia cieplnego jest niewielkie. W niemal całej Polsce w okresie 1951-2008 korelacja wynosi ok. 0,3 (rys. 23), jedynie na Wybrzeżu ok. 0,2 do 0,3. W okresie zależnym 1971-1990 wartości współczynnika korelacji są ok. 0,2 większe. Latem (czerwiec-sierpień) współczynnik korelacji waha się od 0,42 do 0,65. Na większości obszaru Polski nie wykazuje znaczącego zróżnicowania przestrzennego. Najmniejszymi wartościami wyróżniają się Wybrzeże oraz przedgórze. Korelacja w okresie zależnym jest na poziomie zbliżonym do tej z okresu 1951-2008. Najlepiej skorelowane są serie w skali miesiąca: w lipcu współczynnik korelacji przekracza 0,7, tylko na Pomorzu i przedgórzach wynosi ok. 0,3 do 0,6. W okresie 1971-1990 wartości współczynnika korelacji są odpowiednio o ok. 0,1 do 0,2 większe niż w okresie 1951-2008.



Rys. 23. Współczynnik korelacji między serią obserwacyjną i zrekonstruowaną częstości występowania (%) odczucia cieplnego „gorąco” lub „bardzo gorąco” wg PST o godz. 12 UTC w Polsce, 1951-2008



Rys. 24. Udział wariancji częstości występowania (%) odczucia cieplnego „gorąco” lub „bardzo gorąco” wg PST o godz. 12 UTC w Polsce reprodukowanej przez model 1951-2008

Tab. 1. Zmiany średniej częstości występowania (%) odczucia ciepłego „gorąco” lub „bardzo gorąco” wg PST o godz. 12 UTC w Polsce obliczone na podstawie trendów serii obserwacyjnych ( $\Delta$ OBS) oraz trendów serii zrekonstruowanych ( $\Delta$ REC), 1951-2008

Stacje	Kwiecień-październik		Czerwiec-sierpień		Lipiec	
	$\Delta$ OBS	$\Delta$ REC	$\Delta$ OBS	$\Delta$ REC	$\Delta$ OBS	$\Delta$ REC
Białystok	2,7	0,7	5,6	3,1	<b>15,3</b>	<b>13,5</b>
Bielsko-Biała	<b>6,8</b>	<b>1,4</b>	11,4	4,8	12,4	-2,7
Chojnice	<b>4,0</b>	<b>1,0</b>	7,2	2,7	<b>12,5</b>	3,2
Elbląg	2,1	0,8	2,4	3,0	9,3	3,9
Gdańsk-Świbno	2,5	1,0	2,5	2,6	9,6	8,3
Gdynia	-0,5	0,3	-0,1	1,8	2,1	<b>4,1</b>
Gorzów	3,4	0,6	2,9	3,4	8,0	1,5
Hel	1,2	0,5	2,5	3,1	7,8	5,8
Jelenia Góra	1,7	0,9	3,4	3,4	3,5	-1,7
Kalisz	-0,8	1,0	-2,5	3,9	-2,9	7,0
Katowice	3,3	<b>1,7</b>	5,7	4,9	8,2	6,9
Kielce	-1,1	1,2	-1,3	4,6	2,3	10,1
Kłodzko	0,9	1,3	2,7	4,0	2,5	5,8
Koło	1,3	1,0	-0,3	4,2	4,9	11,9
Kolobrzeg	<b>4,0</b>	<b>0,6</b>	6,7	1,1	<b>10,8</b>	-0,5
Kornik	<b>7,1</b>	1,1	8,7	4,1	11,4	10,0
Kościerzyna	0,3	0,6	-3,7	2,9	3,9	2,2
Koszalin	<b>3,5</b>	<b>1,0</b>	5,4	2,7	<b>11,0</b>	3,2
Kraków	<b>4,0</b>	<b>1,6</b>	3,8	4,9	7,3	7,2
Łeba	1,4	<b>0,6</b>	3,0	1,7	4,3	2,9
Lębork	<b>4,1</b>	0,9	5,8	3,5	10,0	6,8
Legionowo	<b>8,5</b>	0,7	13,5	3,6	<b>21,7</b>	10,9
Legnica	-2,5	1,2	-5,8	4,3	-6,0	4,5
Lesko	-1,3	<b>1,4</b>	0,3	5,2	4,0	10,3
Łódź	<b>4,4</b>	1,3	6,7	4,8	11,2	<b>13,7</b>
Lublin	-2,1	0,8	-2,5	4,0	1,6	8,7
Nowy Sącz	<b>8,3</b>	<b>2,1</b>	11,5	0,0	17,0	8,5
Olsztyn	1,9	0,9	2,9	5,3	8,1	<b>12,0</b>
Opole	0,8	1,5	-1,4	3,8	1,3	<b>13,0</b>
Płock	-0,3	0,9	-1,5	4,6	5,6	8,4
Poznań	<b>4,9</b>	0,6	5,3	4,4	9,8	2,6
Racibórz	0,4	<b>1,7</b>	-0,1	4,1	4,4	<b>12,9</b>
Resko	2,2	0,6	0,4	4,8	7,8	6,8
Rozewie	<b>2,1</b>	<b>0,6</b>	4,2	3,8	8,6	3,2
Rzeszów	2,6	<b>2,0</b>	2,0	2,1	4,8	6,0
Sandomierz	-1,0	1,1	-2,9	5,9	3,2	6,0
Siedlce	1,3	0,9	4,2	4,9	<b>14,9</b>	13,2
Stubice	<b>7,3</b>	0,9	8,0	3,8	12,5	6,3
Suwałki	<b>6,9</b>	0,6	13,8	4,0	<b>19,2</b>	<b>14,1</b>
Świnoujście	<b>5,7</b>	<b>0,7</b>	10,4	2,9	<b>16,6</b>	3,4
Szczecin	<b>5,6</b>	0,7	6,6	1,7	15,1	4,0
Tarnów	<b>9,3</b>	1,6	13,0	3,7	<b>16,9</b>	10,3
Toruń	3,4	1,0	3,5	5,4	10,1	4,3
Ustka	<b>2,8</b>	<b>0,7</b>	6,0	4,0	<b>10,9</b>	1,4
Warszawa	3,8	0,8	5,8	1,2	11,3	13,6
Wieluń	0,5	1,3	-1,3	4,2	2,4	<b>13,5</b>
Włodawa	-0,4	0,9	0,7	4,4	6,7	7,2
Wrocław	1,2	1,3	-2,0	3,5	1,9	6,1
Zakopane	<b>2,0</b>	<b>0,4</b>	6,8	4,6	7,3	1,5
Zielona Góra	2,7	0,7	2,4	1,9	4,4	4,3



Jakość rekonstrukcji serii według skonstruowanego modelu oceniono także na podstawie ilości wariancji odtwarzanej przez model (rys. 24). W okresie od kwietnia do października udział wyjaśnianej wariancji w całej Polsce wynosi tylko ok. 0,1. W sezonie letnim udział tej wariancji na większości obszaru Polski wynosi od 0,3 do 0,4, mniejsza jest na Pomorzu oraz południowym wschodzie Polski (poniżej 0,30). W okresie zależnym ilość wariancji jest zbliżona. W lipcu jakość rekonstrukcji jest najlepsza, ilość reprodukowanej wariancji wynosi od 0,4 do 0,7 prawie w całej Polsce, wyjątkiem są przedgórze oraz strefa brzegowa morza, gdzie wynosi od 0,4 do mniej niż 0,1. W wieloleciu 1971-1990 ilość reprodukowanej wariancji jest zbliżona lub o ok. 0,1 większa od tej w latach 1951-2008.

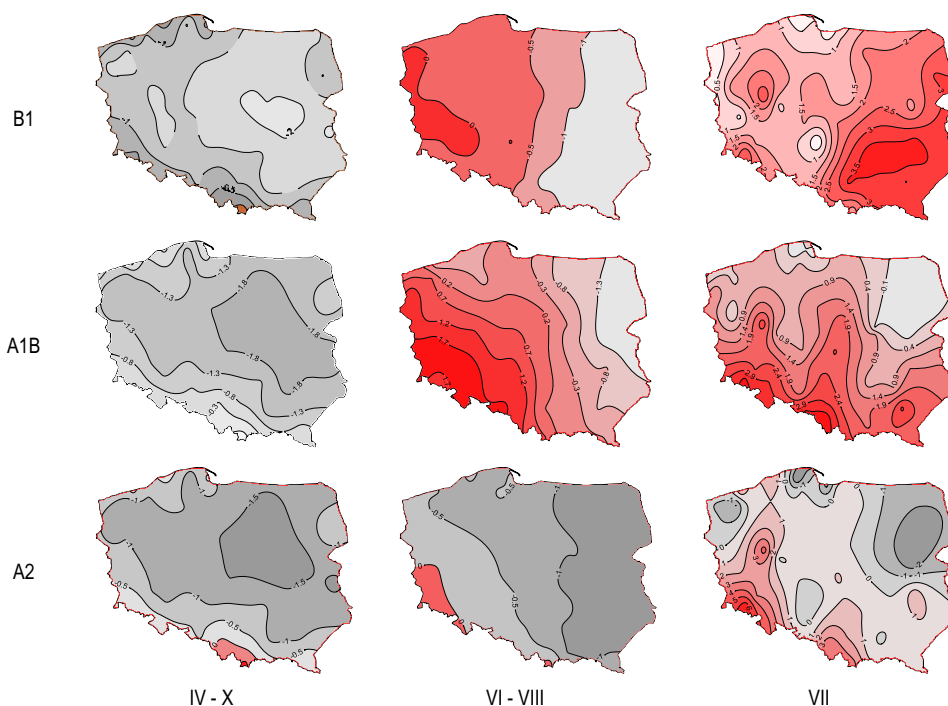
Elementem weryfikacji skonstruowanego modelu było porównanie długookresowych zmian częstości występowania dyskomfortu gorąca obliczonych na podstawie współczynnika trendu liniowego wybranych serii obserwacyjnych oraz serii zrekonstruowanych. W okresie od kwietnia do października na większości stacji częstość występowania dyskomfortu gorąca rośnie zarówno w przypadku danych obserwowanych, jak i zrekonstruowanych (tab. 1). Zmiana średniej częstości występowania dyskomfortu gorąca w wieloleciu 1951-2008 wynosi według serii rzeczywistych od 0,3% do 9,3%, a według odpowiadających im serii odtworzonych zmiany te są o kilka procent mniejsze. Dziesięć serii obserwowanych i odpowiadających im serii odtworzonych charakteryzuje się statystycznie istotnym trendem dodatnim. Latem częstość występowania dyskomfortu gorąca rośnie od ok. 2% do 5,5 % we wszystkich seriach zrekonstruowanych. Zmiany te nie zawsze są zgodne z rzeczywistymi: w 13 przypadkach rzeczywista częstość występowania dyskomfortu gorąca zmalała. Ponadto obserwowany wzrost jest zwykle większy od wzrostu w serii zrekonstruowanej. Żaden z trendów nie jest statystycznie istotny. W lipcu zgodność dodatnich tendencji cechuje większość serii obserwowanych i odpowiadających im serii odtworzonych. Wielkość obliczonych zmian według serii odtworzonych wskazuje na ich kilkuprocentowe niedoszacowanie w stosunku do zmian rzeczywistych. W czterech przypadkach kierunek zmian według serii obserwowanej jest inny niż według serii zrekonstruowanej.

#### 6.1.2. Scenariusz na lata 2011-2030

W okresie od kwietnia do października w przypadku rozpatrywanych scenariuszy emisyjnych częstość występowania dyskomfortu gorąca w okresie 2011-2030 zmaleje w porównaniu z wieloleciem 1971-1990. Zakres zmian wyniesie od ok. 0,3% do ok. 2,2%. Nieznaczne zmiany dodatnie mogą wystąpić jedynie lokalnie na przedgórzu Karpat. W latach 2081-2100 w świetle modelu ECHAM5 częstość występowania odczucia „gorąco” lub „bardzo gorąco” w Polsce będzie od 0,2% do 2% większa niż w latach 1971-1990. Największe zmiany znajdą w Polsce południowo-zachodniej (rys. 25).

W skali sezonu letniego zmiany częstości występowania odczucia „gorąco” i „bardzo gorąco” do 2030 r. będą zróżnicowane z zachodu na wschód. W Polsce zachodniej i południowo-zachodniej odczucie to wystąpi o ponad 1% częściej niż w latach 1971-1990, a na wschodzie Polski – ok. 1% rzadziej. Największe przewi-

dywane zmiany mogą nastąpić w świetle scenariusza A1B. W latach 2081-2100 dyskomfort gorąca będzie występować w Polsce od 2% do 7% częściej niż w wieloleciu 1971-1990. Największe zmiany zajdą w Polsce południowo-zachodniej.



Rys. 25. Anomalie częstości występowania (%) odczucia ciepłego „gorąco” lub „bardzo gorąco” wg PST o godz. 12 UTC w Polsce w latach 2011-2030 w odniesieniu do okresu 1971-1990 wg modelu ECHAM5, scenariuszy emisyjnych B1, A1B, A2

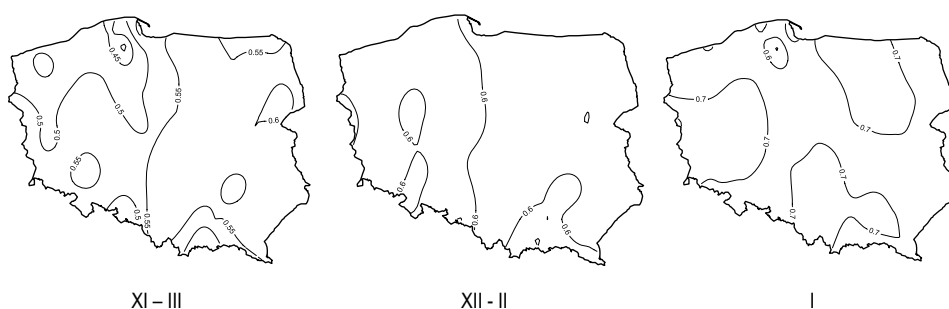
Według modelu ECHAM5 przewidywane zmiany częstości występowania dyskomfortu gorąca w lipcu do 2030 r. nie są zgodne na całym obszarze kraju. Odczucie „gorąco” lub „bardzo gorąco” będzie występowało o 0,5% do 5% częściej niż w latach 1971-1990, największe zmiany zajdą w Polsce południowo-zachodniej w świetle scenariusza A2 (o ponad 5%). W okresie 2081-2100 dyskomfort gorąca będzie występować na znacznym obszarze Polski częściej niż w latach 1971-1990. Zakres tych zmian wyniesie ok. 2-12% i będą one zwiększać się z północy na południe.

## 6.2. Fizjologiczna temperatura odczuwalna, częstość występowania odczucia ciepłego „bardzo zimno”

### 6.2.1. Walidacja modelu

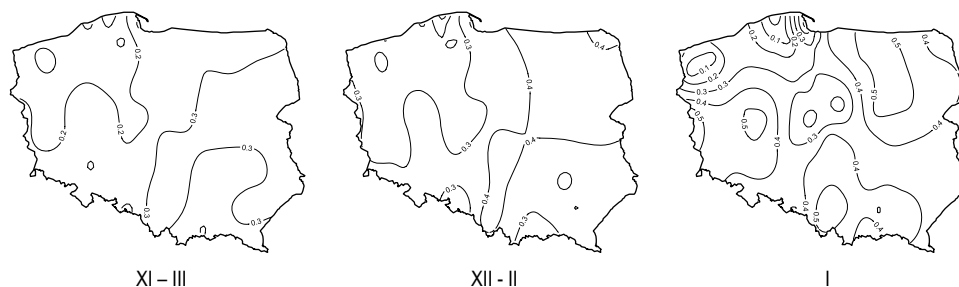
Odczucie ciepłe „bardzo zimno” występuje w Polsce w okresie od listopada do marca. Współczynnik korelacji między serią częstości występowania odczucia „bardzo zimno” w tym okresie w latach 1951-2008 obliczoną na podstawie danych

obserwacyjnych a serią zrekonstruowaną niemal w całej Polsce wynosi ok. 0,5 (rys. 26). Lokalnie na Pomorzu i przedgórzach może być nieznacznie niższy. W okresie zależnym 1971-1990 wartości współczynnika korelacji są ok. 0,1 mniejsze. Zimą (grudzień-luty) współczynnik korelacji waha się od 0,5 do 0,6 w przybliżeniu w zachodniej połowie Polski, a na pozostałym obszarze wynosi od 0,6 do 0,7. W okresie 1971-1990 wartości współczynnika korelacji są w granicach od 0,6 do 0,8. Najlepsze wyniki weryfikacji modelu uzyskano w skali miesiąca: w styczniu wartości współczynnika korelacji w całej Polsce wynoszą od 0,6 do 0,78. W okresie 1971-1990 jakość rekonstrukcji w tym miesiącu jest jeszcze lepsza, wartości współczynnika są odpowiednio o ok. 0,1 do 0,2 większe niż w okresie 1951-2008.



Rys. 26. Współczynnik korelacji między serią obserwacyjną i zrekonstruowaną częstości występowania (%) odczucia ciepłego „bardzo zimno” wg PST o godz. 12 UTC w Polsce, 1951-2008

Ilość wariacji odtwarzanej przez model w okresie od listopada do marca w Polsce wynosi ok. 0,3, tylko na Wybrzeżu ok. 0,1 (rys. 27). W przypadku okresu zależnego 1971-1990 ilość ta jest nieznacznie większa, o ok. 0,05. W skali sezonu zimowego ilość wyjaśnianej wariacji na większości obszaru Polski wynosi ok. 0,3 do 0,4, tylko na Pomorzu oraz lokalnie na przedgórzach jest mniejsza niż 0,3. W okresie zależnym ilość wariacji zimą jest o ok. 0,1 większa. W styczniu ilość reprodukowanej wariacji wynosi prawie w całej Polsce od 0,4 do 0,5, tylko na Pomorzu i Wybrzeżu poniżej 0,3. Lepszą jakością charakteryzuje się w tym miesiącu weryfikacja modelu w wieloleciu 1971-1990, ilość omawianej wariacji jest ok. 0,4 większa od tej w latach 1951-2008.



Rys. 27. Ilość wariacji częstości występowania (%) odczucia ciepłego „bardzo zimno” wg PST o godz. 12 UTC w Polsce reprodukowanej przez model, 1951-2008

Tab. 2. Zmiany średniej częstości występowania (%) odczucia ciepłego „bardzo zimno” wg PST o godz. 12 UTC w Polsce obliczone na podstawie trendów serii obserwacyjnych ( $\Delta$ OBS) oraz trendów serii zrekonstruowanych ( $\Delta$ REC), 1951-2008

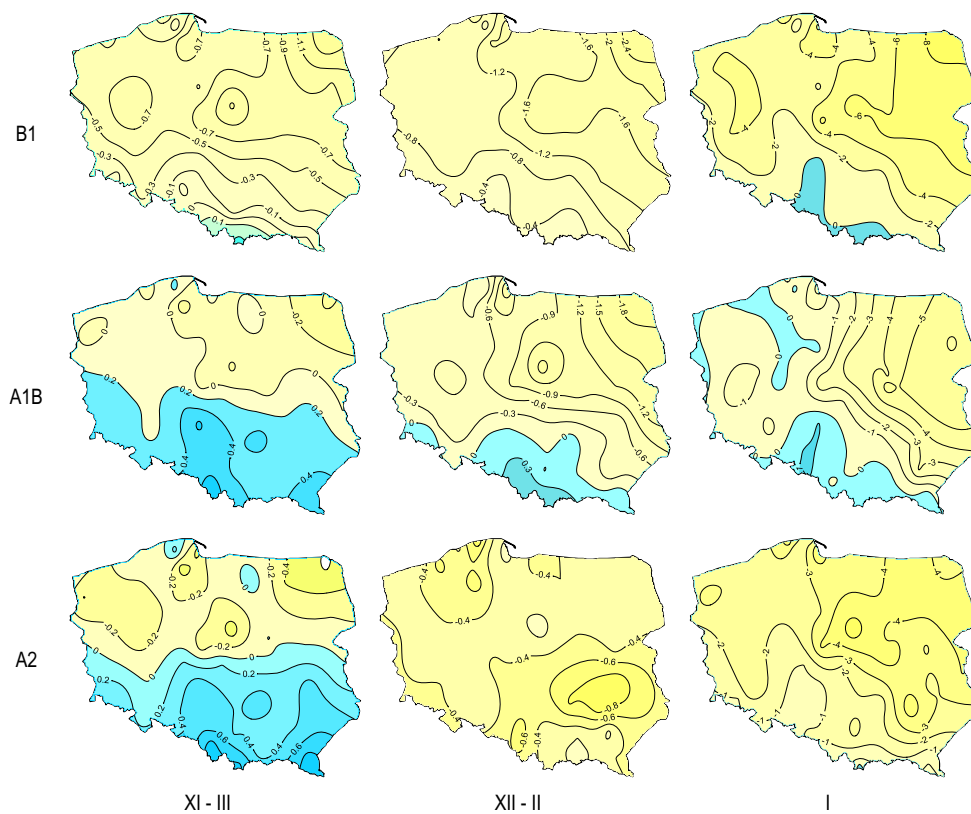
Stacje	Listopad-marzec		Grudzień - luty		Styczeń	
	$\Delta$ OBS	$\Delta$ REC	$\Delta$ OBS	$\Delta$ REC	$\Delta$ OBS	$\Delta$ REC
Białystok	-13,8	-6,4	-17,7	-10,2	-23,0	-13,7
Bielsko-Biała	-5,3	-2,8	-8,8	-5,6	-10,7	-8,7
Chojnice	-6,1	-4,2	-8,9	-7,1	-11,6	-11,4
Elbląg	-13,2	-4,9	-15,5	-7,6	-18,7	-10,2
Gdynia-Świbno	-7,0	-4,2	-5,6	-7,8	-6,9	-12,5
Gdynia	-11,6	-6,1	-14,6	-10,8	-15,3	-14,9
Gorzów	-5,8	-3,9	-8,2	-6,8	-9,5	-10,1
Hel	-10,7	-4,7	-12,3	-7,1	-15,7	-10,2
Jelenia Góra	-5,5	-2,2	-8,7	-4,0	-11,5	-6,5
Kalisz	1,9	-4,8	3,8	-7,9	5,4	-10,4
Katowice	-8,7	-2,9	-11,8	-4,9	-13,5	-8,4
Kielce	1,0	-3,9	0,5	-6,2	1,0	-9,4
Kłodzko	-2,3	-3,5	-5,0	-5,2	-8,0	-7,1
Koło	1,1	-5,0	3,1	-8,4	5,2	-14,0
Kołobrzeg	-9,6	-3,2	-12,8	-5,3	-15,2	-8,9
Kornik	-8,2	-3,7	-12,5	-6,0	-15,3	-8,2
Kościerzyna	-3,3	-4,8	-4,6	-7,9	-1,8	-10,3
Koszalin	-6,5	-4,2	-10,2	-7,1	-12,6	-11,4
Kraków	-4,9	-3,1	-3,1	-5,0	-3,5	-7,6
Łeba	-0,8	-5,2	-1,2	-8,9	-3,2	-15,3
Lębork	-1,5	-2,6	-0,6	-4,5	-2,6	-7,3
Legionowo	-16,9	-5,5	-21,3	-8,7	-29,7	-12,2
Legnica	-1,3	-4,2	-0,1	-7,6	2,6	-12,3
Lesko	-0,9	-3,4	-6,3	-6,4	-7,4	-7,7
Łódź	-13,5	-5,5	-19,8	-9,1	-22,9	-12,4
Lublin	0,2	-5,4	0,3	-8,5	-2,0	-12,6
Olsztyn	-5,3	-0,9	-7,5	-1,7	-9,0	-2,4
Opole	-12,6	-5,2	-13,8	-8,5	-14,9	-11,6
Płock	-2,8	-1,9	-3,0	-3,3	-2,5	-4,4
Poznań	-4,7	-6,6	-5,9	-11,3	-7,1	-14,8
Racibórz	-10,3	-4,7	-13,4	-7,3	-19,1	-11,3
Resko	2,0	-2,2	4,7	-3,6	4,0	-6,0
Rozewie	-4,4	-3,0	-6,4	-5,0	-6,1	-9,3
Rzeszów	-8,0	-5,1	-10,1	-7,8	-15,1	-10,3
Sandomierz	-9,2	-5,0	-12,1	-7,8	-16,0	-10,5
Siedlce	-3,9	-4,3	-6,6	-7,4	-11,4	-12,2
Ślubice	-6,9	-5,9	-11,2	-9,8	-16,4	-14,8
Suwałki	-4,4	-3,0	-6,1	-5,2	-7,3	-8,4
Świnoujście	-15,9	-8,8	-22,0	-13,6	-27,2	-18,1
Szczecin	-3,1	-3,5	-5,1	-5,6	-8,6	-9,6
Tarnów	-7,3	-3,6	-10,0	-5,6	-11,3	-10,5
Toruń	-10,1	-1,9	-13,4	-3,6	-15,4	-6,1
Ustka	-13,0	-3,9	-16,3	-6,5	-21,2	-8,7
Warszawa	-7,6	-3,0	-8,8	-5,3	-13,4	-8,4
Wieluń	-11,0	-5,5	-12,4	-9,0	-17,1	-13,6
Włodawa	-2,0	-4,1	-1,9	-6,4	-0,1	-8,9
Wrocław	0,6	-5,9	1,7	-10,1	-1,2	-14,7
Zakopane	-3,5	-3,1	-4,1	-5,6	-3,0	-7,8
Zielona Góra	-4,5	-1,4	-5,2	-3,1	-7,0	-3,0

Długookresowe zmiany częstości występowania odczucia „bardzo zimno” obliczone na podstawie współczynnika trendu liniowego wybranych serii obserwacyjnych oraz serii zrekonstruowanych we wszystkich rozpatrywanych skalach czasowych świadczą o tendencji malejącej występowania tego odczucia. Zmiana średniej częstości występowania odczucia „bardzo zimno” w okresie od listopada do marca w wieloleciu 1951-2008 wynosi według serii rzeczywistych od 1% do 15%, według odpowiadających im serii odtworzonych są one o kilka procent mniejsze (ok. 1% do 9%) (tab. 6). W 6 przypadkach obliczone tendencje nie są zgodne zarówno pod względem kierunku, jak i wielkości zmiany, serie obserwacyjne charakteryzują się tendencją dodatnią. Zimą wszystkie serie obserwacyjne częstości występowania odczucia „bardzo zimno” wykazują spadek o ok. 1% do 22%, a serie zrekonstruowane – o ok. 3% do 14%. W przypadku 6 serii obserwacyjnych zimą stwierdzono tendencję dodatnią. W skali miesiąca zimowego częstość występowania odczucia „bardzo zimno” zmalała o ok. 3% do ponad 14% według serii zrekonstruowanych, a według serii obserwowanych – o 2% do 27%. W 5 przypadkach wykazane zmiany w styczniu według serii obserwowanych i zrekonstruowanych są ze sobą niezgodne. Należy zaznaczyć, że żadna z wykazanych zmian omawianego parametru zarówno według serii rzeczywistych, jak i odtworzonych nie jest istotna statystycznie.

#### 6.2.2. Scenariusz na lata 2011-2030

Według rozpatrywanego modelu ECHAM5 zmiany częstości występowania odczucia „bardzo zimno” według PST w okresie od listopada do marca w latach 2011-2030 w odniesieniu do lat 1971-1990 będą zróżnicowane, na ogół jednak nie przekraczają 1%. Jako najkorzystniejszą zmianę można ocenić spadek tej częstości o ok. 1% prawie w całej Polsce w przypadku scenariusza B1 (rys. 28). W sezonie zimowym (łącznie od grudnia do lutego) przewidywane na podstawie modelu ECHAM5 zmiany częstości występowania odczucia „bardzo zimno” w latach 2011-2030 w odniesieniu do lat 1971-1990 można ocenić jako korzystne, gdyż jest przewidywany spadek tej częstości od 0,3 % do 2,5%. Największy spadek nastąpi we wschodniej części Polski. Odczucie „bardzo zimno” może wystąpić częściej tylko na południu Polski w przypadku scenariusza A1B, jednak najwyżej o 0,4%.

W skali rozpatrywanego miesiąca zimowego (styczeń) zmiany częstości występowania odczucia „bardzo zimno” w latach 2011-2030 w odniesieniu do lat 1971-1990 będą ujemne. Kilkuprocentowa wielkość przewidywanych zmian rośnie z zachodu na wschód. Najkorzystniejsze zmiany są przewidywane w Polsce północno-wschodniej, gdzie w świetle scenariusza B1 odczucie „bardzo zimno” może wystąpić nawet o 9% rzadziej. Stosunkowo nieznaczny wzrost częstości występowania odczucia „bardzo zimno” jest przewidywany jedynie w części Polski południowej i części Pomorza w przypadku scenariusza B1 i A1B.



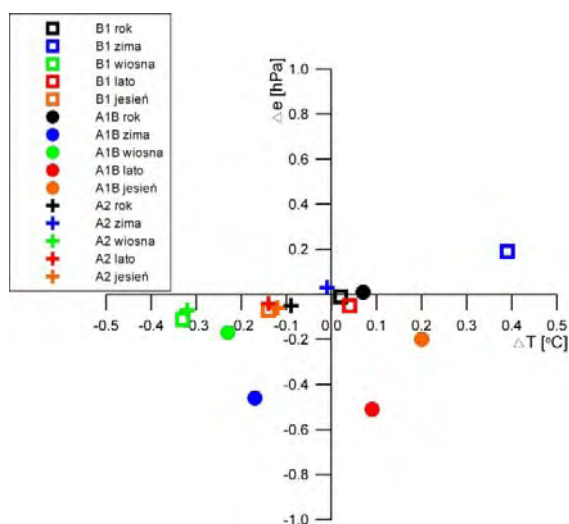
Rys. 28. Anomalie częstości występowania (%) odczucia cieplnego „bardzo zimno” wg PST o godz. 12 UTC w Polsce w latach 2011-2030 w odniesieniu do okresu 1971-1990 wg modelu ECHAM5, scenariuszy emisyjnych B1, A1B, A2

## 7. Porównanie wyników scenariuszy

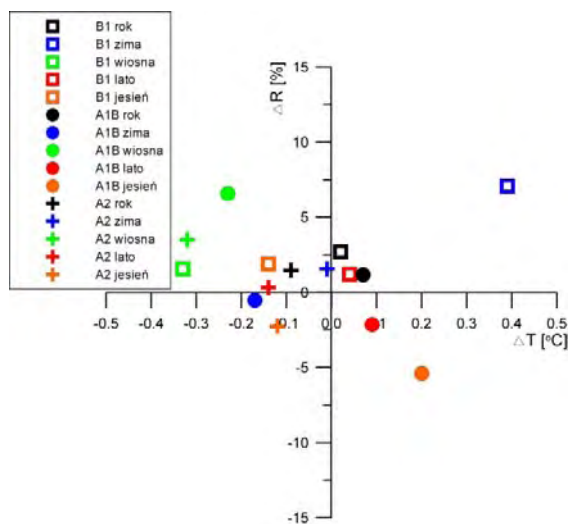
W ramach podsumowania wyników scenariuszy statystycznych analizowanych elementów klimatycznych sprawdzono jak przedstawia się spodziewane współwystępowanie wybranych elementów charakteryzujących warunki klimatyczne w Polsce w skali rozpatrywanego wielolecia 2011-2030. Porównania dokonano dla wartości uśrednionych dla obszaru całego kraju.

Zależności istniejące między zmianami temperatury powietrza i ilością potencjalnej ilości wody w atmosferze [Willett i in. 2010] znajdują swoje odzwierciedlenie zwłaszcza w przypadku tych scenariuszy zmian klimatycznych, które sygnalizują spadek temperatury średniej w skali okresu 2011-2030 (rys. 29). Zmianom tym towarzyszyć będzie mniejsza ilość pary wodnej w powietrzu. Z uwagi jednak na stosunkowo nieznaczne negatywne zmiany temperatury, rzędu 0,1-0,2°C, spadek zawartości ciśnienia pary wodnej nie przekroczy 0,4 hPa. W przypadku silniejszego spadku temperatury, o ok. 0,5°C zimą, wskazywanego przez scenariusz A1B bezwzględna wartość anomalii prężności sięgnie zaledwie 0,2 hPa. Wobec wzrostu

temperatury przewidywanego w przypadku kilku sezonów, zwłaszcza przez scenariusz A1B, należy się spodziewać spadku zawartości pary wodnej (A1B lato i jesień), bądź jej znikomych zmian. Największemu wzrostowi temperatury średniej (B1 zima) towarzyszyć będzie wzrost ciśnienia pary wodnej o 0,2 hPa.



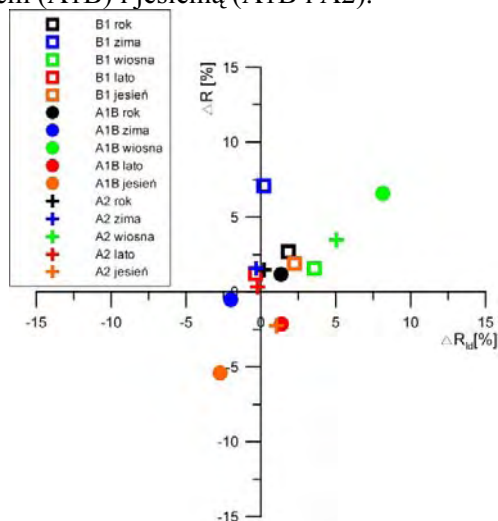
Rys. 29. Porównanie scenariuszy uśrednionych zmian temperatury powietrza  $\Delta T$  (°C) i ciśnienia pary wodnej  $\Delta e$  (hPa) w okresie 2011-2030



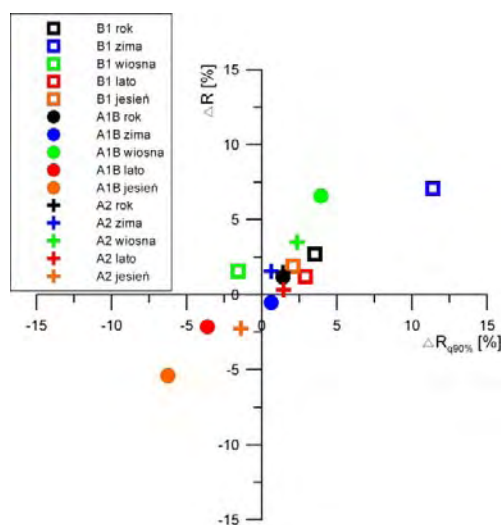
Rys. 30. Porównanie scenariuszy uśrednionych zmian temperatury powietrza  $\Delta T$  (°C) i sum opadów  $\Delta R$  (%) w okresie 2011-2030

Analizując scenariusze zmian sum opadów w okresie 2011-2030 na tle spodziewanych zmian średniej temperatury powietrza w Polsce można zauważyć, iż zmiany obu tych elementów będą stosunkowo niewielkie. Wyniki modelu rocznego pokazują (rys. 30), że niezależnie od kierunku zmian temperatury powietrza, uśrednione dla obszaru Polski sumy opadów bardzo nieznacznie (o 2-3%) wzrosną w stosunku do okresu referencyjnego 1971-1990. Podobna sytuacja występuje w przypadku poszczególnych sezonów. Wiosną dla każdego scenariusza emisyjne-

go wzrost sum opadów będzie stowarzyszony z dość wyraźnym ochłodzeniem. Największy (ponad 5%) wzrost sum opadów jest przewidywany wiosną w przypadku scenariusza A1B (przy jednoczesnym spadku temperatury i prężności pary wodnej) i zimą w przypadku scenariusza B1 (stowarzyszony ze wzrostem temperatury i prężności pary). Nieznaczny ogólny spadek sum opadów może wystąpić latem (A1B) i jesienią (A1B i A2).



Rys. 31. Porównanie scenariuszy uśrednionych zmian liczby dni z opadem  $\Delta R_{id}$  i sum opadów  $\Delta R$  (%) w okresie 2011-2030



Rys. 32. Porównanie rezultatów scenariuszy uśrednionych liczby dni z opadem powyżej kwantyla 90%  $\Delta R_{q90\%}$  i zmian sum opadów  $\Delta R$  (%) w okresie 2011-2030

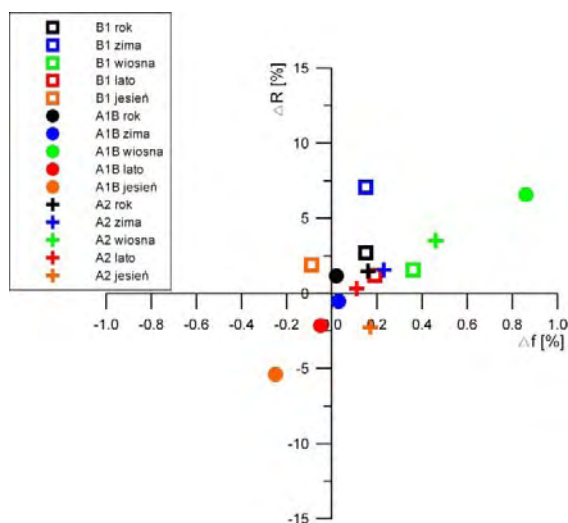
Porównanie uśrednionych wyników dla sum opadów i liczby dni z opadem dla okresu 2011-2030 wskazuje na podobny kierunek i skalę zmian tych elementów (rys. 31). Jest to sytuacja oczywista z fizycznego punktu widzenia, w której wzrost/spadek sum opadów wynika ze wzrostu/spadku liczby dni z opadem. Jedyne scenariusz B1 dla zimy dość wyraźnie odbiega od takiego schematu – w tym przypadku, mimo braku zmian liczby dni z opadem, nastąpi znaczący wzrost sum



opadów w Polsce (o ok. 7%). Większość symulacji przewiduje, iż zmiany obu tych elementów w okresie 2011-2030 będą stosunkowo niewielkie i najprawdopodobniej nie przekroczą 5%.

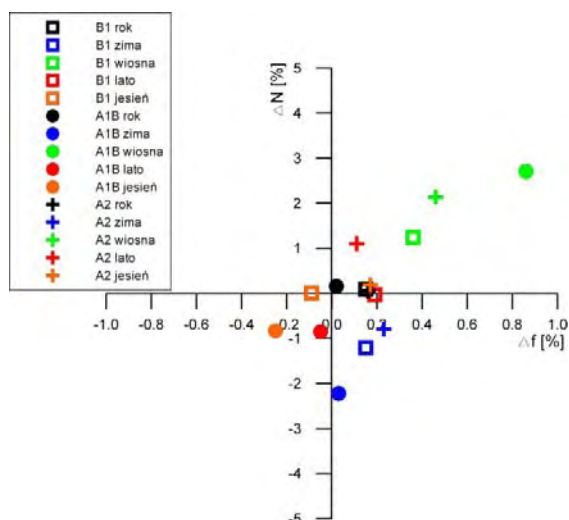
Porównując przewidywane zmiany sum opadów i liczby dni z opadem dobowym powyżej kwantyla 90% można zauważyć wyraźną zależność między znakiem i wartością zmiany obu elementów (rys. 32). Wzrost liczby dni z opadem powyżej kwantyla 90% powoduje wzrost sum opadów, podobny pod względem wartości (w %). W przypadku okresu 2011-2030 opracowane scenariusze w zdecydowanej większości wypadków sugerują zwiększenie się wartości obu analizowanych elementów, największy w przypadku scenariusza A1B wiosną i B1 zimą. Spadków można spodziewać się jedynie latem (A1B) i jesienią (A1B i A2).

Zmiany wysokości sum opadów atmosferycznych są stowarzyszone ze stanem nasycenia powietrza w parę wodną wyrażonym wilgotnością względną (rys. 33). W zdecydowanej większości przypadków wzrostowi wilgotności względnej powietrza towarzyszy wzrost sum opadowych, przy czym w kilku przypadkach nie jest to zależność prostoliniowa. Wobec wzrostu wilgotności o niespełna 0,2% zimą (B1) można spodziewać się znaczącego wzrostu sum opadów o 7%. Z kolei scenariusz A1B dla wiosny przedstawia możliwość wzrostu sum opadów podobnego rzędu, stowarzyszonego ze wzrostem wilgotności o ok. 1%.

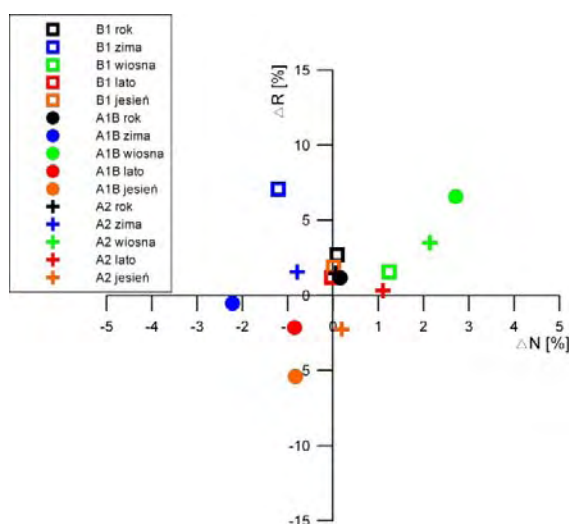


Rys. 33. Porównanie scenariuszy uśrednionych zmian wilgotności względnej powietrza  $\Delta f$  (%) i sum opadów  $\Delta R$  (%) w okresie 2011-2030

Wzrostowi wilgotności względnej powietrza towarzyszy w większości przypadków wzrost stopnia zachmurzenia (rys. 34). Jest to najbardziej wyraźne wiosną w przypadku każdego ze scenariuszy i skutkuje, jak wcześniej wykazano, wzrostem sum opadów atmosferycznych. Zmiany obydwu elementów w skali roku, lata oraz jesieni są stosunkowo niewielkie. Jednak zimą, przy nieznacznym wzroście wilgotności względnej, należy spodziewać się raczej spadku zachmurzenia. W przypadku scenariusza A1B sięgnie on 2%, zmniejszy się jednakże też prężność pary, przy jednoczesnym spadku temperatury.



Rys. 34. Porównanie scenariuszy uśrednionych zmian wilgotności względnej powietrza  $\Delta f$  (%) i zachmurzenia ogólnego  $\Delta N$  (%) w okresie 2011-2030



Rys. 35. Porównanie scenariuszy uśrednionych zmian zachmurzenia ogólnego  $\Delta N$  (%) i sum opadów  $\Delta R$  (%) w okresie 2011-2030

Wyraźny dodatni związek między stopniem zachmurzenia i zmianami sum opadów atmosferycznych występuje – co już sygnalizowano – wiosną (rys. 35). Przy bardziej zachmurzonym niebie wzrośnie liczba dni z opadem i suma opadów, może się to także przełożyć na zwiększenie liczby dni z opadem wydajnym ( $\Delta R_{q90\%}$ ). W skali roku zmiany są wręcz niezauważalne, podobnie jak i jesienią. Latem jedynie w przypadku A1B można oczekiwać zmniejszenia ilości opadów przy spadku stopnia zachmurzenia. Zimą przy spadku rozwoju zachmurzenia przeważa tendencja do wzrostu opadów.

## **Dynamiczne scenariusze zmian klimatu dla Polski na lata 2011-2030**

*Joanna Wibig, Barbara Brzóska, Aleksander Curyło,  
Adam Jaczewski, Krystyna Konca-Kędzierska,  
Małgorzata Liszewska, Krystyna Pianko-Kluczyńska*

Globalne modele klimatu (GCMs) służą do symulacji klimatu w skali całego globu. Dostarczają wartości w regularnej siatce punktów z określonym krokiem czasowym. Liczba punktów w przestrzeni wyznacza również krok czasowy, ponieważ zagęszczanie punktów wymusza zmniejszenie kroku czasowego i wydłuża czas obliczeń. Obecna moc komputerów pozwala na symulacje klimatu z krokiem przestrzennym rzędu 1-2 stopni długości i szerokości geograficznej. To oznacza, że wiele procesów atmosferycznych decydujących o przebiegu pogody odbywa się w skali przestrzennej znacznie mniejszej od odległości między sąsiednimi punktami gridowymi. Zatem nie wszystko daje się symulować za pomocą równań dynamiki i termodynamiki atmosfery. Procesy zachodzące w skali mniejszej od odległości między gridami wymagają innego opisu – parametryzacji, często z wykorzystaniem metod statystycznych. Należą do nich między innymi procesy prowadzące do postawiania chmur i opadów atmosferycznych oraz wymiany radiacyjnej. Niska rozdzielczość przestrzenna powoduje również, że zarówno topografia terenu, jak i własności podłoża – decydujące o tym, co dzieje się w planetarnej warstwie granicznej – są opisywane jedynie z dużym przybliżeniem. Wszystkie te ograniczenia powodują, że każdy model jest tylko uproszczeniem bardziej złożonej rzeczywistości [Déqué 2007] i dlatego niezbędna jest ocena stopnia, w jakim wartości symulowane różnią się od obserwowanych.

Regionalne modele klimatu (RCMs) działają w większej rozdzielczości, zwykle jest to 10-50 km. W tym opracowaniu wykorzystano symulacje modeli regionalnych o kroku przestrzennym ok. 25 km. To pozwala na znacznie lepszy opis topografii i cech podłoża, jednak nadal daleki od doskonałości. Nawet na obszarach nizinnych w kwadratach  $25 \times 25 \text{ km}^2$  lokalne różnice wysokości mogą dochodzić do kilkudziesięciu metrów, a przypisanie całemu kwadratowi jednego typu podłoża jest już ogromnym uproszczeniem. Nadal wiele procesów determinujących przebieg pogody ma skalę przestrzenną znacznie mniejszą niż odległości między

punktami gridowymi, dlatego konieczna jest ich parametryzacja. Dodatkowo RCM pobiera warunki początkowe i brzegowe z modelu globalnego, a błąd modelu globalnego nie zawsze daje się zniwelować w regionalnym.

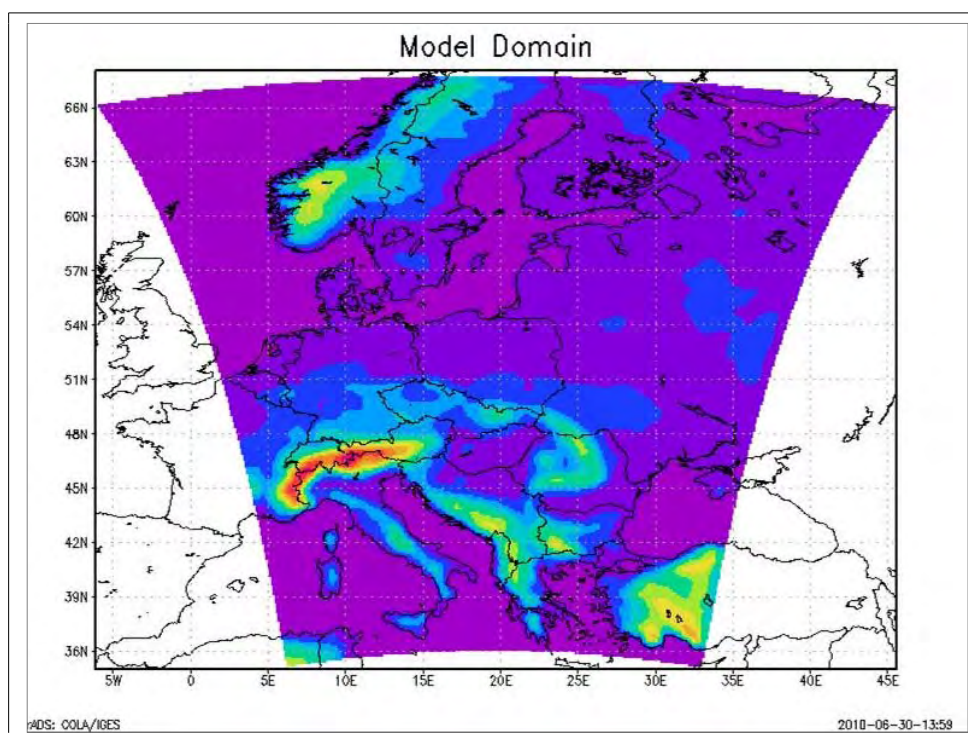
## 1. Metodyka

Symulacje klimatyczne dla Polski przeprowadzono za pomocą modelu RegCM 3.1 z warunkami brzegowymi i początkowymi z eksperymentu EH5-T63L31\_OM-GR1.5L40 [Roeckner i in. 2006] wykonanego w ramach obliczeń dla potrzeb czwartego raportu IPCC AR4 w Instytucie Maxa Plancka w Hamburgu. Symulacją referencyjną (REF) dla okresu 1971-1990 jest eksperyment 20C3M, natomiast projekcje dla okresów 2011-2030 wykonano dla scenariuszy SRES A2, A1B i B1.

Pierwsza wersja RegCM powstała w latach 1989-1990 w NCAR (National Center for Atmospheric Research) jako adaptacja modelu NCAR-Pennsylvania State University (PSU) Mesoscale Model version 4 (MM4) do badań klimatu [Dickinson i in. 1986, Giorgi i Bates 1989, Giorgi 1990]. RegCM w wersji 3.1 jest modelem hydrostatycznym, ściśliwym, ze współrzędną pionową sigma. W modelu są symulowane: transfer promieniowania przez atmosferę, opad w dużej skali i opad konwekcyjny, planetarna warstwa graniczna, biosfera, zbiorniki wodne, aerozole i chemia atmosfery. Schemat radiacyjny pochodzi z modelu NCAR CCM3 [Kiehl i in. 1987]. Uwzględnia efekty radiacyjne O<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> i O<sub>2</sub> liczone w 18 kanałach spektralnych od 200 nm do 5 μm. Zawiera parametryzację rozpraszania i absorpcji chmurowej. Własności optyczne kropeł chmurowych są wyrażone przez zawartość wody ciekłej i efektywny promień kropeł. Model powierzchni łądu korzysta ze schematu BATS1e [Dickinson i in. 1993]. Zawiera opis roli roślinności i wilgoci zawartej w glebie w wymianie pędu, energii i pary wodnej między atmosferą a powierzchnią Ziemi. Model uwzględnia warstwę roślinną, warstwę śniegu, gleby (10 cm), korzeni (1-2 m) oraz warstwę głębszą gleby (3 m). BATS uwzględnia także 20 typów pokrycia powierzchni Ziemi różniących się roślinnością i typem gleby. Schemat planetarnej warstwy granicznej opiera się na pojęciu nielokalnej dyfuzji biorąc pod uwagę zmiany strumieni przeciwnych do gradientu powstających z wielkoskalowych wirów w niestabilnej, dobrze wymieszanej atmosferze. Schemat wielkoskalowego opadu (SUBEX) [Pal i in. 2000] opisuje chmury i opad niekonwekcyjny. Wiąże wilgotność względną z pokryciem chmurami i wodą chmurową. Opad powstaje, gdy zawartość wody w chmurze osiąga pewną progową wartość.

Weryfikację wyników modelu RegCM rozpoczęto od przeprowadzenia symulacji dla wybranych lat cechujących się ekstremalnymi warunkami pogodowymi na obszarze Polski [Lorenc 2005]: 1974 (bardzo wilgotny), 1976 (skrajnie suchy), 1987 (bardzo chłodny), 1989 (bardzo ciepły). W kolejnym kroku wykonano 11 symulacji testowych dla całego okresu referencyjnego powiększonego o rok 1970 – okres niezbędny do rozruchu modelu. Symulacje przeprowadzono z różnymi rozdzielczościami przestrzennymi, domenami i dla 2 parametryzacji konwekcji (sche-

maty Anthes-Kuo i Grella z domknięciem Arakawy-Schuberta [Anthes 1977, Grell 1993, Arakawa i Schubert 1974]. Następnie przeprowadzono postprocessing wyników symulacji i weryfikację wyników symulacji modelem RegCM dla temperatury powietrza, temperatury maksymalnej i minimalnej na 2 m oraz opadu przez porównanie z danymi ze stacji synoptycznych Polski, reanalizami ERA40 [Uppala i in. 2005] i NCEP [Kalnay i in. 1996] oraz danymi gridowymi z bazy ECAD (E-OBS) [Haylock i in. 2008] w celu wyboru konfiguracji symulacji najbliższej danym rzeczywistym. W kolejnym etapie wykonano symulacje dla okresu 2010-2030 dla trzech scenariuszy emisyjnych: A2, A1B i B1. Domenę symulacji przedstawiono na rys. 1.



Rys. 1. Domena symulacji

Ewaluacji poddano średnią, minimalną i maksymalną temperaturę dobową oraz dobową sumę opadu atmosferycznego. W tym celu wykorzystano dobowe wartości średniej, minimalnej i maksymalnej temperatury ze 108 stacji oraz dobowe sumy opadu z 400 punktów z lat 1971-1990. Bezpośrednie porównanie wartości obserwowanych z symulacjami w najbliższym punkcie gridowym nie jest polecane. Dane są obserwowane wielkościami mierzonymi w punkcie, dane symulowane w gridach są średnimi obszarowymi. Z tego powodu rozkłady wartości gridowych różnią się od rozkładów wartości obserwowanych. Uśrednianie obszarowe powoduje zmniejszenie wartości maksymalnych, podwyższenie minimalnych – ogólnie wygładzenie rozkładu. Jednocześnie korelacja w przestrzeni przebiegu

poszczególnych elementów meteorologicznych jest większa dla wartości symulowanych, ponieważ z algorytmów obliczeń wynika istnienie między nimi związków funkcyjnych. Stosowane są dwie metody porównywania danych symulowanych z obserwacjami: albo wartości gridowe tak się transformuje, by odpowiadały wartościom punktowym, albo wartości punktowe uśrednia się by przedstawiały średnie obszarowe. Tu zastosowano metodę zaproponowaną przez Déqué [2007] polegającą na uśrednianiu zarówno danych gridowych, jak i stacyjnych. Ustalono nową siatkę punktów gridowych w obszarze 13°E-25°E i 48°N-55°N z krokiem 0,25° zarówno wzdłuż równoleżnika, jak i południka. Dla każdego z nowych punktów gridowych policzono średnie minimalne, maksymalne i średnie dobowe temperatury ze wszystkich stacji położonych w kole o promieniu 75 km wokół gridu dla wszystkich dni z okresu referencyjnego (1971-1990). Promień wybrano doświadczalnie, tak aby w każdym z kół leżących na obszarze Polski znajdowały się stacje z danymi termicznymi. Obliczone w ten sposób średnie w punktach gridowych stanowiły tło klimatyczne do oceny zgodności modelu z obserwacjami. W dalszych rozważaniach zbiór ten oznaczany jest jako KLI (klimat).

W podobny sposób, dla każdego z nowych punktów gridowych policzono, średnie minimalne, maksymalne i średnie dobowe temperatury ze wszystkich punktów gridowych modelu położonych w kole o promieniu 75 km wokół gridu dla wszystkich dni z okresu referencyjnego (1971-1990). Obliczone w ten sposób średnie w punktach gridowych stanowiły dane referencyjne do oceny zgodności modelu z obserwacjami. W dalszych rozważaniach zbiór ten jest oznaczany jako REF (symulacja w okresie referencyjnym). W podobny sposób policzono średnie minimalne, maksymalne i średnie dobowe temperatury ze wszystkich punktów gridowych modelu położonych w tych samych kołach dla wszystkich dni z okresu scenariuszowego (2011-2030). Zbiór ten oznaczono jako SCEN. W analogiczny sposób potraktowano opady atmosferyczne, zmniejszając jedynie promień kół do 50 km ze względu na znacznie większą liczbę wykorzystanych stacji meteorologicznych z danymi o opadzie.

Do prognozy średniej dobowej temperatury oraz temperatury minimalnej i maksymalnej zastosowano metodę zwaną *delta change* [Hay i in. 2000, Lenderink i in. 2007, Roosmalen i in. 2011]. W tym celu w każdym punkcie gridowym analizowanego obszaru policzono 20-letnie średnie miesięczne wartości dla okresu referencyjnego i scenariuszowego oraz ich różnice (SCEN-REF), uzyskując w ten sposób informację, jak zmieni się temperatura w poszczególnych miesiącach kalendarzowych. Następnie do wartości obserwowanych w latach 1971-1990 dodano odpowiednie różnice, otrzymując w ten sposób projekcję temperatury w przyszłości. Ta metoda skutecznie przewiduje wartości przeciętne średniej, minimalnej i maksymalnej temperatury, natomiast nie jest w stanie dobrze opisać zmiany ekstremów klimatycznych, ponieważ zakłada, że w każdym miesiącu cały rozkład wartości analizowanego elementu przesuwają się o tę samą wartość. W przypadku opadów atmosferycznych policzono 20-letnie średnie miesięczne sumy opadu w okresie referencyjnym i scenariuszowym oraz ich ilorazy (SCEN/REF). Następnie wartości

obserwowane w latach 1971-1990 pomnożono przez odpowiednie ilorazy, otrzymując w ten sposób projekcję opadu w przeszłości.

Opisaną wyżej metodę zastosowano do projekcji klimatu z wykorzystaniem wykonanych w IMGW-PIB i regionalnego modelu RegCM trzech symulacji dla trzech scenariuszy emisji: A2, A1B i B1 oraz jedenastu innych symulacji z wykorzystaniem różnych symulacji klimatu wykonanych w ramach projektu ENSEMBLE [Kjellström i in. 2005, Haugen i Haakenstad 2006, Meijgaard 2008]. Szczegółową informację o poszczególnych symulacjach zebrano w tabeli 1. Uzyskano w ten sposób wiązkę 14 symulacji, które uśredniono, uzyskując scenariusz wiązkowy. Odchylenie standardowe z tych 14 projekcji pozwala na ocenę istotności przewidywanych zmian. Jeśli wartość bezwzględna średniej zmiany jest większa od odchylenia standardowego, to oznacza, że jej prawdopodobieństwo jest większe od 67% i zgodnie z zasadą przyjętą w 4. Raporcie IPCC (2007), można powiedzieć, że jest prawdopodobna. Jeżeli natomiast wartość bezwzględna średniej zmiany jest większa od 1,67 (1,96) odchylenia standardowego, oznacza to, że jej prawdopodobieństwo jest większe od 90% (95%) i zgodnie z tą samą zasadą można powiedzieć, że jest bardzo (ogromnie) prawdopodobna.

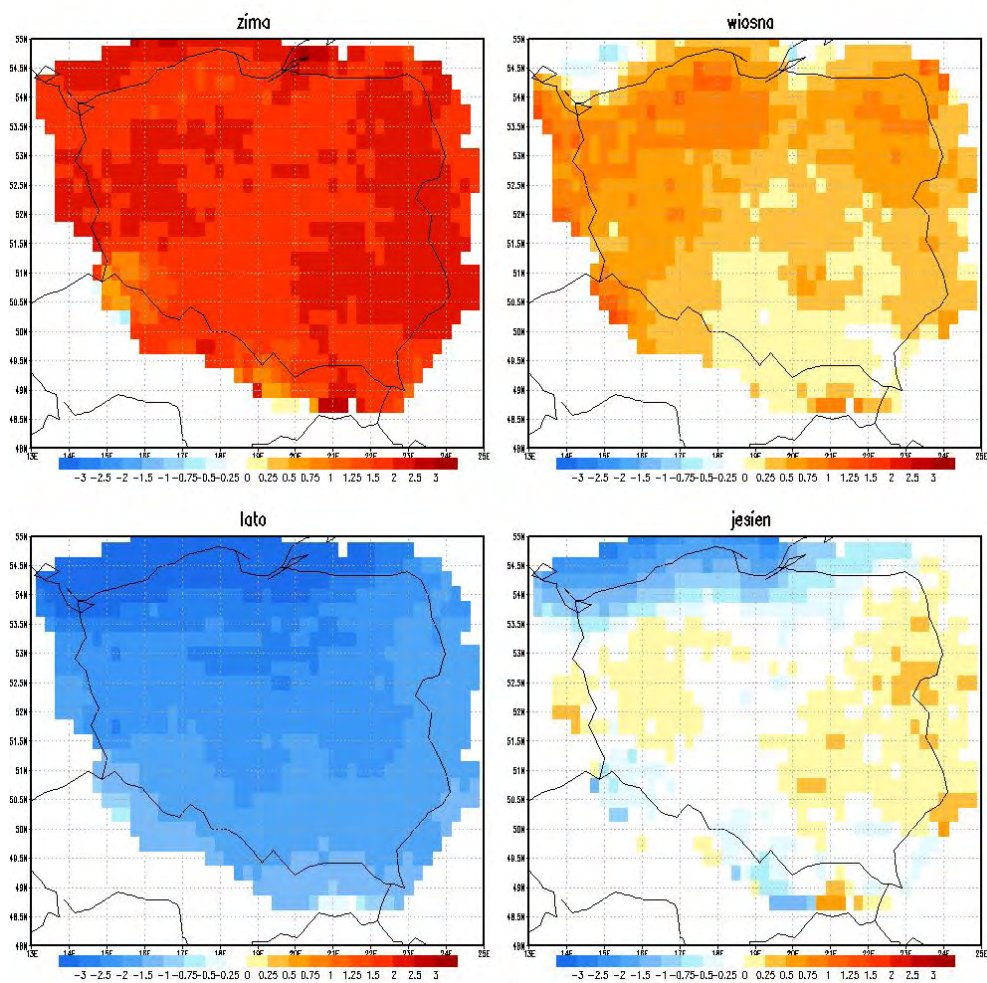
Tab. 1. Symulacje wykorzystane podczas opracowania scenariuszy wiązkowych temperatury i opadów

Instytucja	Scenariusz emisji	GCM	RCM	Rozdzielczość	Akronim
C4I	A2	ECHAM5	RCA3	25 km	C4IRCA3
KNMI	A1B	ECHAM5-r3	RACMO	25 km	KNMI-RACMO2
SMHI	A1B	ECHAM5-r3	RCA	25 km	SMHIRCA
SMHI	A1B	BCM	RCA	25 km	SMHIRCA
SMHI	A1B	HadCM3Q3	RCA	25 km	SMHIRCA
METNO	A1B	BCM	HIRHAM	25 km	METNOHIRHAM
METNO	A1B	HadCM3Q0	HIRHAM	25 km	METNOHIRHAM
DMI	A1B	ARPEGE	HIRHAM	25 km	DMI-HIRHAM5
DMI	A1B	ECHAM5-r3	DMI-HIRHAM5	25 km	DMI-HIRHAM5
DMI	A1B	BCM	DMI-HIRHAM5	25 km	DMI-HIRHAM5
ICTP	A1B	ECHAM5-r3	RegCM	25 km	ICTP-REGCM3
IMGW	A1B	ECHAM5-r1	RegCM	25 km	IMGW-A1B
IMGW	A2	ECHAM5-r1	RegCM	25 km	IMGW-A2
IMGW	B1	ECHAM5-r1	RegCM	25 km	IMGW-B1

## 2. Walidacja modelu

Różnice średnich sezonowych wartości temperatury między danymi symulowanymi a obserwowanymi w okresie referencyjnym przedstawiono na rys. 2. Zimą i wiosną model zdecydowanie przeszacowuje wartości temperatury. Wartości symulowane zimą są od 1,25°C do 2,5°C większe od obserwowanych. Największe różnice występują we wschodniej części kraju i w Wielkopolsce. Wiosną temperatury symulowane są bliższe obserwowanym, różnice nie przekraczają 1,5°C i największe są w północnej Polsce. Jesienią w północnej Polsce temperatury symulowane są niższe, a w środkowej i południowej części kraju wyższe od symulowa-

nych. Bezwzględne różnice nie przekraczają 1°C. Latem temperatury modelowane są o 1-2,5°C niższe od obserwowanych. Największe różnice występują na północy, najmniejsze na południu Polski. Zatem klimat symulowany przez model jest znacznie bardziej oceaniczny od rzeczywistego – temperatury w lecie są niższe od obserwowanych, a zimą wyższe.



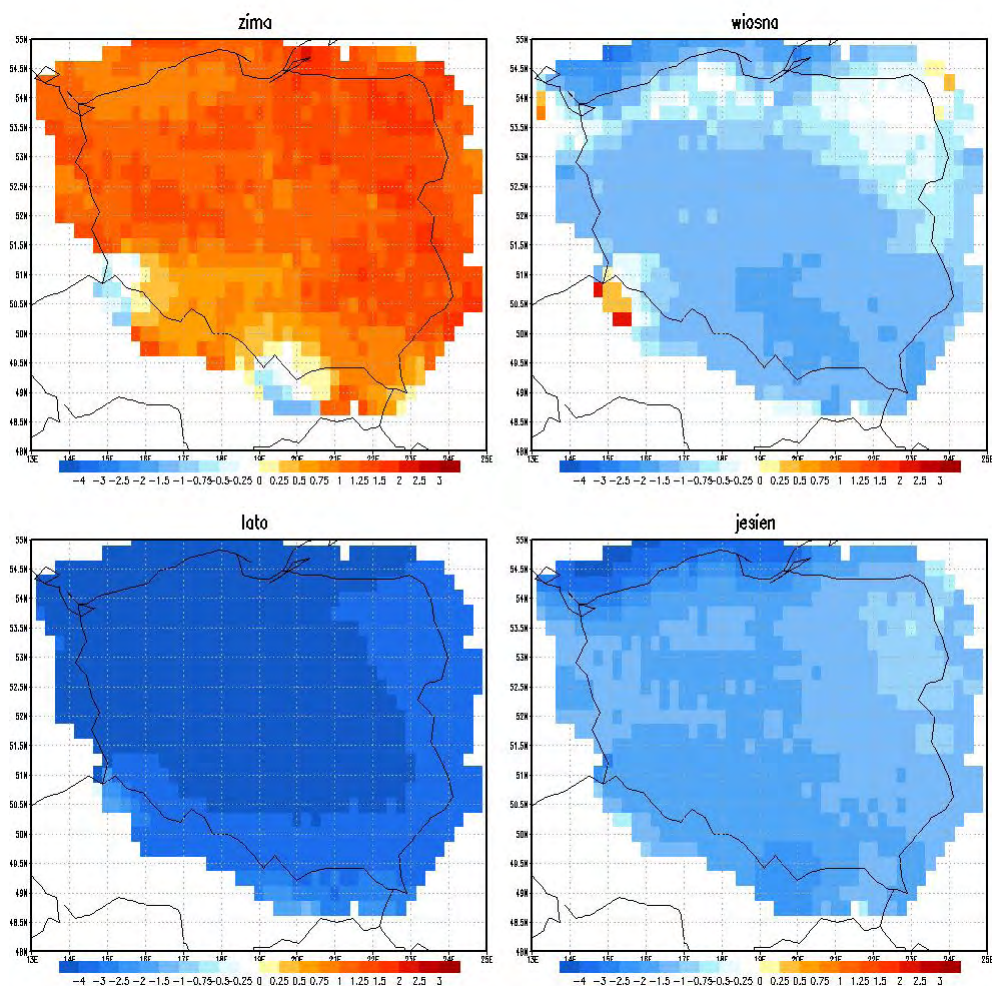
Rys. 2. Różnica średniej sezonowej temperatury powietrza między symulacjami a obserwacjami w okresie referencyjnym (REF-KLI)

Wniosek o tym, że klimat symulowany jest bardziej oceaniczny od rzeczywistego potwierdza również analiza różnic maksymalnej dobowej temperatury powietrza między symulacjami a obserwacjami w okresie referencyjnym. Od wiosny do jesieni model zaniża wartości temperatury. Największe różnice występują latem, gdy na znacznym obszarze Polski przekraczają 3°C (rys. 3), a jedynie na południu i wschodzie są niższe. Jesienią nadwyżka obserwacji nad symulacjami waha się od 0,25°C na północnym wschodzie do ok. 1,5°C na zachodzie. Wiosną różnice są

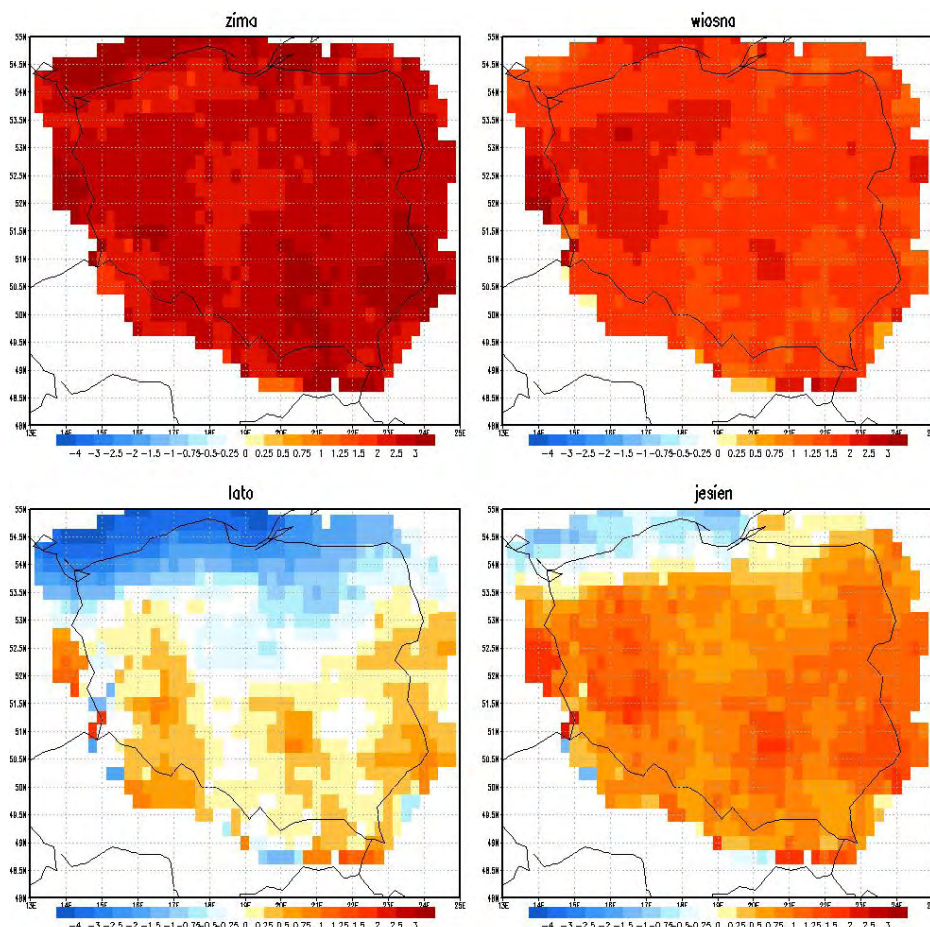


zdecydowanie mniejsze. Od zera na północnym wschodzie i północy Polski do ok. 1,5°C w Małopolsce. Tylko zimą model przewiduje wyższe od obserwowanych temperatury maksymalne. Różnice wahają się od zera w obszarach Sudetów i Karpat do 1,5°C w Polsce północno-wschodniej.

Też o bardziej oceanicznym klimacie w modelu potwierdzają również różnice minimalnej dobowej temperatury powietrza między symulacjami a obserwacjami w okresie referencyjnym. Tym razem model przewiduje we wszystkich sezonach wyższe temperatury od obserwowanych (rys. 4). Największe różnice występują zimą i przekraczają 3°C. Wiosną wahają się od 1,5°C do 3°C w Wielkopolsce. Jesienią na wybrzeżu są bliskie zera lub nawet nieznacznie ujemne, a w pozostałej części kraju wahają się od 0,25°C do 1,5°C. Latem są ujemne w Polsce północnej i dodatnie w południowej, a bezwzględne wartości różnic rzadko przekraczają 1°C.



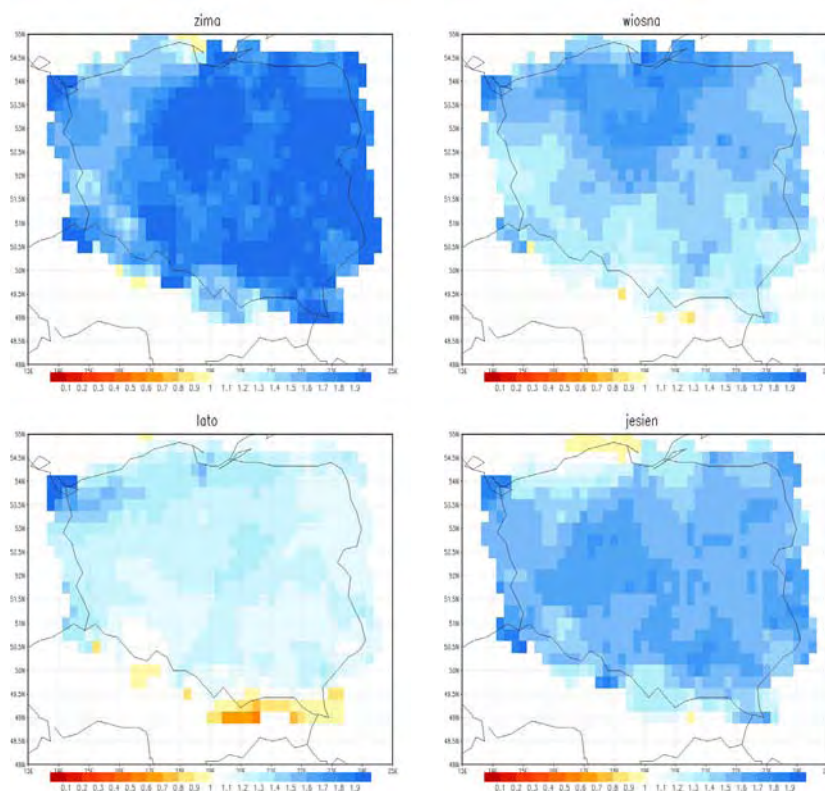
Rys. 3. Różnica średniej sezonowej maksymalnej dobowej temperatury powietrza między symulacjami a obserwacjami w okresie referencyjnym (REF-KLI)



Rys. 4. Różnica średniej sezonowej minimalnej dobowej temperatury powietrza między symulacjami a obserwacjami w okresie referencyjnym (REF-KLI)

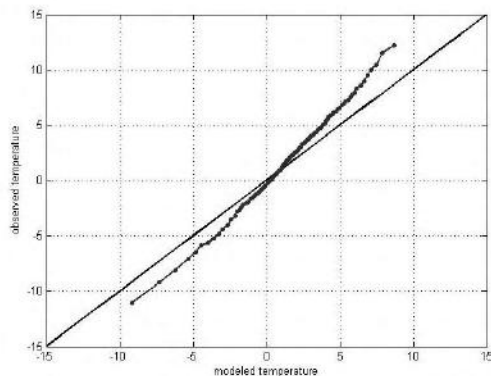
Gdyby model przewidywał dokładnie tyle opadu, ile powstaje w rzeczywistości, to sumy opadu w modelu powinny być większe od obserwowanych. Model oblicza ile opadu wypada z chmury i jaka jego część wyparowuje między chmurą a powierzchnią Ziemi. Różnica tych dwóch wielkości, to opad docierający do powierzchni Ziemi. Wielkość ta jest jednak większa od opadu zmierzonego za pomocą deszczomierza. Z powodu wiatru, turbulencji powietrza, wyparowywania lub wywiewania opadu z deszczomierza zmierzona wartość jest mniejsza od rzeczywistej. Dodatkowo woda zwilża deszczomierz i niewielka jej ilość pozostaje nim, gdy obserwator przelewa ją do menzurki by zmierzyć wysokość. Opad niższy niż 0,1 mm na dobę w ogóle nie jest uwzględniany. Ocenia się, że opad rzeczywisty jest od 20% do 40% większy od zmierzonego. Największe różnice występują zimą, podczas opadów śniegu. Straty mogą sięgać nawet 60%. Z tego względu, jeśli stosunek sumy opadu w modelu do zmierzonej mieści się w granicach 1,2-1,4, uważa się, że model dobrze opisuje przebieg opadu. Na rys. 5 pokazano stosunek opadów

w modelu do obserwowanych w okresie referencyjnym. W zimie w zachodniej części kraju wynosi on ok. 1,4-1,6, czyli sumy opadu są nieznacznie zawyżone. W środkowej i wschodniej Polsce opady są wyraźnie zawyżone, ponieważ w modelu są 1,8 razy większe od obserwowanych. Wiosną opady w modelu są zdecydowanie wyższe od obserwowanych w północnej części kraju. Na południu stosunek opadów symulowanych do rzeczywistych mieści się w granicach 1,1-1,4, czyli są opisywane poprawnie lub nieznacznie zawyżone. Najlepsza sytuacja panuje latem. Iloraz opadów w modelu do obserwowanych jest zbliżony do 1,2-1,3 i ten nadmiar może wyłącznie wynikać z efektywności pomiaru. Jesienią opady w modelu znów są nieco większe od rzeczywistych i tylko na Wybrzeżu i obszarach podgórskich i górskich ilorazy opadów mniejsze od 1,3.



Rys. 5. Stosunek średniej sezonowej sumy opadów atmosferycznych z modelu do obserwacji w okresie referencyjnym (REF/KLI)

Kolejnym etapem ewaluacji jest ocena jak dobrze model opisuje wartości ekstremalne charakterystyk termicznych. W tym celu porównano rozkłady dobowych charakterystyk temperatury i dobowych sum opadu w każdym z punktów gridowych osobno. Ze względu na silny cykl roczny wszystkich wielkości analizę wykonano oddzielnie dla każdej z klimatycznych pór roku. W tym celu w otoczeniu każdego punktu gridowego wartości dobowe temperatury ze wszystkich punktów obserwacyjnych umieszczono w jednym zbiorze, uporządkowano go w kolejności



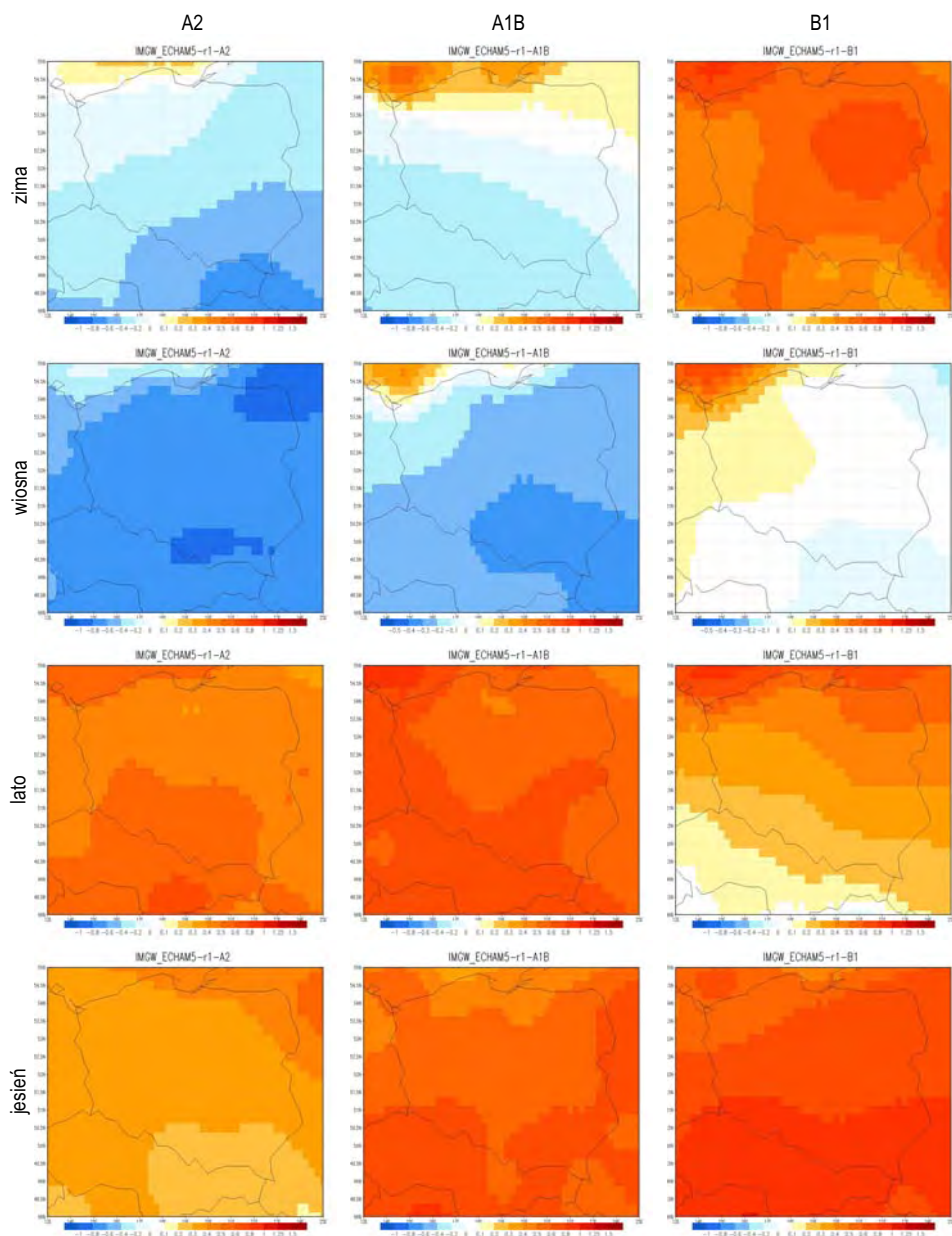
Rys. 6. Przykładowe porównanie percentyli temperatury średniej danych modelowych i obserwacyjnych w okresie referencyjnym 1971-1990

niemalającej i policzono wartości kwantyli od 1 do 99. Podobną operację wykonano dla wszystkich punktów gridowych modelu znajdujących się w tym samym otoczeniu. Rysunek 6 przedstawia porównanie kwantyli danych obserwowanych (oś y) i danych symulowanych w okresie referencyjnym (oś x). W przypadku idealnej zgodności modelu z obserwacjami otrzymalibyśmy linię pokrywającą się z przekątną osi. Jeśli różnica model–obserwacje byłaby stała w całym zakresie temperatury, otrzymana linia powinna być równoległa do przekątnej. Dla większości punktów kwantyle danych z modelu są większe od tych z obserwacji w dolnej części rozkładu, a mniejsze w górnej części rozkładu, ponieważ – jak wcześniej wspomniano – model niedoszacowuje wartości maksymalnych, a przeszacowuje minimalne.

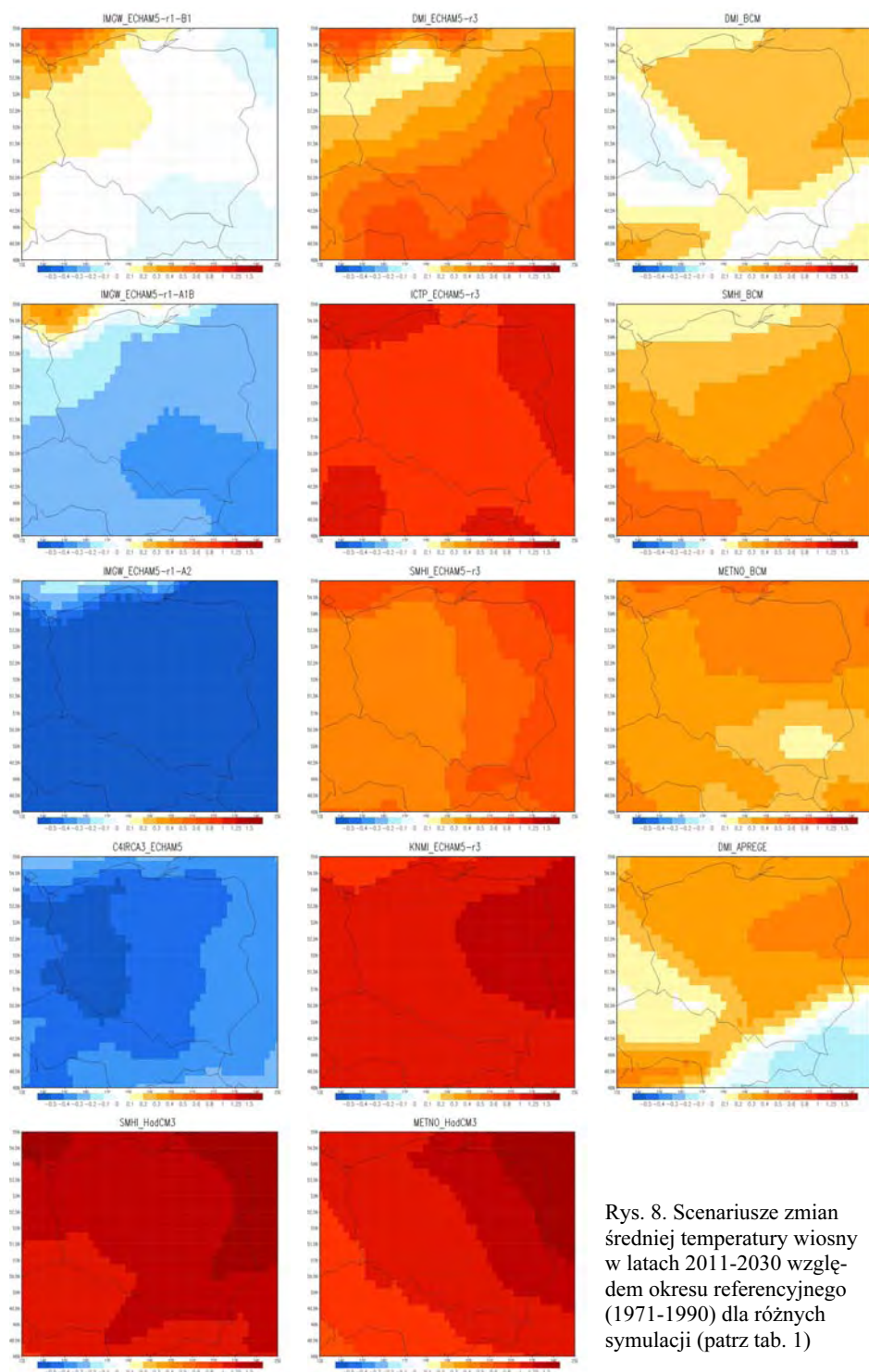
### 3. Scenariusze temperatury na lata 2011-2030 według modelu RegCM

Projekcje zmian temperatury otrzymane z dynamicznego downscalingu dla trzech scenariuszy emisji: A2, A1B i B1 przedstawiono na rys. 7. Są one zbieżne z otrzymanymi metodami statystycznymi i przedstawionymi w rozdz. 2.3 pracy „Statystyczno-empiryczne projekcje wybranych elementów klimatu Polski na lata 2011-2030”. Jednakże ich jakość budzi wątpliwości, gdy porównamy je z obecnymi trendami temperatury. Przedstawione projekcje dotyczą różnic między okresem scenariuszowym 2011-2030 a referencyjnym 1971-1990. W przypadku niektórych sezonów, szczególnie wiosny i zimy, obserwowany w okresie 1971-2010 kierunek zmian temperatury jest przeciwny do tego, na jaki wskazują projekcje. Ta sytuacja spowodowała, że postanowiono opracować projekcje na podstawie dużej liczby dostępnych symulacji z wykorzystaniem różnych regionalnych modeli klimatu. Skonstruowano wiązkę z 14 symulacji: trzech wykonanych w IMGW-PIB z wykorzystaniem modelu RegCM oraz jedenastu wykonanych w ramach projektu ENSEMBLE [Kjellström i in. 2005, Haugen i Haakenstad 2006, Meijgaard i in. 2008]. Wykaz wszystkich wykorzystanych symulacji przedstawiono w tab. 1. Większość z nich wykorzystuje scenariusz emisji A1B. Ponieważ do 2030 r. wymuszenia związane z antropogenicznymi emisjami węgla do atmosfery w scenariuszach A2,

A1B i B1 różnią się minimalnie i wpływ tych różnic na symulowany klimat jest znacznie mniejszy od różnic związanych z wyborem modelu globalnego, regionalnego czy warunków początkowych, skonstruowano jedną projekcję klimatu. Różnice między modelami pozwoliły na ocenę zakresu przewidywanych zmian i ich statystycznej istotności.



Rys. 7. Różnica średniej sezonowej temperatury powietrza między okresem scenariuszowym i referencyjnym (SCEN-REF) dla symulacji IMGW-PIB



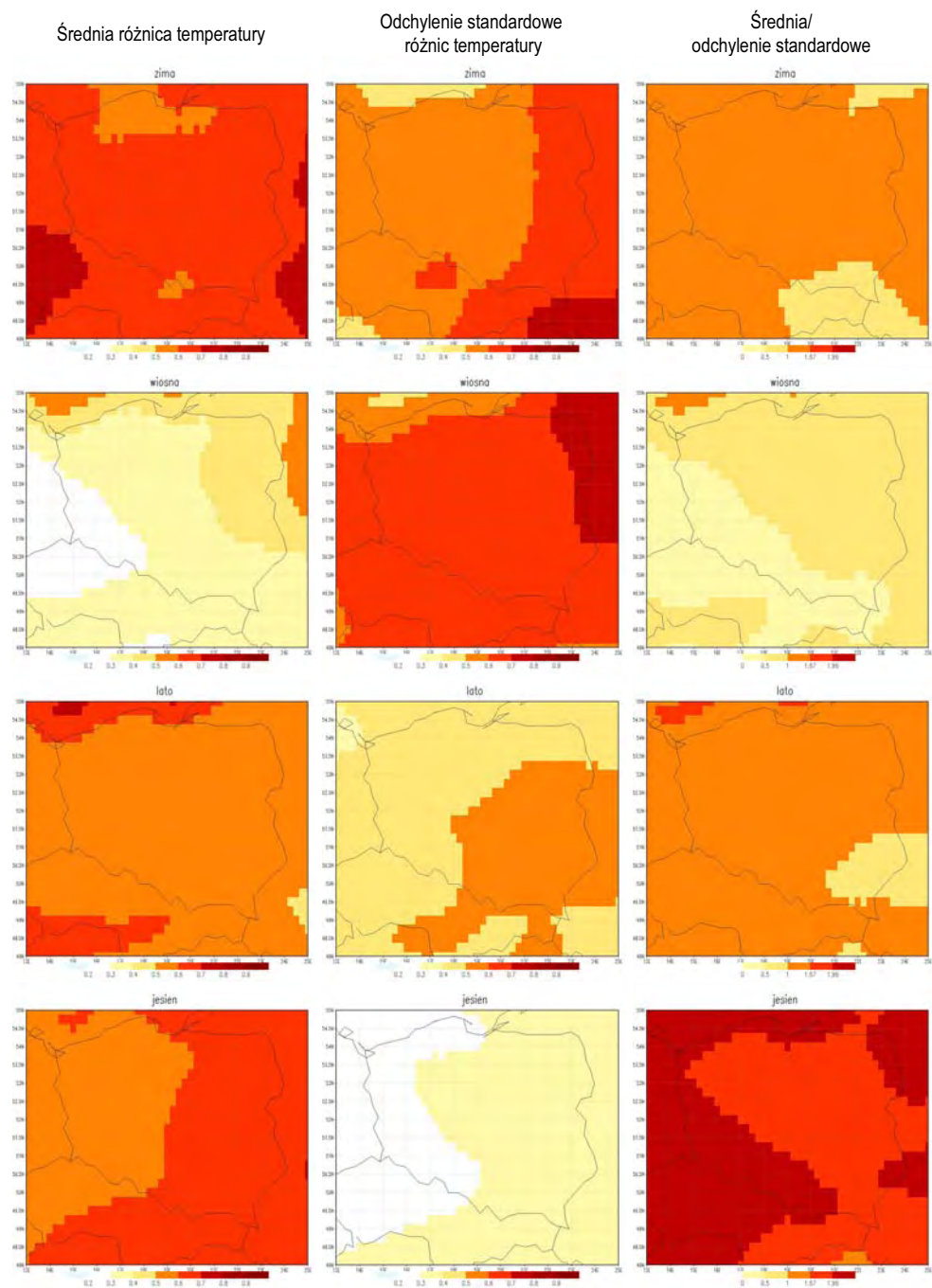
Rys. 8. Scenariusze zmian średniej temperatury wiosny w latach 2011-2030 względem okresu referencyjnego (1971-1990) dla różnych symulacji (patrz tab. 1)

Największa rozpiętość projekcji otrzymano w przypadku wiosny. Na rys. 8 przedstawiono projekcje zmian temperatury wiosny według 14 analizowanych modeli. Wyraźnie jest widoczny decydujący wpływ modelu globalnego, a nawet konkretnej symulacji. Cztery symulacje RCM z warunkami początkowymi i brzegowymi pobranymi z symulacji ECHAM5 run 1 przewidują spadek temperatury między okresem referencyjnym a scenariuszowym. Według pozostałych dziesięciu modeli temperatura tego sezonu powinna wzrosnąć. Najsilniejsze ocieplenie, rosnące od południowego zachodu ku północnemu wschodowi, prognozują symulacje wykonane na podstawie modelu HadCM3, natomiast nieco tylko mniejsze i stosunkowo równomierne na obszarze kraju przewidują modele zbudowane na podstawie modelu ECHAM5 run 3. Symulacje otrzymane z modeli globalnych ARPEGE i BCM prognozują tylko nieznaczne ocieplenie.

#### **4. Wiązkowy scenariusz temperatury na lata 2011-2030**

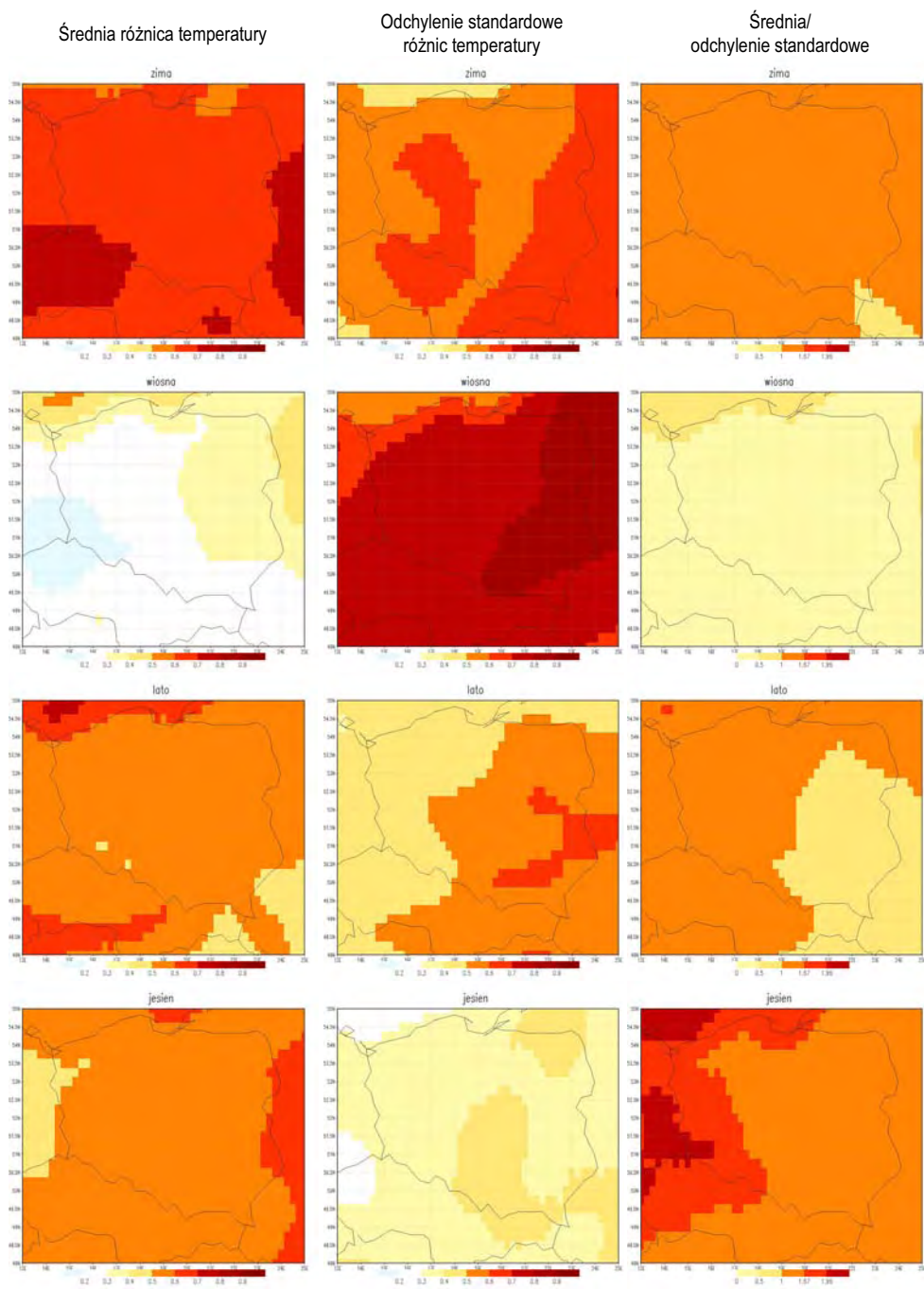
Scenariusz wiązkowy przewiduje wzrost średniej sezonowej temperatury w całej Polsce we wszystkich porach roku (rys. 9). Największe ocieplenie wystąpi zimą i przekroczy  $0,6^{\circ}\text{C}$  na obszarze prawie całego kraju. Odchylenie standardowe zmiany temperatury we wszystkich 14 analizowanych modelach jest nieco mniejsze i waha się od  $0,5-0,6^{\circ}\text{C}$  w zachodniej i środkowej Polsce do  $0,6-0,7^{\circ}\text{C}$  na wschodzie. Iloraz średniej przewidywanej zmiany temperatury do odchylenia standardowego przekracza 1 w całej Polsce, oprócz południowo-wschodnich krańców, dlatego można stwierdzić, że zimowe ocieplenie jest prawdopodobne (prawdopodobieństwo  $> 66\%$ ). Wiosną średni wzrost temperatury przewidywany przez 14 analizowanych symulacji waha się od  $0,2-0,3^{\circ}\text{C}$  na zachodzie do  $0,4-0,5^{\circ}\text{C}$  na wschodzie, jednak ze względu na znaczne różnice między symulacjami prawdopodobieństwo wzrostu jest mniejsze i nie przekracza  $66\%$ . Latem jest przewidywany wzrost temperatury o  $0,5-0,6^{\circ}\text{C}$  w całej Polsce, odchylenie standardowe zmian wskazanych przez różne modele jest nieco mniejsze, dlatego prawdopodobieństwo letniego ocieplenia również przekracza  $66\%$  wszędzie, oprócz południowo-wschodniej Polski, gdzie jest nieco mniejsze. Najsilniejsze ocieplenie – od  $0,5-0,6^{\circ}\text{C}$  w zachodniej części kraju do  $0,6-0,7^{\circ}\text{C}$  we wschodniej – jest przewidywane jesienią. Ze względu na dużą zgodność przewidywań analizowanych modeli ocieplenie jesienne jest bardzo prawdopodobne (powyżej  $95\%$ , a nawet  $99\%$  na zachodzie).

Scenariusz wiązkowy przewiduje również wzrost średniej sezonowej temperatury maksymalnej (rys. 10). Zimą temperatura maksymalna wzrośnie z prawdopodobieństwem przekraczającym  $66\%$  średnio o  $0,7-0,8^{\circ}\text{C}$ . Wiosną przewidywany jest tylko nieznaczny wzrost temperatury maksymalnej od poniżej  $0,2^{\circ}\text{C}$  na zachodzie do  $0,3-0,4^{\circ}\text{C}$  we wschodniej części kraju. Wzrost ten jest jednak statystycznie nieistotny, różnice przewidywań różnych modeli są w tej porze roku największe. Latem i jesienią temperatura maksymalna wzrośnie o  $0,5-0,6^{\circ}\text{C}$  z prawdopodobieństwem wahającym się jesienią od ponad  $95\%$  na zachodzie do ponad  $66\%$  w pozostałej części Polski, a latem wynoszącym nieco ponad  $66\%$  we wschodniej połowie kraju i nieco poniżej tej wartości w części zachodniej.

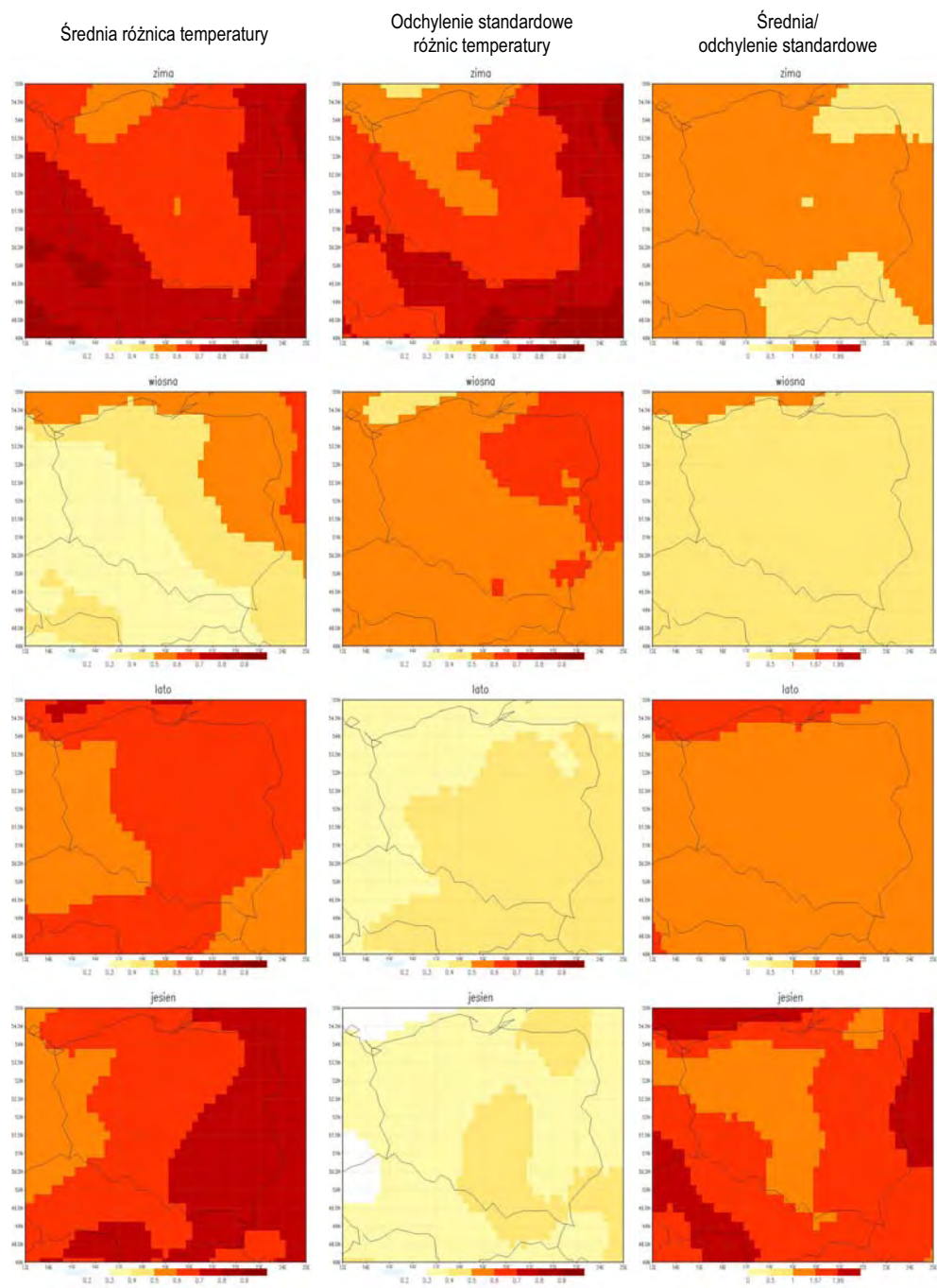


Rys. 9. Średnie, odchylenia standardowe i iloraz średniej oraz odchylenia standardowego różnic temperatury powietrza między symulacjami w okresie scenariuszowym i referencyjnym dla 14 modeli w poszczególnych sezonach





Rys. 10. Średnie, odchylenia standardowe i iloraz średniej oraz odchylenia standardowego różnic maksymalnej temperatury powietrza między symulacjami w okresie scenariuszowym i referencyjnym dla 14 modeli w poszczególnych sezonach



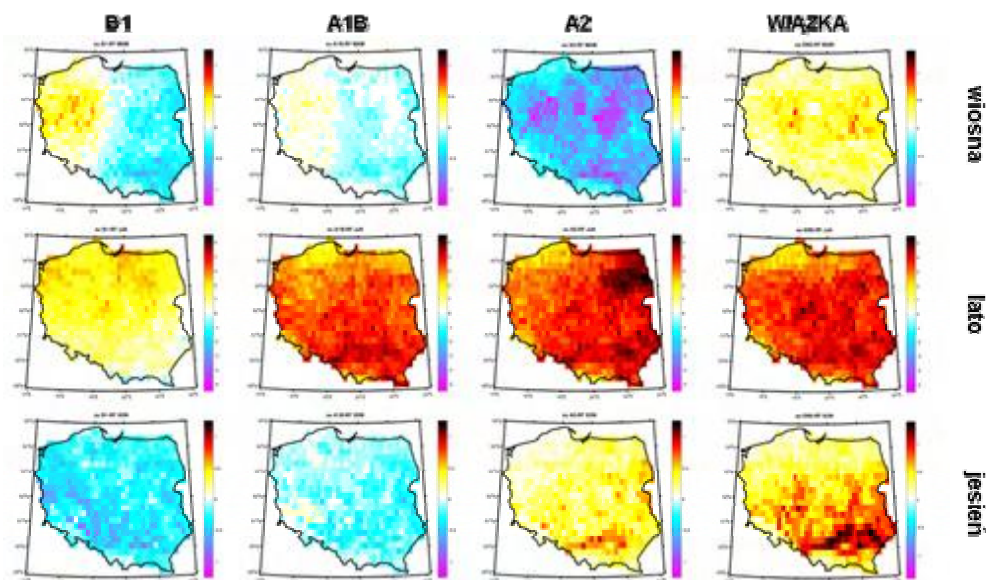
Rys. 11. Średnie, odchylenia standardowe i iloraz średniej oraz odchylenia standardowego różnic minimalnej temperatury powietrza między symulacjami w okresie scenariuszowym i referencyjnym dla 14 modeli w poszczególnych sezonach

Temperatura minimalna zmieni się prawdopodobnie w podobny sposób (rys. 11). Wzrośnie zimą od 0,5-0,6°C miejscami na Wybrzeżu do 0,7-0,8°C wzdłuż zachodnich, południowych i wschodnich granic Polski. Prawie w całym kraju prawdopodobieństwo tego wzrostu jest duże. Najmniejszy wzrost temperatury minimalnej jest przewidywany wiosną od 0,2-0,3°C na południowym zachodzie do 0,4-0,5°C na północnym wschodzie. W tej porze roku prawdopodobieństwo wzrostu jest najmniejsze, co jest skutkiem największej rozbieżności między symulacjami. Przewidywania wzrostu temperatury minimalnej latem w Polsce wahają się od 0,5-0,7°C i prawdopodobieństwo tego ocieplenia przekracza 66%. Jesienią przewidywany wzrost temperatury minimalnej wynosi od 0,5-0,6°C na zachodzie do 0,7-0,8°C na wschodzie i prawdopodobieństwo tego wzrostu jest duże w części wschodniej (ponad 66%) i bardzo duże we wschodniej połowie kraju (ponad 95%).

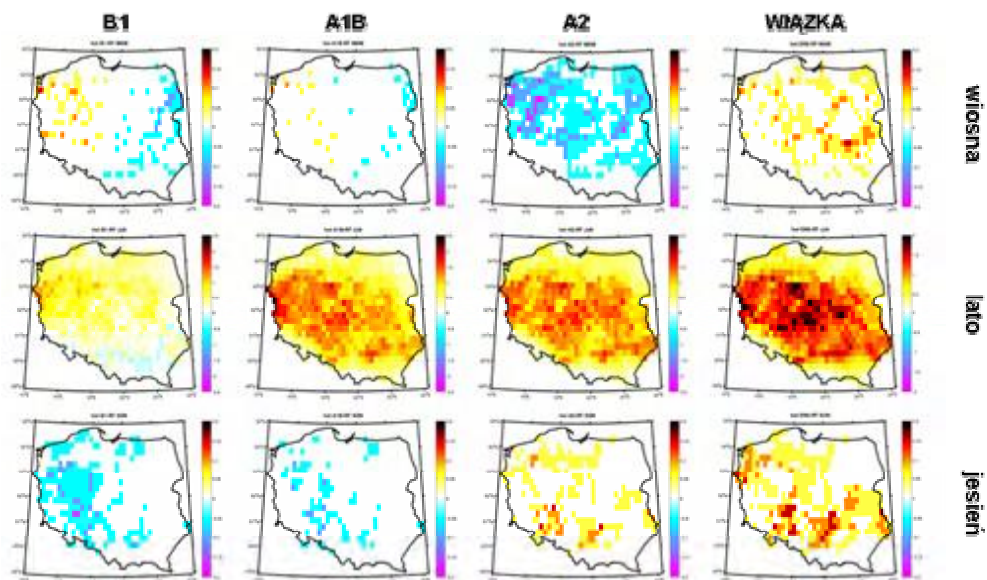
## 5. Scenariusze zmian częstości dni charakterystycznych

W ślad za zmianami temperatury średniej, minimalnej i maksymalnej należy spodziewać się zmiany częstości pojawiania się dni wyjątkowo ciepłych i chłodnych. Wśród analizowanych dni charakterystycznych wybrano te najbardziej istotne: dni gorące (z temperatura maksymalną co najmniej 25°C) i upalne (z temperatura maksymalną co najmniej 30°C) oraz dni przymrozkowe (z temperatura minimalną co najwyżej 0°C) i mroźne (z temperatura maksymalną co najwyżej 0°C).

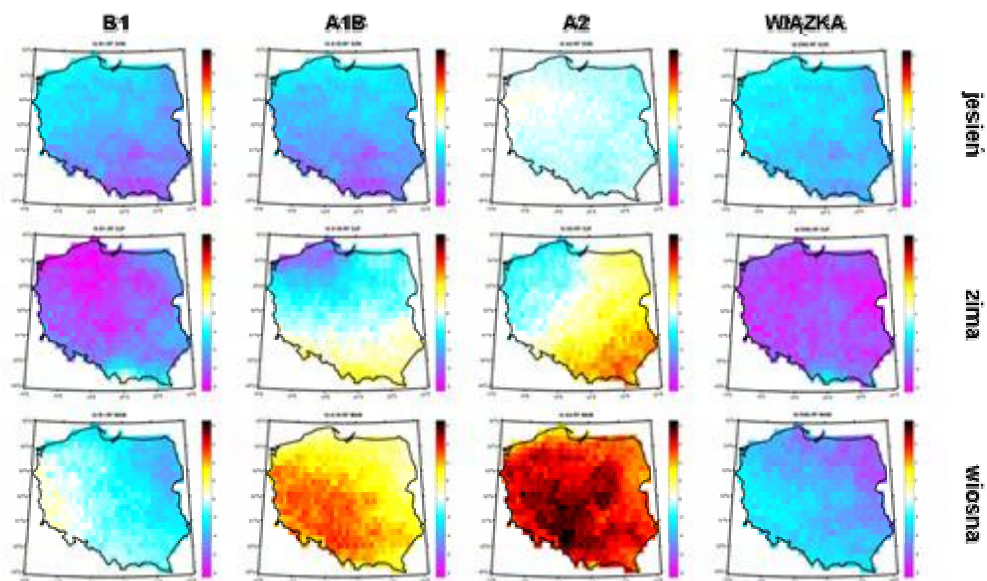
Zmiany liczby dni gorących w sezonach według scenariuszy wykonanych na podstawie modelu RegCM w IMGW-PIB wskazują na wzrost liczby dni gorących do 5 dni dla wszystkich scenariuszy emisji jedynie latem (rys. 12). Jesienią scenariusz A2 przewiduje wzrost liczby dni z Tmax > 25°C, natomiast pozostałe dwa –



Rys. 12. Zmiany w sezonach liczby dni gorących według scenariuszy symulacji RegCM oraz wiązki



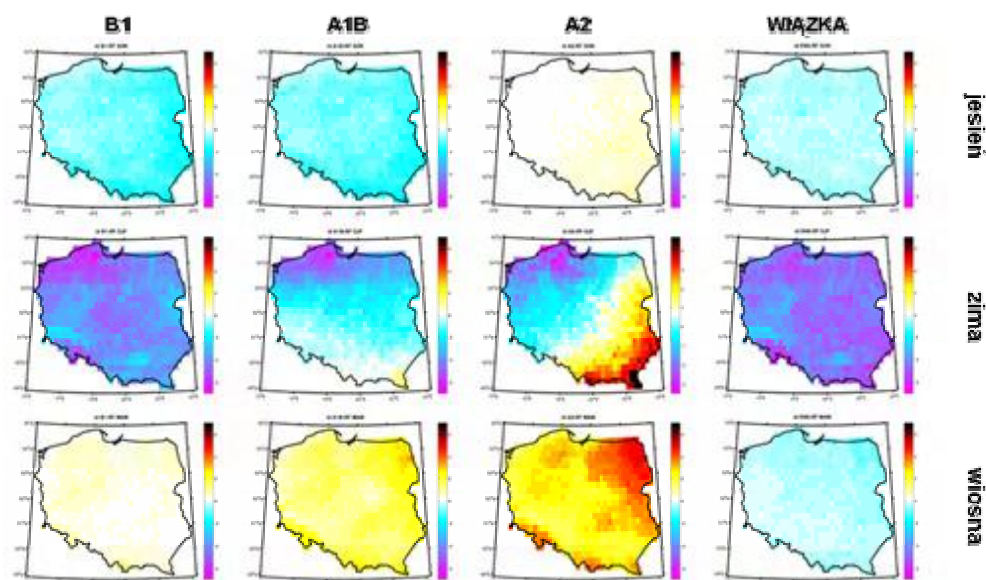
Rys. 13. Zmiany w sezonach liczby dni upalnych według scenariuszy symulacji RegCM oraz wiązki



Rys. 14. Zmiany w sezonach liczby dni przymrozkowych według scenariuszy symulacji RegCM oraz wiązki

spadek, większy dla scenariusza B1. Wiosną scenariusze A1B i A2 przewidują dość duże spadki liczby dni gorących, silniejsze dla scenariusza A2, natomiast scenariusz B1 dla wschodniej połowy Polski prognozuje spadek, a dla zachodniej wzrost liczby dni gorących. Scenariusz wiązkowy sugeruje wzrost liczby dni gorą-

cych od wiosny do jesieni, najsilniejszy latem, a najslabszy wiosną. Bardzo podobny obraz dotyczy zmian liczby dni upalnych, jedynie ich bezwzględna wartość jest mniejsza (rys. 13). Najsilniejszy przyrost liczby dni upalnych jest spodziewany latem i sięga dwóch dni na sezon.

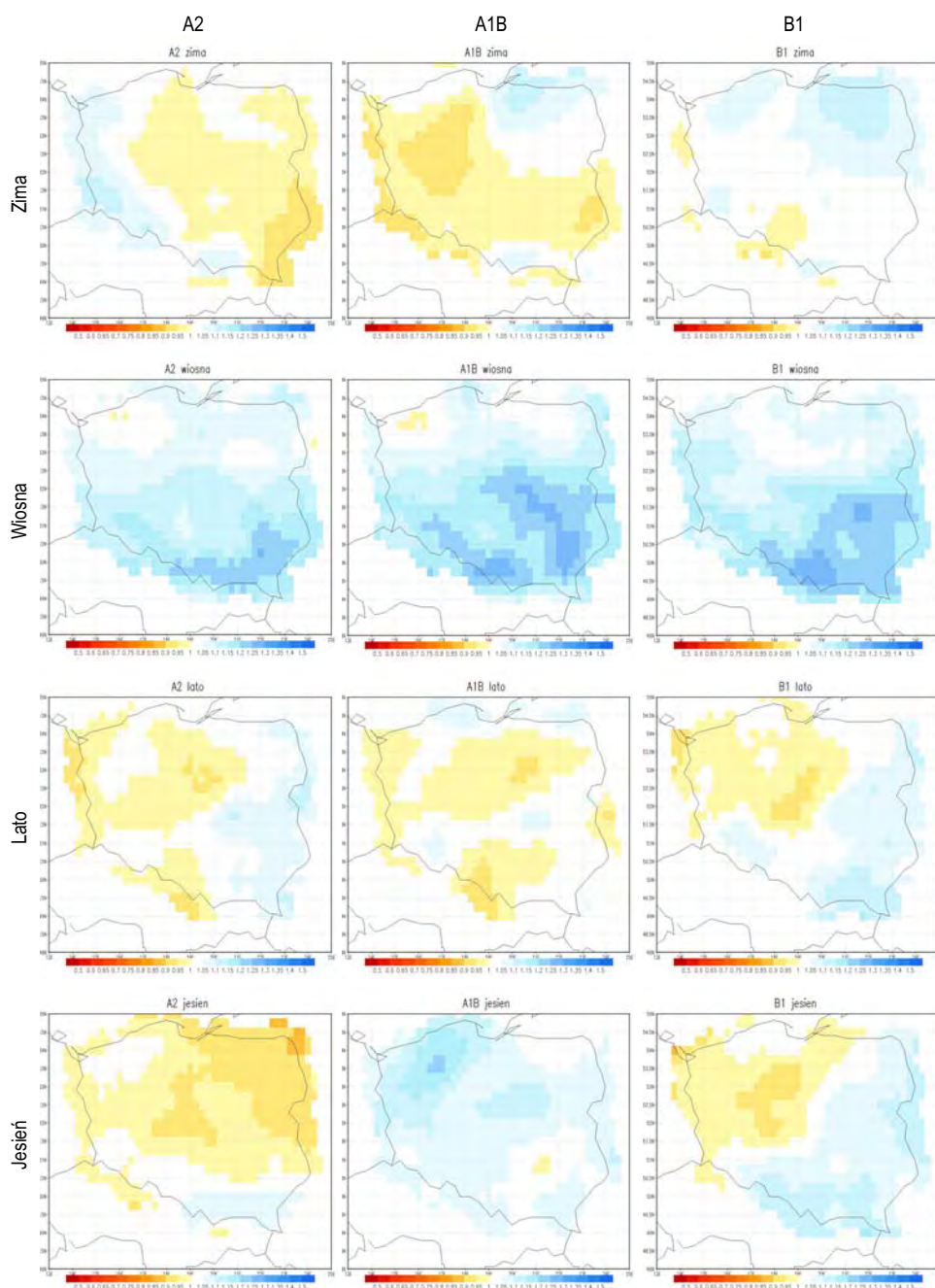


Rys. 15. Zmiany w sezonach liczby dni mroźnych według scenariuszy symulacji RegCM oraz wiązki

Jesienią wszystkie symulacje RegCM przewidują spadek liczby dni przymrozkowych, największy w górach według scenariuszy B1 i A1B (rys. 14). Zimą duży spadek liczby dni przymrozkowych jest prognozowany dla scenariusza emisji B1, natomiast dla scenariusza A1B dla obszaru gór oraz scenariusza A2 dla Polski środkowej i południowej – wzrost. Wiosną jedynie scenariusz B1 przewiduje spadek liczby dni przymrozkowych, pozostałe dwa scenariusze symulacji RegCM przewidują wzrost, bardzo silny dla scenariusza A2. Scenariusz wiązki przewiduje spadek liczby dni przymrozkowych we wszystkich sezonach, najsilniejszy zimą (do 8 dni na sezon), a najslabszy jesienią. Zmiany liczby dni mroźnych są zbliżone do zmian liczby dni przymrozkowych (rys. 15), jednak symulacja RegCM dla scenariusza emisji A2 przewiduje niewielki wzrost liczby dni mroźnych jesienią, a dla scenariusza emisji B1 wiosną. W przypadku wiązki obserwujemy spadek liczby dni mroźnych, największy zimą (do 6 dni na sezon), a najmniejszy – wiosną.

## 6. Scenariusze opadu na lata 2011-2030 w modelu RegCM

Przewidywane zmiany opadów są stosunkowo niewielkie i tylko wiosną w pewnych regionach przekraczają 20% (rys. 16). Zimą model prognozuje wzrost opadów w północnej części Polski w przypadku sprawdzenia się scenariusza emisji B1 i praktyczny brak zmian na pozostałym obszarze. Niewielki wzrost na północnym wschodzie i spadek na zachodzie, w centrum i na południu jest przewidywany



Rys. 16. Zmiana średniej sezonowej sumy opadów atmosferycznych między okresem scenariuszowym (2011-2030) a referencyjnym (1971-1990) według modelu RegCM i trzech scenariuszy emisji (A2, A1B i B1)

w przypadku sprawdzenia się scenariusza A1B. Scenariusz A2 prowadzi do niewielkiego wzrostu opadów wzdłuż zachodnich i południowych granic kraju i spadek na pozostałym obszarze, szczególnie duży na południowym wschodzie. Wiosną model RegCM, przy wszystkich scenariuszach emisji, prognozuje wzrost opadów w południowej połowie kraju i brak zmian w części północnej. Latem również różnice między wszystkimi scenariuszami emisji są niewielkie. Spadek opadów jest przewidywany w centrum Polski oraz na zachodzie. W Polsce wschodniej opady nieznacznie wzrosną. Prognozy jesienne różnią dla różnych scenariuszy emisji, od wzrostu do kilkunastu procent (A1B), poprzez wzrost w południowo-wschodniej części kraju i spadek w części północno-zachodniej (B1) po spadek wszędzie, oprócz południowo-wschodnich krańców (A2).

Projekcje dynamicznych scenariuszy opadu są podobne do statystyczno-empirycznych przedstawionych w poprzedniej części. Zimą obszary przewidywanych spadków i wzrostów mają bardzo zbliżony rozkład. Wiosną scenariusze statystyczne sugerują, że spadek opadów w północnej części Polski będzie większy niż ten przewidywany przez scenariusze dynamiczne, jednak ogólny kierunek zmian: wzrost na południu i spadek na północy jest podobny. Latem scenariusz dynamiczny sugeruje większy spadek opadów niż statystyczny, szczególnie w centrum Polski. Jesienią różnice są największe, szczególnie w przypadku scenariusza emisji A1B. Model RegCM prognozuje wzrost opadów, scenariusz statystyczny przewiduje ich zmniejszenie.

Trudno ocenić, w jakim stopniu prognozowane zmiany są zgodne z obserwowanymi od połowy XX w. Zmienność opadów z roku na rok jest tak duża, że zmiana o kilka procent na przestrzeni 50 lat nie wykracza poza poziom statystycznej istotności. Dodatkowo kierunek zmian jest odmienny w różnych porach roku i trend sum rocznych jest bliski zeru.

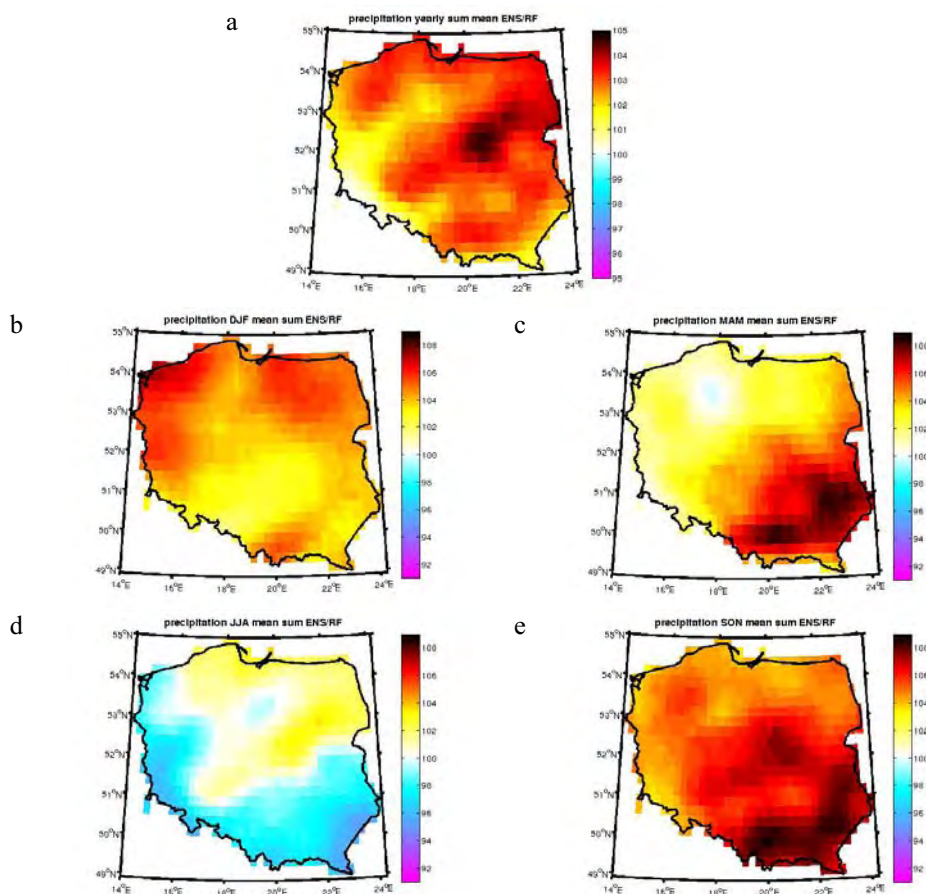
## **7. Wiązkowy scenariusz opadów na lata 2011-2030**

Wiązkowy scenariusz opadu przewiduje nieznaczny wzrost sum rocznych od 1% na zachodzie do ok. 4% na Mazowszu (rys. 17). W skali sezonów wzrost jest przewidywany w trzech porach roku: zimą, wiosną i jesienią. Zimą opady wzrosną najsilniej na północy, do 8%, najmniej na południu, ok. 2%. Wiosną najsilniejszy wzrost, sięgający 8%, jest spodziewany w południowo-wschodniej Polsce. Na północnym zachodzie zmiany będą bliskie zeru. Jesienią przewidywany jest najsilniejszy wzrost opadów od 4-6% na północnym zachodzie do 6-8% na południowym wschodzie. Jedyne na lato jest prognozowany spadek sum opadu na zachodzie (ok. 2%) i południu (maksymalnie do 6%). Nieznaczny wzrost opadów, ok. 2%, jest spodziewany na północnym wschodzie.

Analizowano również zmianę liczby dni z opadem przekraczającym 10 mm i 20 mm. Zimą liczba dni z opadem  $\geq 10$  mm zwiększy się w Polsce od 0-20% na południu do 20-40% na północy (rys. 18). Wiosną liczba dni z opadem  $\geq 10$  mm w zachodniej połowie kraju nie ulegnie zmianie, natomiast we wschodniej wzrośnie o 10-30%. Zmniejszenie liczby dni z opadem  $\geq 10$  mm jest spodziewane rów-

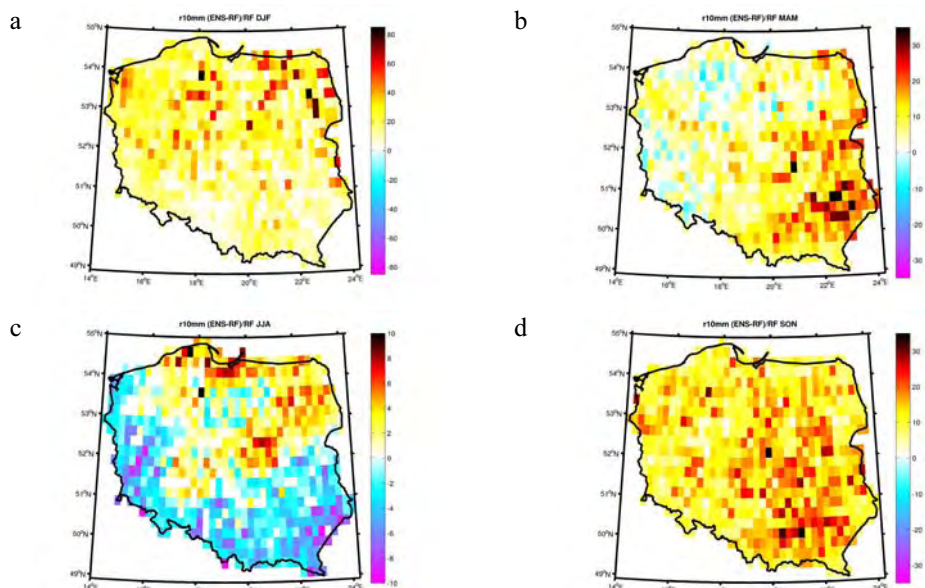
niez latem. Spadek może sięgać nawet 10% na południu kraju, natomiast na północnym wschodzie i okolicach Zatoki Gdańskiej liczba dni z opadem  $\geq 10$  mm wzrośnie o kilka procent. Wzrost takich dni w całym kraju o 10-30% jest przewidywany jesienią.

Liczba dni z opadem  $\geq 20$  mm wiosną w Polsce wzrośnie, wzrost będzie najsilniejszy na południu, gdzie liczba takich dni powinna się podwoić (rys. 19). Latem liczba dni z opadem ponad 20 mm zmniejszy się w południowej Polsce, nawet do 30%, a wzrośnie w północnej. Te zmiany będą jednak względnie mniejsze – ok. 10-15%. Jesienią opady o sumach dobowych 20 mm i więcej będą zdarzały się częściej o ok. 50%. Zimą dni z tak wysokimi opadami nie występują w naszym kraju.

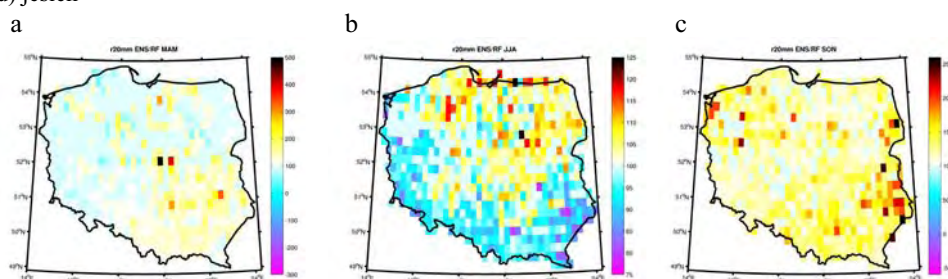


Rys. 17. Scenariusz wiązkowy zmian rocznych i sezonowych sum opadu atmosferycznego na lata 2011-2030 wyrażonych w % sum z okresu referencyjnego (1971-1990); a) rok, b) zima, c) wiosna, d) lato, e) jesień





Rys. 18. Scenariusz wiązkowy zmian sezonowych liczby dni z opadem powyżej 10 mm na lata 2011-2030 wyrażonych w % sum z okresu referencyjnego (1971-1990); a) zima, b) wiosna, c) lato, d) jesień



Rys. 19. Scenariusz wiązkowy zmian sezonowych liczby dni z opadem powyżej 20 mm na lata 2011-2030 wyrażonych w % sum z okresu referencyjnego (1971-1990); a) wiosna, b) lato, c) jesień

## 8. Scenariusze promieniowania ultrafioletowego

Promieniowanie ultrafioletowe, będące jedynie ułamkiem całkowitego promieniowania słonecznego docierającego do powierzchni Ziemi, oddziałuje silnie na środowisko i człowieka. Wśród negatywnych efektów zwiększonego promieniowania UV na zdrowie ludzi i otaczające ich środowisko należy wymienić wzrost zachorowań na czerniaka skóry, kataraktę, osłabienie systemu immunologicznego człowieka, a także zmiany w morskich i lądowych ekosystemach. Dlatego też niezbędne jest określenie scenariuszy zmian promieniowania ultrafioletowego w aspekcie obserwowanych zmian klimatu. Niestety, promieniowanie ultrafioletowe docierające do powierzchni nie jest symulowane przez współczesne modele

klimatu. Możliwe jednak jest oszacowanie tego promieniowania z promieniowania całkowitego, które jest jednym z produktów regionalnego modelu klimatu RegCM.

### **8.1. Metodyka**

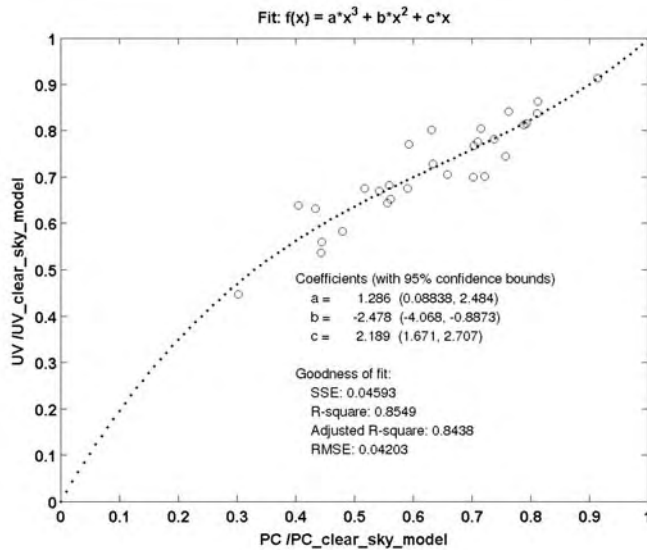
Ocena zmian promieniowania UV przy powierzchni Ziemi w przyszłości jest wyjątkowo złożonym zagadnieniem. Po pierwsze, trudno ocenić jak wyglądało promieniowanie UV w przeszłości. Dla obszaru Polski, dla okresu wybranego jako referencyjny, od 1971 do 1990 istnieją wartościowe pomiary jedynie ze stacji Instytutu Geofizyki w Belsku (51,83°, 20,78°, 188 m). Po drugie, ilość promieniowania UV docierającego do powierzchni Ziemi zależy od czynników astronomicznych określających położenie Słońca nad horyzontem i odległość Słońca od Ziemi, od składu atmosfery Ziemi znajdującej się na drodze promieniowania oraz od stanu pokrywy powierzchni Ziemi. O ile czynniki astronomiczne da się łatwo obliczyć o tyle opis stanu atmosfery jest bardzo skomplikowany. Dysponując informacjami o chmurach, ilości ozonu całkowitego, aerozolu i stanie powierzchni Ziemi można obliczyć promieniowanie UV za pomocą modelu transferu promieniowania słonecznego [Koepke i in. 2006]. W analizach korzystano jedynie z promieniowania UV o skuteczności erytemalnej, czyli odpowiadającego czułości ludzkiej skóry.

#### **8.1.1. Parametryzacja chmur**

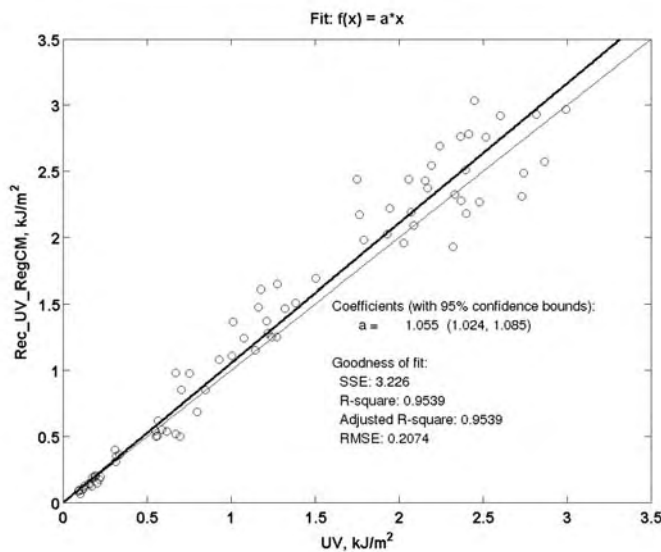
Niezbędną informację o chmurach uzyskano z regionalnego modelu klimatu RegCM. W obliczeniach wykorzystano tzw. chmurowy czynnik modyfikujący (CMF) zdefiniowany jako iloraz promieniowania dochodzącego do powierzchni Ziemi w stosunku do hipotetycznego promieniowania, jakie byłoby przy powierzchni Ziemi, gdyby w danym momencie nie było na niebie chmur. Za pomocą modelu rekonstrukcji promieniowania UV [Curyło 2009] było możliwe oszacowanie promieniowania UV.

W obliczeniach wykorzystywano modele transferu promieniowania słonecznego FastRT [Engelsem i Kylling 2005] oraz Streamer [Key i Schweiger 1998] do obliczania promieniowania na powierzchni Ziemi przy bezchmurnym niebie. Na rys. 20 przedstawiono relację między CMF w UV a CMF w zakresie promieniowania całkowitego.

Charakter zależności opisany wielomianem trzeciego stopnia wynika z innego sposobu oddziaływania promieniowania słonecznego na chmury w zależności od długości fal przy różnych kątach padania promieni słonecznych. Kiedy Słońce znajduje się nisko nad horyzontem, większa grubość optyczna chmur powoduje, że składowa bezpośrednia promieniowania będzie silniej pochłaniana. Będzie to miało większy wpływ na CMF dla promieniowania całkowitego niż CMF w UV, ponieważ krótsze długości fal są bardziej rozpraszane i udział promieniowania rozproszonego w UV jest większy niż udział promieniowania rozproszonego w zakresie promieniowania całkowitego. Natomiast, kiedy Słońce znajduje się wysoko nad horyzontem, coraz więcej dociera promieniowania bezpośredniego i CMF dla promieniowania o większych długościach fal niż UV rośnie szybciej niż dla zakresu UV.



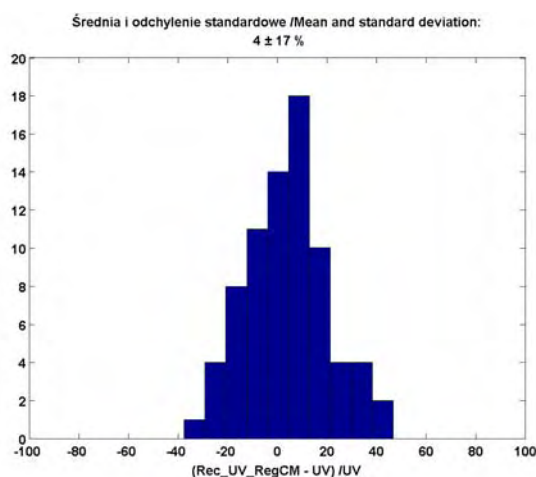
Rys. 20. Zależność między CMF dla UV a CMF dla promieniowania całkowitego



Rys. 21. Porównanie średnich miesięcznych pomiarów promieniowania UV ze zrekonstruowanym promieniowaniem UV z wykorzystaniem promieniowania całkowitego z modelu klimatu ECHAM5

Dzięki otrzymanej relacji wiążącej promieniowania UV i całkowite oraz danym miesięcznym promieniowania całkowitego i średnim miesięcznym wartościom ozonu całkowitego z Belska było możliwe wykonanie rekonstrukcji promieniowania UV dla stacji Belsk w okresie referencyjnym. Dla obszaru Polski, dla okresu referencyjnego są dostępne jedynie pomiary wykonywane czujnikiem typu Robertsona-Bergera na stacji Instytutu Geofizyki PAN w Belsku. Jest to czujnik mierzący tzw. promieniowanie skuteczne erytemalnie, czyli o charakterystyce spektralnej odpowiadającej czułości ludzkiej skóry. Dostępne dane do analizy są homogenizowane [Borkowski 1999], jednak nie pokrywają one w całości okresu referencyjnego, a jedynie okres 1976-1990. Korzystając z algorytmu rekonstrukcji

promieniowania UV wykonano obliczenia promieniowania UV dla stacji Belsk. Do wyznaczenia CMF wykorzystano wyniki modelu klimatu ECHAM5. Na rys. 21 przedstawiono porównanie zrekonstruowanego ze zmierzonym promieniowaniem UV.



Rys. 22. Różnice względne między zrekonstruowanym a zmierzonym promieniowaniem UV. Na osi Y – liczba miesięcy

Relacja jest liniowa. Oznacza to znaczy, że modelu rekonstrukcji UV można użyć do szacowania zarówno małych, jak i dużych wartości promieniowania. Na rys. 22 przedstawiono histogram różnic względnych zrekonstruowanego i zmierzonego promieniowania UV.

Z histogramu (rys. 22) można wnioskować o dokładności zrekonstruowanych dawek miesięcznych promieniowania UV. Oceniono, że dokładność wyznaczenia miesięcznych średnich dawek zrekonstruowanego promieniowania UV wynosi ok. 17%.

### 8.1.2. Parametryzacja ozonu całkowitego

Dane historyczne ozonu pokrywające okres referencyjny oraz prognozę ozonu na lata 2010-2100 pobrano z bazy ozonowej AC&C/SPARC [Cionni 2011] działającej w ramach projektu Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5). Prognoza obejmuje trzy scenariusze zmian ozonu całkowitego: Representative Concentration Pathway (RCP) 2.6, RCP 4.5 i RCP 8.5. Wszystkie przewidują regenerację ozonu całkowitego do stanu sprzed ubytków ozonu po 2050 r., przy czym scenariusz RCP 8.5 prognozuje najszybszą, a RCP 2.6 najwolniejszą regenerację ozonu. Prognozy ograniczono do okresu 2011-2030. Dane ozonu w bazie AC&C/SPARC są zapisane na siatce z rozdzielczością  $5^\circ$  w szerokości i długości geograficznej na poziomach ciśnienia: 1000, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 80, 70, 50, 30, 20, 15, 10, 7, 5, 3, 2, 1,5, 1 hPa w postaci średnich miesięcznych. Zawarte w danych profile ozonu przekształcono, obliczając średni miesięczny ozon całkowity w kolumnie atmosfery dla każdego punktu siatki. Następnie wartości ozonu całkowitego interpolowano do siatki RegCM.

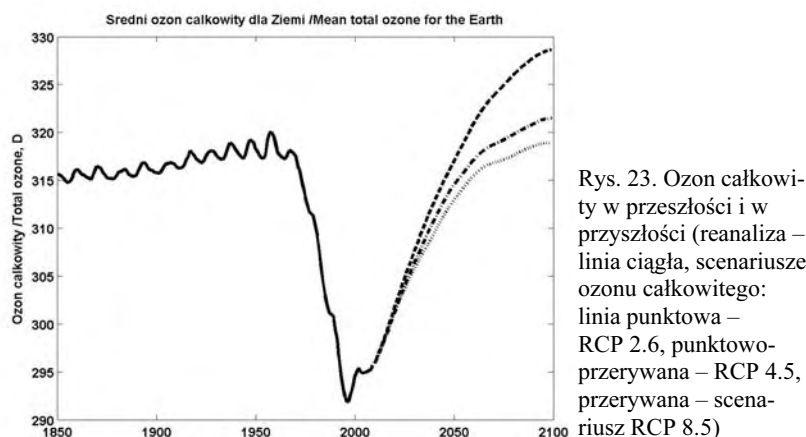
### 8.1.3. Parametryzacja aerozoli i albedo

Aerozole są jednymi z najbardziej trudnych do oszacowania wielkości przy parametryzacji modeli transferu promieniowania. Do parametryzacji aerozoli w zakresie UV zostały użyte średnie miesięczne aerozolowej głębokości optycznej (AOD) dla 308 nm na podstawie klimatologii aerozoli dla Europy opracowanej przez Natalię Chubarową [Chubarova 2009]. Dane te zostały interpolowane do siatki RegCM. Założono, że takie same rozkłady AOD dla Europy były zarówno w okresie referencyjnym, jak i okresie, dla którego obliczano scenariusze. Założenie to wynika z faktu, że ilość aerozoli w atmosferze jest bardzo zmienna i trudno przewidzieć, jak ilość aerozoli zmieni się w przyszłości.

Przy parametryzacji albedo użyto wartości z dokumentacji modelu RegCM, gdzie są one stałe w czasie dla każdego węzła siatki. Dodatkowo w przypadku, gdy warstwa śniegu była większa od 1 cm przyjęto arbitralnie wartość albedo na 0,8. Ilość promieniowania słonecznego w zimie, gdy obserwuje się śnieg jest znacznie mniejsza od promieniowania w innych porach roku, dlatego założenie to nie powinno mieć dużego wpływu na dawkę roczną promieniowania i wyciągane wnioski na temat zmian promieniowania w przyszłości z użyciem dawek rocznych.

## 8.2. Zmiany ozonu całkowitego dla obszaru Polski

Korzystając z danych o ozonie całkowitym z bazy ozonowej AC&C/SPARC obliczono średni ozon całkowity dla całego globu w latach 1850-2100 (rys. 23). Z obliczeń wynika, że model dla całego globu przewiduje wzrost ozonu całkowitego po 2000 r. Największe spadki ozonu całkowitego można także zauważyć przed 2000 r. Przyjęty w niniejszym opracowaniu okres referencyjny 1971-1990 wypada przed okresem największych ubytków. Natomiast okres 2011-2030, dla którego wykonywano obliczenia scenariuszy z użyciem RegCM, wypada na początku oczekiwanej regeneracji ozonu całkowitego.



Dane ozonu całkowitego zostały interpolowane do siatki używanej przy obliczeniach RegCM. Z nich wybrano podzbiory obejmujące obszar Polski dla okresu

1971-1990 oraz 2011-2030. W tabeli 2 przedstawiono ilorazy średniego ozonu całkowitego w tych okresach dla scenariuszy RCP. Zgodnie ze scenariuszami przewidyuje się, że dla obszaru Polski średni ozon całkowity w okresie 2011-2030 będzie mniejszy ok. 2% od średniego ozonu całkowitego w latach 1971-1990.

Tab. 2. Średni ozon całkowity w latach 2011-2030 w stosunku do średniego ozonu całkowitego w latach 1971-1990 dla Polski

Scenariusz dla ozonu całkowitego	Iloraz średniego ozonu całkowitego z okresu 2011-2030 do średniego ozonu całkowitego 1971-1990
RCP 2.6	0,978
RCP 4.5	0,978
RCP 8.5	0,979

Tab. 3. Tendencje zmian średniego rocznego ozonu całkowitego w latach 2011-2030 dla Polski (na poziomie ufności 95%)

Scenariusz dla ozonu całkowitego	Tendencja (%/dekada)
RCP 2.6	1,2 ± 1,2
RCP 4.5	1,3 ± 1,2
RCP 8.5	1,5 ± 1,5

Zgodnie z przewidywaniami RCP ozon całkowity w okresie 2011-2030 powinien zwiększać się. Obliczono tendencje ozonu całkowitego w tym okresie dla obszaru Polski. Przewidyuje się, że ozon całkowity powinien rosnać od 1,2 do 1,5 %/dekadę (tab. 3).

### 8.3. Zmiany UV dla obszaru Polski

W podobny sposób jak dla ozonu całkowitego obliczono zmiany promieniowania UV w okresach 1971-1990 oraz 2011-2030. W tab. 4 zestawiono ilorazy średnich dawek UV w tych okresach. Dodatkowo przedstawiono ilorazy dawek UV wykonując obliczenia z założeniem braku chmur. Dzięki temu można zauważyć jak wpływa przewidywany w przyszłości ozon całkowity na prognozowane promieniowanie UV, a na ile za te zmiany są odpowiedzialne przewidywane zmiany chmur na podstawie RegCM. Przewidyuje się, że średnia roczna dawka promieniowania UV dla Polski powinna być ok. 2% większa w latach 2011-2030 w porównaniu do okresu 1971-1990. Przyczyną tego jest mniejsza średnia ozonu całkowitego (tab. 4).

Dla okresu 2011-2030 obliczono tendencje zmian średnich rocznych promieniowania UV (tab. 5). Prognozowane promieniowanie UV modelowane dla bezchmurnego nieba powinno spadać ok. 0,7-1,0%/dekadę. Jest to zgodne z przewidywaną regeneracją ozonu całkowitego w scenariuszach RPC. Jednak po uwzględnieniu prognozy chmur z RegCM spadek promieniowania UV staje się mniej oczywisty. Istotnie statystycznie prognozy spadku UV występują jedynie dla kilku scenariuszy. Ponieważ tendencje rocznych dawek promieniowania UV modelowane dla bezchmurnego nieba są mniejsze niż tendencje z uwzględnieniem prognozy chmur z Regom, to można wysnuć wniosek, że w okresie 2011-2030 będzie zmniejszać się pokrycie nieba chmurami (tab. 5).

Tab. 4. Dawka UV w latach 2011-2030 w stosunku do dawki UV w latach 1971-1990 dla Polski

Modelowane dla bezchmurnego nieba	Iloraz UV 2011-2030 do UV 1971-1990	Scenariusz RegCM	Iloraz UV 2011-2030 do UV 1971-1990
RCP 2.6	1,024	A1B	1,021
		A2	1,022
		B1	1,015
RCP 4.5	1,025	A1B	1,021
		A2	1,022
		B1	1,015
RCP 8.5	1,023	A1B	1,019
		A2	1,020
		B1	1,013

Tab. 5. Tendencje zmian średniego rocznego UV dla lat 2011 - 2030 dla Polski (na poziomie ufności 95%)

Modelowane dla bezchmurnego nieba	Tendencja (%/dekada)	Scenariusz RegCM	Tendencja (%/dekada)
RCP 2.6	$-0,7 \pm 0,6$	A1B	$-0,6 \pm 0,8$
		A2	$-0,2 \pm 1,2$
		B1	$-0,5 \pm 0,5$
RCP 4.5	$-0,8 \pm 0,7$	A1B	$-0,7 \pm 0,8$
		A2	$-0,2 \pm 1,2$
		B1	$-0,6 \pm 0,4$
RCP 8.5	$-1,1 \pm 1,0$	A1B	$-1,0 \pm 0,4$
		A2	$-0,6 \pm 0,8$
		B1	$-0,9 \pm 0,1$

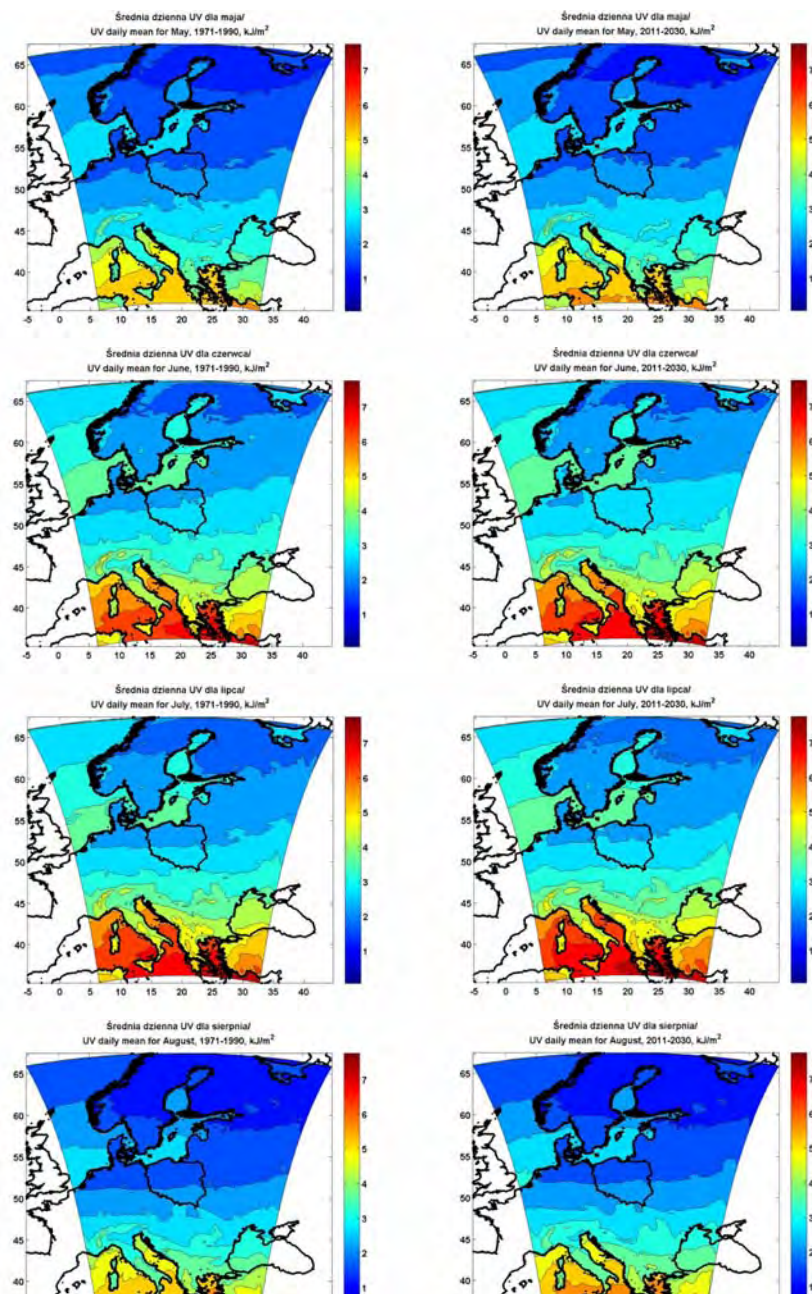
Dla zobrazowania zmian przestrzennych promieniowania UV w latach 2011-2030 w porównaniu do lat 1971-1990 wybrano miesiące od maja do czerwca. Ze zrekonstruowanych danych promieniowania UV dla każdego węzła siatki obliczono średnie wieloletnie dawki dzienne dla każdego z miesięcy. W miesiącach tych promieniowanie UV jest największe podczas roku i dlatego są one najbardziej ważne w analizach. Na rys. 24 przedstawiono mapy dla scenariusza A1B.

Można zauważyć, że dla obszaru Europy, w tym Polski, prognozuje się większe średnie wartości promieniowania UV w latach 2011-2030 w porównaniu do lat 1971-1990 dla wszystkich przedstawionych miesięcy. Największy wzrost promieniowania UV dla Polski prognozuje się na czerwiec. Różnice między mapami z okresu referencyjnego i scenariuszy dla tego miesiąca są największe.

Przewiduje się, że średnia roczna dawka promieniowania UV dla Polski powinna być ok. 2% większa w latach 2011-2030 w porównaniu do okresu 1971-1990. Przyczyną tego jest mniejsza średnia ozonu całkowitego. Dla obszaru Polski obliczono tendencje ozonu całkowitego w latach 2011-2030. Przewiduje się, że ozon całkowity powinien w tym okresie rosnać od 1,2 do 1,5%/dekadę.

Dla okresu 2011-2030 obliczono tendencje zmian średnich rocznych promieniowania UV. Prognozowane promieniowanie UV modelowane dla bezchmurnego nieba powinno spadać ok. 0,7-1,0%/dekadę. Jest to zgodnie z przewidywaną rege-

neracją ozonu całkowitego w scenariuszach RPC. Jednak po uwzględnieniu prognozy chmur z RegCM spadek promieniowania UV staje się mniej oczywisty. Istotnie statystycznie prognozy spadku UV występują jedynie dla kilku scenariuszy.



Rys. 24. Średnie dzienne UV dla miesięcy wiosenno-letnich w okresach referencyjnym (z lewej strony) i okresie scenariuszy. Mapy wybrane dla scenariusza A1B



## 9. Podsumowanie

Scenariusze wiążkowe wskazują na kontynuację ocieplenia w ciągu najbliższych 20 lat. Ta zmiana jest zgodna z trendem obserwowanym w Polsce od połowy XX w. [Degirmendźić i in. 2004]. Wzrost średniej temperatury od dwudziestolecia 1971-1990 do 2011-2030 będzie rzędu 0,5-0,7°C we wszystkich porach roku, oprócz wiosny. Wiosną prognozowane ocieplenie będzie mniejsze i wyniesie 0,2-0,4°C. Wraz z temperaturą średnią rosną temperatury minimalna i maksymalna, przy czym wzrost temperatury maksymalnej jest nieznacznie mniejszy od średniej, a minimalnej nieco większy [Wibig i Głowicki 2002]. Ocieplenie spowoduje wzrost częstości pojawiania się dni gorących i upalnych oraz spadek liczby dni przymrozkowych i mroźnych. Te zmiany są spójne na obszarze całego kraju i zgodne z kierunkiem zmian obserwowanym od połowy XX w.

Prognozowane zmiany opadów nie są już ani tak wyraźne, ani jednorodne w czasie i przestrzeni. Przewiduje się, że roczne sumy opadów minimalnie wzrosną od dwudziestolecia referencyjnego 1971-1990 do 2011-2030. Wzrost o 1-4% nie jest istotny statystycznie, a rozrzut między prognozami różnych modeli w wiążce jest tak duży, że nawet kierunek zmian (wzrost lub spadek rocznych sum opadów) nie jest pewny. W skali sezonów nieznaczny wzrost sum opadów sięgający kilku procent jest prognozowany od jesieni do wiosny, natomiast latem bardziej prawdopodobny jest spadek sum opadu do 2%. Duży rozrzut prognoz między uwzględnionymi modelami powoduje jednak, że statystyczna istotność tych projekcji jest niska. Jest to w zgodzie ze zmianami obserwowanymi od połowy ubiegłego wieku – nieznacznym, statystycznie nieistotnym, wzrostem rocznych sum opadu i brakiem statystycznie istotnych zmian w sezonach [Degirmendźić i in. 2004]. Liczba dni z opadem przekraczającym 10 mm i 20 mm może nieco wzrosnąć od jesieni do wiosny. Wzrosty, choć procentowo duże, w bezwzględnych liczbach oznaczają 1-5 więcej takich dni w sezonie, ponieważ obecnie, poza późną wiosną i latem, są one rzadkością. Latem liczba dni z wysokim opadem prawdopodobnie spadnie. To również jest zgodne z obecnie obserwowanymi trendami [Niedźwiedz 2003, Łupikasza 2010, Wibig 2008].

Duża zgodność prognoz wiążkowych z obserwacjami w sytuacji, gdy większość czasu od okresu referencyjnego do scenariuszowego jest już za nami, zwiększyła zaufanie do scenariuszy wiążkowych, a stawia pod znakiem zapytania wiarygodność scenariuszy otrzymanych ze statystycznego lub dynamicznego downsca-lingu wyników modelu ECHAM5 run 1.

## **Podsumowanie – wskazówki dla podjęcia działań adaptacyjnych**

*Joanna Wibig*

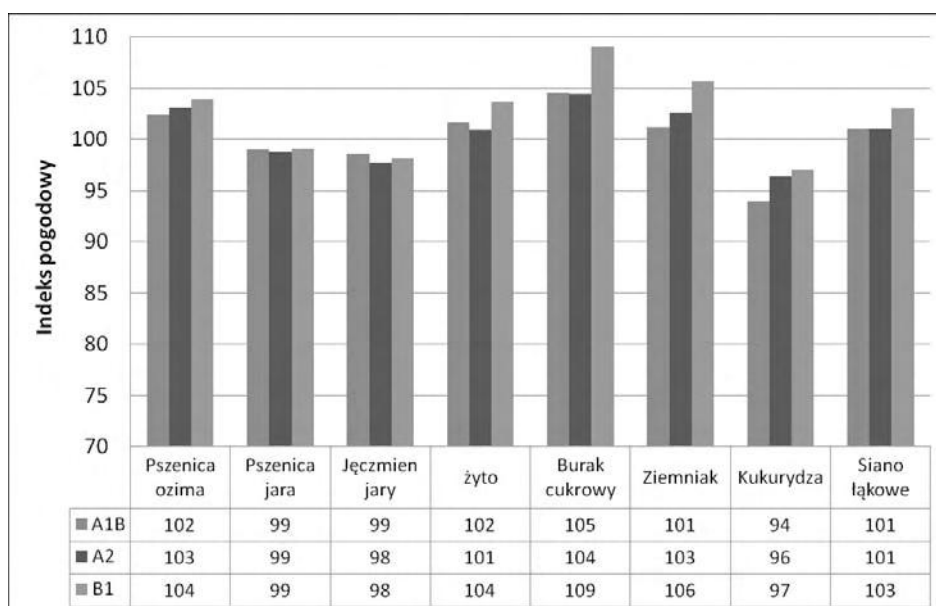
Obserwowane obecnie i przewidywane na lata 2011-2030 zmiany klimatu obejmują wzrost temperatury we wszystkich porach roku, nieznaczne zmiany opadów przejawiające się niewielkim wzrostem od jesieni do wiosny i spadkiem w okresie letnim, spadek czasu trwania i grubości pokrywy śnieżnej, wzrost prężności pary wodnej przy spadku wilgotności względnej. Zmianom wartości średnich będą towarzyszyły zmiany częstości występowania zjawisk ekstremalnych prawdopodobnie o większym natężeniu. Szczególnie dotkliwe mogą być powtarzające się fale upałów, ale także przedłużające się okresy suche i wilgotne. Zmiany klimatu będą odczuwalne przez ekosystemy, człowieka i gospodarkę, przy czym skutki będą różne w różnych sektorach.

Dlatego należy podjąć działania adaptacyjne, które pozwolą wykorzystać zmiany korzystne i zminimalizować negatywne skutki niekorzystnych zmian. Przy czym zmiany korzystne dla jednych sektorów mogą jednocześnie wywierać negatywne efekty w innych. Skutki zmian będziemy odczuwać przez wiele lat, tym mniej dotkliwe im wcześniej rozpoczniemy działania adaptacyjne i im lepiej będą one dostosowane do potrzeb.

Silnego wpływu zmian klimatu należy spodziewać się w sektorze rolnictwa na zbiory, hodowlę i lokalizację upraw. Niektóre z nich mogą być korzystne, np. wydłużenie sezonu wegetacyjnego, wynikające ze wzrostu temperatury, inne nie, jak np. zwiększone ryzyko zdarzeń ekstremalnych: deficytu wody lub nadmiernych opadów albo fal upałów. Łagodne zimy przyczynią się do większej przeżywalności szkodników, a przesunięcia stref roślinnych mogą spowodować pojawienie się szkodników do tej pory nieznanych w naszym kraju. Działania adaptacyjne powinny polegać na monitorowaniu zmian i dostosowywaniu upraw do panujących warunków, intensyfikacji zwalczania szkodników i zmianie lokalizacji upraw lub w miarę potrzeby zmianie odmian na lepiej dopasowane do aktualnie panujących warunków klimatycznych. Wymaga to monitorowania warunków klimatycznych i zwiększenia elastyczności polegające na dostosowywaniu upraw do aktualnego stanu klimatu.

Projekcja poziomu plonowania oraz zmienności plonowania wybranych upraw w warunkach scenariuszy klimatycznych na lata 2011-2030 opracowanych przez IUNG [Kozyra i in. 2011] w projekcie KLIMAT prowadzi do następujących wniosków:

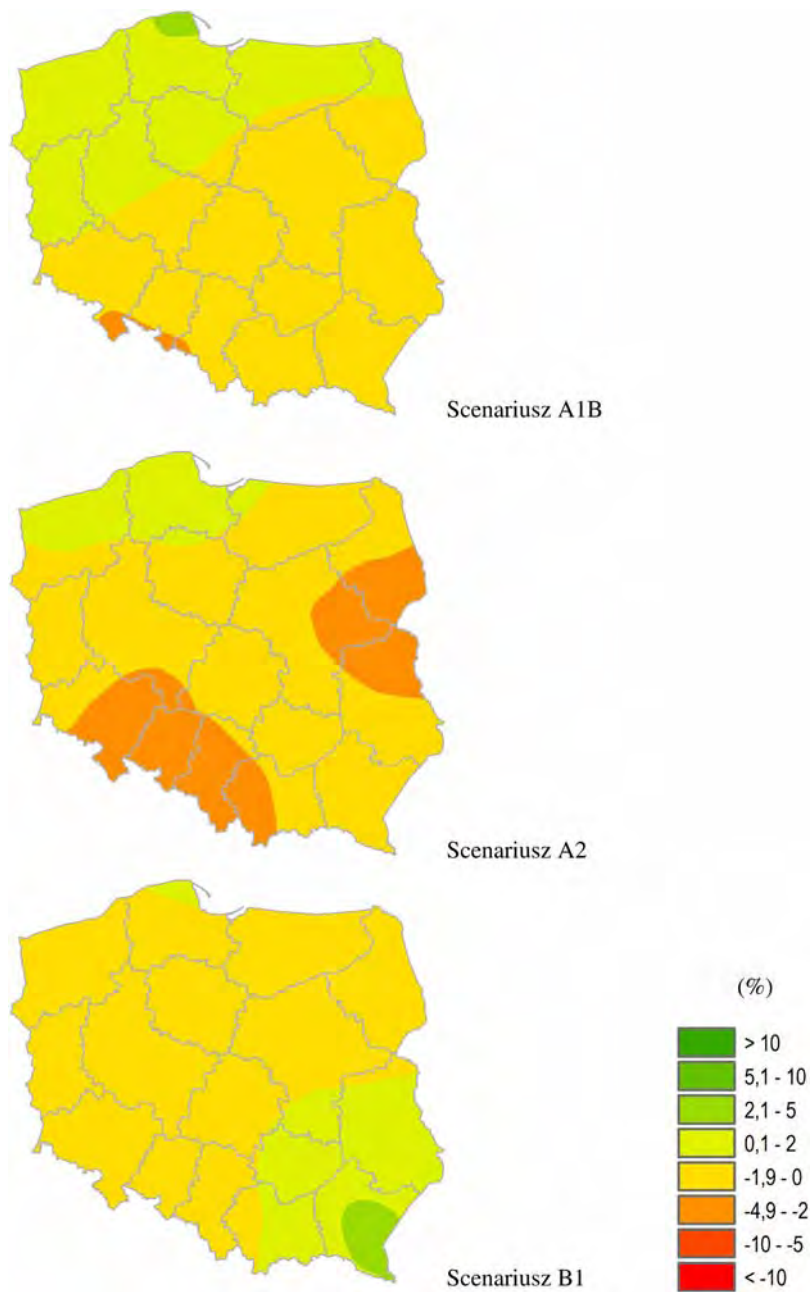
1. W warunkach analizowanych scenariuszy klimatycznych dla obszaru Polski na lata 2011-2030 stwierdzono wzrost indeksów pogodowego plonu (IP) dla buraka cukrowego, ziemniaka, pszenicy ozimej, żyta i siana łąkowego, natomiast spadek indeksu pogodowego plonu dla kukurydzy, jęczmienia jarego i pszenicy jarej (rys. 1). W przypadku realizacji scenariusza B1 wzrost IP dla buraka cukrowego może osiągnąć 9%, ziemniaka 6%, pszenicy ozimej 4%, żyta 4% i siana łąkowego 3%. W przypadku kukurydzy największy spadek indeksu IP stwierdzono przy realizacji scenariusza A1B (-6%), natomiast dla jęczmienia jarego przy realizacji scenariusza A2 i B1 (-2%). W przypadku pszenicy jarej nie stwierdzono różnic w spadku IP między scenariuszami – wyniósł -1%. W warunkach scenariuszy klimatycznych w północnych obszarach Polski dla większości roślin następuje wzrost IP, natomiast spadek występuje we wschodniej i południowej części Polski (rys. 2 i 3).



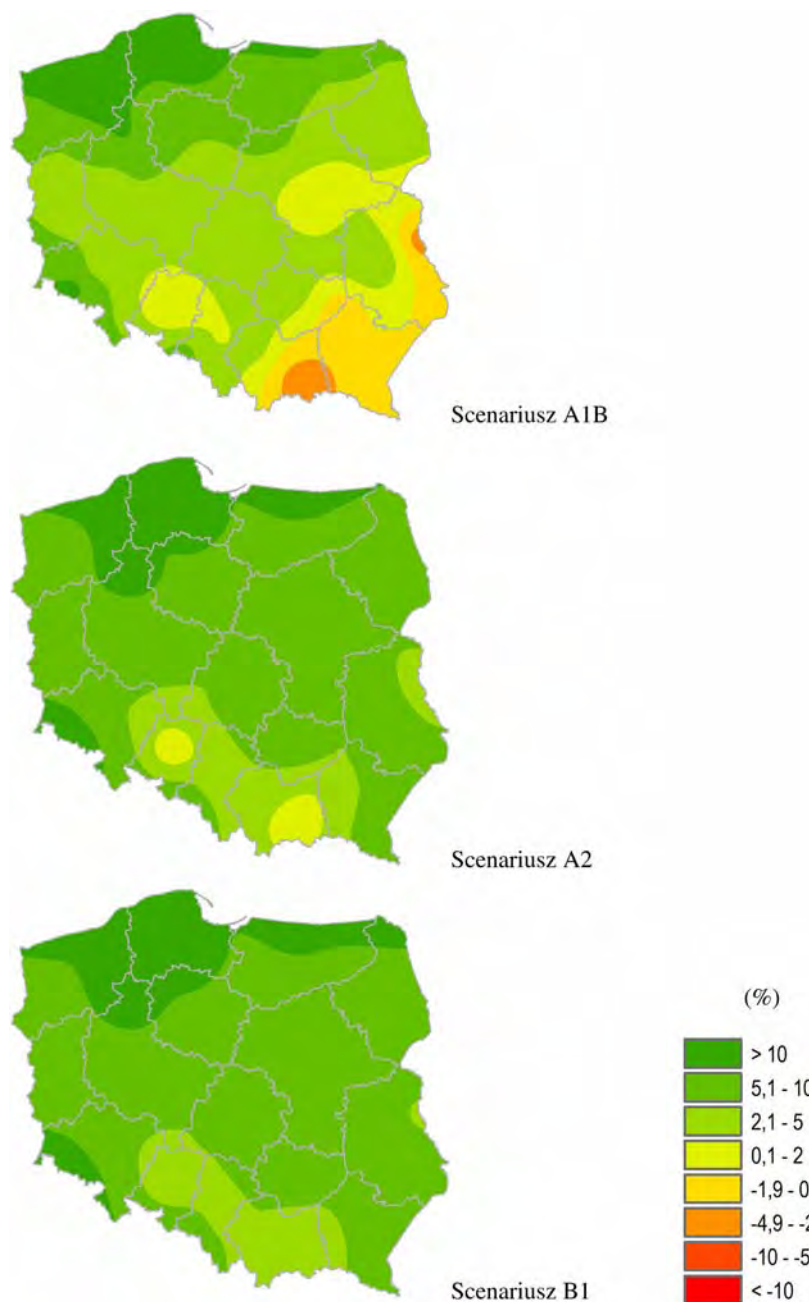
Rys. 1. Indeks pogodowy plonu krajowego pszenicy ozimej, pszenicy jarej, żyta, buraka cukrowego, ziemniaka, kukurydzy i siana łąkowego w warunkach agroklimatycznych wg trzech scenariuszy klimatycznych (A1B, A2, B1) na lata 2011-2030

2. Uzyskany wzrost poziomu (t/ha) w warunkach scenariuszy klimatycznych na lata 2011-2030 wynika głównie z prognozowanego wzrostu wartości bezwarunkowej wartości oczekiwanej (BWO), czyli uwarunkowań pozaklimatycznych. Oszacowany wzrost poziomu plonowania dla analizowanych upraw w warunkach najkorzystniejszego scenariusza klimatycznego w stosunku do 2010 r.

wynosi: dla buraka cukrowego 21%, pszenicy ozimej 14%, kukurydzy 11%, ziemniaka 8%, żyta ozimego 6%, jęczmienia jarego i siana łąkowego 4%. Brak zmian poziomu plonowania uzyskano tylko dla pszenicy jarej.



Rys. 2. Zmiany indeksu pogodowego jęczmienia jarego w warunkach scenariuszy klimatycznych na lata 2011-2030 w stosunku do lat 1972-2000



Rys. 3. Zmiany indeksu pogodowego kukurydzy w warunkach scenariuszy klimatycznych na lata 2011-2030 w stosunku do lat 1972-2000

3. Wartości minimalne IP plonu krajowego pszenicy ozimej, żyta i buraka cukrowego w warunkach prognozowanych przez scenariusze klimatyczne są większe od zanotowanych w okresie 1972-2009. Wartości minimalne IP dla plonu krajowe-

go pszenicy jarej, jęczmienia jarego, ziemniaka i kukurydzy oszacowane dla warunków scenariuszy klimatycznych na lata 2011-2030 są zbliżone do wartości, które notowano w latach 1972-2009.

4. Przed podjęciem decyzji o celowości działań adaptacyjnych w rolnictwie wobec zachodzących zmian klimatu w krótkiej perspektywie czasowej (20 lat) należy analizować obok wskaźników opisujących poziom plonowania, również konsekwencje zwiększenia zmienności poziomu plonowania, która decyduje o stabilności ekonomicznej gospodarstw.

Zmiany klimatu dotkną również obszary leśne. Tu potrzebne są już długofalowe działania i prognozy klimatu na okres znacznie dłuższy od 20 lat. Największe zagrożenie stworzą łączne skutki ocieplenia i fakt, że zmiany opadów nie zrównoważą prawdopodobnie strat wody związanych ze zwiększonym parowaniem. Dodatkowo krótsza i łagodniejsza zima powoduje, że drzewa nie zawsze są przygotowane na nadejście fal mrozów, które będą pojawiać się nawet podczas średnio cieplejszych zim. Łagodniejsze zimy to również korzystne warunki dla szkodników, których populacja nie ulega takiemu zmniejszeniu, jak podczas mroźnych. Ze względu na znaczną fragmentację terenów leśnych, naturalne przesuwanie się stref roślinnych jest utrudnione i przemyślana ingerencja człowieka jest tu niezbędna. Deficyt wody w połączeniu z wyższą temperaturą zwiększa znacząco zagrożenie pożarowe w lasach. Tu również niezbędna jest adaptacja.

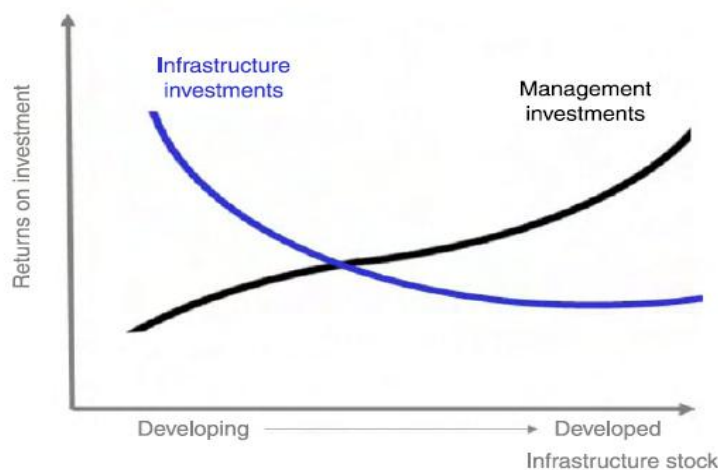
Zmiany klimatu będą również odczuwalne w sektorze energetycznym, wywierając znaczny wpływ na popyt. Zmiany będą w dużym stopniu korzystne, podczas cieplejszych średnio zim zapotrzebowanie na energię powinno się zmniejszyć. Gorętsze lata zwiększą natomiast zapotrzebowanie w tym sezonie. Sumaryczne zapotrzebowanie zmieni się niewiele, natomiast będzie bardziej równomiernie rozłożone w skali roku. Jednakże większa zmienność temperatury może spowodować, że co kilka lat występować będą mroźne zimy, zatem i na tę ewentualność sektor energetyczny musi być przygotowany. Jednocześnie mniejsze opady latem i możliwość pojawiania się przedłużających fal upałów mogą utrudnić proces chłodzenia w elektrowniach, co należy wziąć pod uwagę planując systemy chłodzenia w elektrowniach jądrowych. Deficyt wody i powtarzające się okresy niskich stanów wód mogą mieć istotny wpływ na działanie i efektywność hydroelektrowni.

Polska leży w obszarze o niewielkich zasobach wód powierzchniowych, zagrożonym deficytem wody. Już obecnie w okresach przedłużających się braków opadów w wielu sektorach brak wody staje się odczuwalny. W perspektywie wyższej temperatury i niższych oraz mniej równomiernie rozłożonych opadów w lecie deficyt wody może być okresowo odczuwalny. Potencjalne mechanizmy dostosowawcze gospodarki do rosnących deficytów (lub zwiększającej się sezonowej nierównomierności) sprowadzają się do następujących rozwiązań [Berbeka 2011b]:

1. retencja wody,
2. zmiana sposobów zaopatrzenia (z powierzchniowej na podziemną),
3. ekonomizacja zużycia jednostkowego i ograniczenie popytu (w tym ograniczenie strat, marnotrawstwa),

4. relokacja działalności gospodarczej na obszary, które nie są dotknięte deficytem,
5. zaniechanie (lub zmiana na inną) działalności gospodarczej z powodu braku zaspokojenia popytu.

Część z tych działań, np. budowę zbiorników retencyjnych, zalicza się do tzw. twardych mechanizmów adaptacyjnych, inne, np. ekonomizacja zużycia, należą do mechanizmów miękkich. Grey i Sadoff [2007] wskazują, że wraz z postępującym rozwojem gospodarczym, jest uzasadnione ekonomicznie zastępowanie działań twardych miękkimi (rys. 4). Sterowanie popytem może być realizowane przez zróżnicowanie opłat za wodę w zależności od zasobności rozumianej w kategoriach względnych jako relację wielkości zasobu wody do wielkości zużycia.



Rys. 4. Porównanie efektywności ekonomicznej twardych i miękkich działań dostosowawczych [za Grey i Sadoff 2007]

Infrastruktura musi być przygotowana na ekstremalne warunki pogodowe. Dotyczy to zarówno częstości występowania silnego wiatru i tornad, na razie o umiarkowanej sile, ale również intensywnych opadów burzowych, do których miasta muszą dostosować systemy odprowadzania wody burzowej.

Do zmian klimatu musi dostosować się również infrastruktura drogowa. Cieplesze zimy to częstsze przechodzenie temperatury przez magiczną wartość  $0^{\circ}\text{C}$ , przy średniej temperaturze zimy zbliżonej do zera. Powoduje to nieustanne zamarzanie i rozmarzanie wody, co skutkuje dużo szybszym niszczeniem powierzchni dróg. Częstsze fale upałów przyczyniają się do powstawania kolein latem, gdy rozgrzany asfalt staje się bardziej elastyczny. Nie tylko asfalt jest wrażliwy na skrajne warunki termiczne, ale również budynki i mosty. W związku ze zmianami częstości intensywności ekstremalnych zdarzeń pogodowych: zakres temperatury, prędkość wiatru, występowanie tornad, może pojawić się konieczność modyfikacji norm budowlanych.

Cygler i in. [2011] przeprowadzili analizę ekonomiczną wpływu zmian klimatu w wybranych gałęziach przemysłu. Najwyraźniejszy związek z kształtowaniem się wskaźników meteorologicznych znaleziono w odniesieniu do sektora produkcji energii oraz w obszarze budownictwa. W przypadku energii istnieje związek między jej finalnym zużyciem a średnią temperaturą powietrza. Na podstawie opracowanego modelu można stwierdzić, iż wzrost średniej temperatury o 1°C powoduje spadek zużycia finalnego energii elektrycznej o 1%, zaś spadek średniej temperatury o 1°C wywołuje podobny wzrost zapotrzebowania na energię elektryczną o 1%. Drugim czynnikiem klimatycznym, dla którego znaleziono związek z wielkością zapotrzebowania na energię elektryczną, jest wilgotność. Wyniki modelu wskazują, że wzrost wilgotności o 1 pkt proc. powoduje wzrost zapotrzebowania na energię elektryczną o 0,75% i odwrotnie spadek wilgotności o 1 pkt proc. skutkuje spadkiem zużycia energii o 0,75%. W konsekwencji – przy niezmienności warunków pozaklimatycznych i przy rozpatrywanych czynnikach klimatycznych (średnia temperatura, wilgotność) – produkcja energii elektrycznej na przestrzeni lat 2011-2030 nie podlegałaby zbyt dużym wahaniom. Średnie wartości uzyskane w trzech zaprezentowanych scenariuszach różnią się między sobą o mniej niż 0,16 TWh (0,10%). Średnie zużycie roczne na przestrzeni rozpatrywanych 20 lat wynosić będzie: w wariantcie B1 – 150,6234 TWh, w wariantcie A1B – 150,6023 TWh (najmniej) oraz najwięcej (150,7578 TWh) w wariantcie A2. Dla porównania produkcja energii elektrycznej w Polsce w 2009 r. wyniosła 151,697 TWh.

Przekładając wymienione wyniki na wskaźniki ekonomiczne można przyjąć prognozę, według której wartość średniorocznej produkcji sektora elektroenergetyki w latach 2011-2030 według średnich cen sprzedaży energii elektrycznej przez przedsiębiorstwa obrotu odbiorcom końcowym z 2009 r. równej 218,09 PLN/MWh wynosić będzie odpowiednio:

- 1) dla scenariusza B1 – 32,849 mld PLN,
- 2) dla scenariusza A1B - 32,845 mld PLN,
- 3) dla scenariusza A2 - 32,879 mld PLN.

Obroty te są porównywalne do tych z 2009 r., gdy przy podobnej cenie wartość sprzedaży na rynku energii elektrycznej wyniosła ok. 33,1 mld PLN (a więc różnica wynosi ok. 0,7%). Zatem zgodnie z analizą można stwierdzić, że wpływ zmiany klimatu w latach 2011-2030 na elektroenergetykę będzie nieznaczny.

W przypadku budownictwa analiza przeprowadzonych obliczeń pozwala stwierdzić, iż czynnikiem pogodowym, który może mieć istotny statystycznie wpływ na ten sektor w Polsce są opady. Zarówno ich poziom, jak i liczba dni z opadem przekłada się na zjawiska takie jak: liczba mieszkań oddanych do użytkowania i w budowie, zużycie materiałów budowlanych, wartość zrealizowanych obiektów w budownictwie lądowym i wartość produkcji budowlanej i montażowej w ogóle. Zmiany pozostałych wskaźników pogodowych wydają się nie mieć znaczenia w polskich warunkach i przy obserwowanej i zakładanej skali ich zmiany. Zmiany w poziomie i częstotliwości opadów są odczuwalne w procesie budowlanym, głównie przez wydłużenie cykli budowlanych (części robót budowlanych nie można realizować, gdy pada) i wzrost kosztów prowadzenia budowy i utrzymania



budynków (zwiększone zużycie materiałów, mniejsza liczba dni wykorzystywanych do pracy).

Przeprowadzona analiza wykazała następujące zależności w sektorze budownictwa:

- zmiana średniej temperatury powietrza o 0,1°C powoduje zmianę wartości dodanej budownictwa o 1,54% (z zastrzeżeniem, że wynik ten może być obarczony błędem, jako że badanie korelacji nie potwierdza silnego związku),

- zmiana sumy opadów w miesiącu o 10 mm powoduje zmianę wartości dodanej budownictwa o 1,41%,

- zmiana liczby dni z opadem w miesiącu o 1 powoduje zmianę wartości dodanej budownictwa o 1,08%.

Opracowany model pozwala zatem stwierdzić, iż większe znaczenie niż zmiany temperatury mają dla budownictwa opady. Należy jednak pamiętać, iż wpływ ten jest niezbyt znaczący, jako że w ślad za zmianami czynników klimatycznych podążają zmiany technologiczne, które pozwalają dostosować proces budowlany do zmieniających się warunków atmosferycznych.

Wzrost częstości występowania takich zjawisk pogodowych, jak intensywne opady, wiatry o dużej sile, a także wzrost temperatury i nasłonecznienia, spadek wilgotności oraz zwiększona częstość przechodzenia temperatury przez próg 0°C (rozmarzanie i zamarzanie) zwiększa tempo niszczenia tkanki budynków, zwłaszcza ich zewnętrznych okładzin, przez co zwiększa koszty utrzymania obiektu. Szybsze zużycie materiałów ma także negatywne skutki dla budownictwa drogowego, a w konsekwencji dla całego systemu transportu i zaopatrzenia. Materiały pod wpływem czynników klimatycznych są mniej wytrzymałe. Proces adaptacyjny powinien polegać na zmianie wykorzystywanych technologii na takie, których skutkiem będzie wzrost wytrzymałości materiałów i dłuższa żywotność produktów.

Innym sektorem o dużej wrażliwości na warunki klimatyczne jest turystyka. Ocieplenie, szczególnie w połączeniu z powtarzającymi się falami upałów w regionie Morza Śródziemnego, może zwiększyć atrakcyjność plaż nad Morzem Bałtyckim. Wykorzystanie tej szansy wymaga jednak znacznych nakładów na infrastrukturę, a także ochronę czystości wody. Zakwity toksycznych glonów nie zachęca nikogo do przyjazdu nad nasze morze. Ocieplenie może wpłynąć negatywnie na możliwość korzystania ze sportów zimowych w polskich górach. Analizę zmian kosztów sztucznego naśnieżania dla kilku wybranych ośrodków narciarskich przeprowadziła Berbeka [2011a]. W latach 2011-2030 w niektórych ośrodkach warunki śnieżne poprawią się w stosunku do tych z lat 2003-2008. W innych sytuacja pogorszy się. W nieco wyższej temperaturze niewielkiemu skróceniu okresu narciarskiego towarzyszyć może zwiększenie opadów atmosferycznych ze względu na większą ilość pary wodnej w cieplejszym powietrzu. Jeśli będą to opady śniegu, warunki narciarskie ulegną poprawie, jeśli deszczu – pogorszeniu.

W przypadku niektórych ośrodków wzrost kosztów śnieżenia jest bardzo wysoki i stawia pod znakiem zapytania ich opłacalność.

Tab. 1. Oszacowanie zmian kosztów naśnieżania w wybranych ośrodkach narciarskich w zmienionych warunkach klimatycznych

Ośrodek	Wysokość dolnej stacji wyciągu (m n.p.m.)	Scenariusz emisji	Zmiana grubości pokrywy śnieżnej (cm) (2011-2030) - (2003-2008)	Dodatkowe wydatki na śnieżenie (tys. zł)	Ograniczenie wydatków na śnieżenie (tys. zł)
Siepraw Ski	276	A2	+17		28-41
		A1B	+10		17-25
		B1	0		
Czantoria	386	A2	-70	112-168	
		A1B	-78	124-186	
		B1	-83	133-200	
Kiczera Puławy	460	A2	+28	45-67	
		A1B	+17	27-41	
		B1	+6	9-13	
Śnieżnica	574	A2	+7		11-16
		A1B	-10	16-24	
		B1	-28	44-67	
Kamianna	575	A2	-28	44-66	
		A1B	-40	64-97	
		B1	-47	76-114	
Beskid Spytkowice	620	A2	+43		68-103
		A1B	+17		27-40
		B1	+1		2-3
Nosal	1014	A2	-81	129-194	
		A1B	-124	199-298	
		B1	-128	205-308	

Natomiast w innych sektorach turystyki Cygler i in. [2010] stwierdzają, że w warunkach polskich wpływ prognozowanych zmian klimatu na sektor turystyczny do 2030 r. jest nieznaczny. Zakładając, iż są to oszacowania oparte na pewnych założeniach, uprawnione wydaje się stwierdzenie, iż wpływ ten jest nieistotny. Obserwowane są wprawdzie sezonowe zmiany związane ze zmieniającą się pogodą, ale trudno mówić o wyraźnym trendzie.

Zmiany klimatu mogą wywrzeć też negatywne skutki na zdrowie ludzi. Fale upałów powodują, że warunki bioklimatyczne ulegają znacznemu pogorszeniu, szczególnie w miastach, gdzie w warunkach pogodowych typowych dla fal upałów, w godzinach nocnych rozwija się intensywna miejska wyspa ciepła [Fortuniak 2000]. Działania adaptacyjne powinny polegać na monitorowaniu wystąpienia niebezpiecznych dla zdrowia fal upałów ze wskazaniami działań dla służb miejskich i służby zdrowia. Wśród nich najważniejsze to ostrzeżenia dla szczególnie zagrożonych, zmniejszenie godzin pracy pracowników pracujących na zewnątrz budynków, zabezpieczenie większej ilości napojów, przygotowanie odpowiednio klimatyzowanych pomieszczeń w żłobkach, przedszkolach, szpitalach, ośrodkach pomocy społecznej i innych budynkach, w których mogą przebywać osoby szczególnie zagrożone.

Jednym z koniecznych działań adaptacyjnych jest również działalność edukacyjna, informowanie szerokiej społeczności o tendencjach zmian klimatu i wynikających z nich zagrożeń, aby każdy miał świadomość konieczności podejmowania

działań adaptacyjnych w sferze działalności jaką podejmuje. Wśród niezbędnych działań jest również budowanie wiedzy, zwiększanie świadomości i dostępu do wiarygodnych danych na temat prawdopodobnego oddziaływania zmian klimatu, powiązanych aspektów społeczno-gospodarczych oraz na temat kosztów i korzyści poszczególnych wariantów w zakresie adaptacji. Potrzebna jest szersza wiedza, powstanie systemu wymiany informacji, informatycznego narzędzia połączonego z bazą danych na temat oddziaływania zmian klimatu. Na przykład powinien powstać system doradztwa rolniczego zachęcający do wprowadzania nowych metod prowadzenia gospodarstwa rolniczego i technologii ułatwiających adaptację do zmieniających się warunków klimatycznych [Zielona Księga 2007].

## Literatura\*

- Alexandersson H., 1986, A homogeneity test applied to precipitation data, *J. of Clim.*, 6, 661-675
- Anthes R.A., 1977, A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model, *Mon. Wea. Rev.*, 105, 270-286
- Arakawa A, Schubert W.H., 1974, Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment Part 1, *J. Atmos. Sci.*, 31, 674-701
- Atlas klimatyczny Polski, 1979, IMGW, Warszawa
- Bac S. jr, 1961, Szata śnieżna w zlewni źródłiskowej Bobru, *Zesz. Nauk. WSR we Wrocławiu*, 19, 61-72
- BACC Author Team (2008), Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin, *Reg. Clim. Stud. Ser.*, Springer, Heidelberg, Germany, 474
- Barnett T.P., Preisendorfer R., 1987, Origins and levels of monthly and seasonal forecast skill for United States surface air temperature determined by canonical correlation analysis, *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1825-1850
- Bednorz E., 2001, Pokrywa śnieżna a kierunki napływu mas powietrza w Polsce Północno-Zachodniej, *Seria Geografia*, nr 65
- Bednorz E., 2002, Snow cover in western Poland and macro-scale circulation conditions, *Int. J. Climatol.*, 22, 533-541
- Bednorz E., 2009, Wpływ sytuacji barycznych na występowanie pokrywy śnieżnej na obszarach nizinnych środkowej Europy, *Wyd. Nauk. UAM, Poznań*
- Berbeka K., 2011a, Określenie wpływu zmian klimatu na wybrane sektory gospodarki narodowej. Model klimat-ekonomia: zmiany klimatu i ich wpływ na środowisko naturalne Polski oraz określenie ich skutków ekonomicznych w sektorze gospodarki wodnej (zaopatrzenie w wodę i oczyszczanie ścieków), Uniwersytet Ekonomiczny, Kraków, niepublikowany raport wykonany na zamówienie projektu KLIMAT, IMGW-PIB
- Berbeka J., 2011b, Określenie wpływu zmian klimatu na wybrane sektory gospodarki narodowej. Model klimat-ekonomia: określenie skutków ekonomicznych zmiany klimatu Polski na przykładzie wybranych stacji narciarskich, Uniwersytet Ekonomiczny, Kraków, niepublikowany raport wykonany na zamówienie projektu KLIMAT, IMGW-PIB
- Biernacik D. i in., 2010, Zmienność warunków termicznych w Polsce po roku 1951. Rezultaty projektu KLIMAT, w: *Klimat Polski na tle klimatu Europy. Zmiany i ich konsekwencje*, E. Bednorz, L. Kolendowicz (red.), *Seria Studia i Prace z Geografii i Geologii*, 16, 9-21
- Błaś M., Sobik M., 2005, Osobliwości klimatu Karkonoszy i Gór Izerskich, w: *Rola stacji terenowych w badaniach geograficznych*, K. Krzemień, J. Trepieńska, A. Bokwa (red.), *IGiP UJ*, 109-121
- Błażejczyk K., 2005-2012, *MENEX\_2005*  
[www.igipz.pan.pl/tl/files/igipz/ZGiK/opracowania/indywidualne/blazejczyk/MENEX\\_2005](http://www.igipz.pan.pl/tl/files/igipz/ZGiK/opracowania/indywidualne/blazejczyk/MENEX_2005)
- Borkowski, J.L., 1999, Homogenisation of the Belsk UV-B series (1976-1997) and trend analysis, *J. Geophys. Res.*, 105, 4873-4879

---

\* Do całej części I

- Busuioc A. i in., 2001, Performance of statistical downscaling models in GCM validation and regional climate estimates: application for Swedish precipitation, *Int. J. Climatol.*, 21, 557-578
- Busuioc A. i in., Statistical downscaling model based on canonical correlation analysis for winter extreme precipitation events in the Emilia-Romagna region, *Int. J. Climatol.*, 28, 449-464
- Charlson R.J. i in., 1992, Climate forcing by anthropogenic aerosols, *Science*, 225, 423-430
- Chomicz K., 1953, O pokrywie śnieżnej w Karpatach, *Prz. Meteor. Hydrol.*, t. VI, z. 1-2, 16-29
- Christensen J. H. i in., 1996, The HIRHAM4 Regional Atmospheric Climate Model, DMI Scientific Report, 96-4
- Chrzanowski J., 1986, Pokrywa śnieżna w Polsce i klasyfikacja jej grubości, *Wiad. IMGW*, z. 2
- Chrzanowski J., 1988, Pokrywa śnieżna w Polsce. Klasyfikacja jej grubości i regionalizacja, *Mat. Bad. IMGW*, ser. Meteorologia, 15, 43
- Chubarova, N. Y., 2009, Seasonal distribution of aerosol properties over Europe and their impact on UV irradiance, *Atmos. Meas. Tech.*, 2, 593-608, doi:10.5194/amt-2-593-2009
- Cionni I. i in., 2011, Ozone database in support of CMIP5 simulations: results and corresponding radiative forcing, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 11, 10875-10933, doi:10.5194/acpd-11-10875-2011
- Cowie J., 2009, Zmiany klimatyczne. Przyczyny, przebieg i skutki dla człowieka, Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego, 435
- Curyło A., Lityńska Z., Krzyścin J., Bogdańska B., 2009, Reconstruction algorithm and diurnal cycle variability, *Proceedings of the International Radiation Symposium (IRC/IAMAS) 3-8 August 2008*, American Institute of Physics, 615-618
- Cyglar M. i in., 2010, Analiza skutków ekonomicznych zmiany klimatu w sektorze rejestrowanych usług turystycznych oferowanych sezonowo i całorocznie oraz w ruchu turystycznym, Szkoła Główna Handlowa, Warszawa, niepublikowany raport wykonany na zamówienie projektu KLIMAT, IMGW-PIB
- Cyglar M., i in., 2011, Analiza skutków ekonomicznych zmiany klimatu w wybranych gałęziach przemysłu, Szkoła Główna Handlowa, Warszawa, niepublikowany raport wykonany na zamówienie projektu KLIMAT, IMGW-PIB
- Dai A., 2006, Recent Climatology, Variability, and Trends in Global Surface Humidity, *J. Climate*, 19, 3589-3606
- Dai A. i in., 1999, Effects of clouds, soil moisture, precipitation, and water vapour on diurnal temperature range, *J. Climate*, 12, 2451-2473
- Degirmendžić, J. i in., 2004, Changes of air temperature and precipitation in Poland in the period 1951-2000 and their relationship to atmospheric circulation, *Int. J. Climatol.*, 24, 291-310
- Déqué M., 2007, Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario: Model results and statistical correction according to observed values, *Global and Planetary Change*, 57, 16-26
- Dessens J., Buecher A., 1995, Changes in minimum and maximum temperatures at the Pic du Midi in relation with humidity and cloudiness, 1882-1984, *Atmos. Res.*, 37, 147-162
- Dickinson R.E. i in., 1986, Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model, NCAR Tech. Note, TN-375-STR, 69
- Dickinson R.E. i in., 1993, Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e coupled to the NCAR Community Climate Model, NCAR Tech. Note, TN-387-STR, 72
- Dubicka M., 1999, Zmienność zachmurzenia w Karkonoszach w ostatnim stuleciu, *Zmiany i zmienność klimatu Polski*, 57-64
- Dubicki A., Głowicki B., Woźniak Z., 1997, Wieloletnie badania hydrometeorologiczne w małych zlewniach sudeckich, *Mat. Bad. IMGW*, ser.: Hydrologia i oceanologia, 22, 95-106
- Dusza S., 1977, Prawdopodobieństwo występowania dobowych sum opadów o określonych wartościach w profilu pionowym Sudetów, praca magisterska, Zakład Klimatologii, UJ Kraków

- Engelsen O., A. Kylling, 2005, Fast simulation tool for ultraviolet radiation at the earth's surface, *Optical Engineering*, 44, 41012-41019
- Falarz M., 2004, Variability and trends in the duration and depth of snow cover in Poland in the 20<sup>th</sup> century, *Intern. J. Klimat.*, 24, 1713-1727
- Falarz M., 2007, Potencjalny okres występowania pokrywy śnieżnej w Polsce i jego zmiany w XX wieku, w: K. Piotrowicz, R. Twardosz (red.), *Wahania klimatu w różnych skalach przestrzennych i czasowych*, IGiGP UJ, Kraków, 205-213
- Falarz M., 2000-2001, Zmienność wieloletnia występowania pokrywy śnieżnej w polskich Tatrach, w: *Folia Geographica*, ser. *Geographica Physica*, vol. 31-32, 101-123
- Falarz M., 2010, Współczynnik trwałości pokrywy śnieżnej w Polsce – rozkład przestrzenny, ekstrema, zmiany wieloletnie, w: *Klimat Polski na tle klimatu Europy. Warunki termiczne i opadowe*. E. Bednorz (red.), ser. *Studia i Prace z Geografii i Geologii*, 15, 167-179
- Fortuniak K., 2000, Stochastyczne i deterministyczne aspekty zmienności wybranych elementów klimatu Polski, *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Phys.*, 4, 139
- Foster J., Owe M., Rango A., 1983, Snow cover and temperature relationships in North America and Eurasia, *J. Appl. Meteorol.*, 22
- Frias M.D. i in., 2006, Testing statistical downscaling methods in simulated climates, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L19807
- Głowicki B., Otop I., Urban G., Tomczyński K., 2005, Klimat, w: *Opracowanie ekofizjograficzne dla województwa dolnośląskiego*, J. Blachowski, E. Markowicz-Judycka, D. Zięba (red.), Zarząd Województwa Dolnośląskiego. WBU we Wrocławiu, 53-61
- Giorgi F., 1990, Simulation of Regional Climate Using a Limited Area Model Nested in a General Circulation Model, *J. Climate*, 3, 941-963
- Giorgi F., Bates G.T., 1989, The climatological skill of a regional model over complex terrain, *Mon. Wea. Rev.*, 117, 2325-2347
- Grell G.A., 1993, Prognostic Evaluation of Assumptions Used by Cumulus Parameterizations, *Mon. Wea. Rev.*, 121, 764-787
- Grey D., Sadoff C., 2007, *Water Policy*, No.9, 561
- Groisman P.Y. i in., 2000, The relationship of cloud cover to near-surface temperature and humidity: comparison of GCM simulations with empirical data, *J. Climate*, 13, 1858-1878
- Haugen J.E., Haakenstad H., 2006, Validation of HIRHAM version 2 with 50 km and 25 km resolution, RegClim General Technical Report, No. 9, 159-173
- Hay L.E., Wilby R.L., Leavesley G.H., 2000, A comparison of delta change and downscaled GCM scenarios for three mountainous basins in the United States, *J. Am. Water Resour. Assoc.*, 36, 387-398
- Haylock M.R., Goodess C.M., 2004, Interannual variability of European extreme winter rainfall and links with mean large-scale circulation, *Int. J. Climatol.*, 24, 759-776
- Haylock, M.R. i in., 2008, A European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation, *J. Geophys. Res (Atmospheres)*, 113, D20119, doi:10.1029/2008JD10201
- Henderson-Sellers A., 1986, Increasing cloud in a warming world, *Climatic Change*, 9, 267-309
- Hess M., 1965, Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich, *Zeszyty Naukowe UJ, CXV*, 267
- Hess M., 1968, Metoda określania ilościowego zróżnicowania mezoklimatycznego w terenach górskich, *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geograficzne*, 18
- Hess M., Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., 1980, O prawidłowościach piętrowego zróżnicowania stosunków klimatycznych w Sudetach, *Rocz. Nauk.-Dyd. WSP w Krakowie*, 71, Prace Geogr. VIII, 167-201
- Hladný J., Sykorá B., 1983, Klimatologie, hydrologie, sněhová pokraka, w: B. Sýkorá (red.) *Krkoňský Národní Park*, Praha, 33-44

- Hotelling H., 1936, Relations between two sets of variants, *Biometrika*, 28, 321-377
- Huth R., 2002, Statistical Downscaling of Daily Temperature in Central Europe, *J. Climate.*, 15, 1731-1742
- Imbert A., Benestad R.E., 2005, An improvement of analog model strategy for more reliable local climate change scenarios, *Theoretical and Applied Climatology*, 82, 245-255
- IPCC, 2007, Climate Change 2007, The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC, S. Solomon i in. (ed.). Cambridge University Press, Cambridge, 996
- IPCC 2007, Zmiana klimatu 2007, Raport Syntetyczny, Wkład Grup roboczych I, II i III do Czwartego Raportu Oceniającego Międzyrządowego Zespołu ds. Zmian Klimatu, R.K. Pachauri A. Reisinger (red.), Wyd. IOŚ, Warszawa
- Kaas E., Frich P., 1995, Diurnal temperature range and cloud cover in the Nordic countries: observed trends and estimates for the future. *Atmospheric Research*, 37, 211-228
- Kaczorowska Z., 1962, Opady w Polsce w przekroju wieloletnim: tendencje, okresowość oraz prawdopodobieństwo występowania niedoboru i nadmiaru opadów, Wyd. Geologiczne
- Kaczorowska Z., 1962, Opady w Polsce w przekroju wieloletnim, *Prace Geofiz.*, 33
- Kalnay E. i in., 1996, The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437-471
- Karl T.R. i in., 1993, A new perspective on recent global warming: Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 74, 1007-1023
- Kasprowicz T., 2010, Prawidłowości przestrzenne występowania pokrywy śnieżnej Polsce i próba ich regionalizacji, w: *Klimat Polski na tle klimatu Europy. Warunki termiczne i opadowe*, E. Bednorz (red.), ser. *Studia i Prace z Geografii i Geologii*, 15.181-198
- Key J., Schweiger A.J., 1998, Tools for atmospheric radiative transfer: Streamer and FluxNet, *Computer & Geosciences*, 24(5), 443-451
- Kiehl J.T., Wolski R.J., I in., 1987, Documentation of radiation and cloud routines in the NCAR community climate model (CCM1). NCAR Tech. Note NCAR/TN-288+IA
- Kiehl, J.T., Trenberth K.E., 1997, Earth's annual global mean energy budget, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 97-208
- Kjellström, E. I in., 2005, A 140-year simulation of European climate with the new version of the Rossby Centre regional atmospheric climate model (RCA3), *SMHI Reports Meteorology and Climatology*, 108, SMHI, SE-60176 Norrköping, Sweden, 54
- Koepke P. i in., 2006: Modelling solar UV radiation in the past: Comparison of algorithms and input data: Remote Sensing of Cloud and the Atmosphere XI, Stockholm, Sweden, 11-14, wrzesień, 2006. The Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers, Proc. Of SPIE, Vol. 6362, 636215-1-636225-1
- Kondracki J., 1978, *Geografia fizyczna Polski*, PWN, Warszawa
- Kondracki J., 2002, *Geografia regionalna Polski*, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa
- Kosiba A., 1948. *Klimat Ziemi Śląskich*. Instytut Śląski, Wrocław-Katowice, 127
- Kosiba A., 1949. Częstość szaty śnieżnej na Ziemiach Śląskich, *Prace Wroc. Tow. Nauk.*, B, 21, 91
- Kosińska-Bartnicka S., 1924, Uśnieżenie w Polsce zimą 1923/24, *Czasopismo Geogr.*, z. 2
- Kozyra J. i in., 2011, Określenie wpływu zmian klimatu na plonowanie głównych roślin uprawnych w Polsce. Model klimat-rolnictwo, IUNG, niepublikowany raport wykonany na zamówienie projektu KLIMAT, IMGW-PIB
- Koźuchowski K., 1986, Zmienność opadów w Polsce w przebiegu wieloletnim, *Prz. Geograf.*, LVIII, 3, 441-456
- Kwiatkowski J., 1978, Pokrywa śnieżna Sudetów, jej gęstość i zawarty w niej zapas wody, *Czas. Geogr.*, 49, 4, 419-435

- Kwiatkowski J., 1985, Szata śnieżna, szadź i lawiny, w: Karkonosze Polskie, A. Jahn [red.], Ossolineum 117-144
- Lenderink G., 2010, Exploring metrics of extreme daily precipitation in a large ensemble of regional climate model simulations, *Clim. Res.*, 44, 151-166
- Lenderink G., i in., 2007, Estimates of Faure discharges of the river Rhine using two scenario methodologies, Direct versus delta approach, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11, 1143-1159
- Litwin L., Myrda G., 2005, Systemy Informacji Geograficznej. Zarządzanie danymi przestrzennymi w GIS, SIP, SIT, LIS, Wyd. Helion, Warszawa
- Longley P.A. i in., 2008, GIS Teoria i praktyka, Wyd. Nauk. PWN
- Lorenc H. (red.) 2005, Atlas klimatu Polski, IMGW, 116
- Łabędzki L., 2004, Problematyka susz w Polsce, Woda – Środowisko– Obszary Wiejskie, 4, z. 1(10), 47-66
- Łupikasa E., 2010, Spatial and temporal variability of extreme precipitation in Poland in the period 1951-2006, *Intern. J. Climat.*, 30, 991-1007
- Magnuszewski A., 1999, GIS w geografii fizycznej, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa
- Matuszko D., 1991, Rodzaje chmur nad Krakowem, *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geograficzne*
- Matuszko D., 1998, Zachmurzenie w Krakowie (1906-1995), *Prz. Geof.*, 3-4, 207-219
- Matuszko D., 2002, Wpływ cyrkulacji atmosfery na zachmurzenie w Krakowie, Konferencja Oscylacja Północnego Atlantyku i jej rola w kształtowaniu zmienności warunków klimatycznych i hydrologicznych Polski, Gdynia, 141-145
- Meijgaard E. van i in., 2008, The KNMI regional atmospheric climate model RACMO, version 2.1. KNMI Technical Report 302, 43 <http://www.knmi.nl/bibliotheek/knmipubTR/TR302.pdf>
- Michalska A., 2001, Długookresowe zmiany opadów atmosferycznych w Polsce w latach 1861-1991, *Prace i studia geograficzne UW*, 28, 205-212
- Miętus M., 1999, Rola regionalnej cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu warunków klimatycznych i oceanograficznych w polskiej strefie brzegowej Morza Bałtyckiego, *Mat. Bad. IMGW, ser. Meteorologia*, 29, 157
- Miętus M., Filipiak J., 2002, Wpływ termiki powierzchniowej warstwy wody północnego Atlantyku na wielkoskalową cyrkulację atmosferyczną w rejonie Atlantyku i Europy oraz na warunki termiczne w Polsce w XX w., *Mat. Bad. IMGW, ser. Meteorologia*, 35, 68
- Miętus M., Filipiak J., Owczarek M., 2003, Czasowo-przestrzenna struktura opadów w rejonie Zatoki Gdańskiej i jej możliwe zmiany w skali XXI wieku, Konferencja Powódź w Gdańsku 2001
- Miętus M., Owczarek M., 1994, Variability of mean annual amplitude of air temperature in relation to the mean cloudiness on the Polish coast since 1945, *Proceedings of the European Workshop on Climate Variations, Majvik*, 128-135
- Miętus M. i in. 2008, Statystyczno-empiryczny model warunków termicznych w Polsce, IMGW, Warszawa
- Miętus i in., 2009, O przydatności rezultatów globalnych reanaliz NCEP I ERA-40 do opisu warunków termicznych w Polsce, IMGW, Warszawa, 75
- Miętus M. i in., 2010, Statystyczno-empiryczny model warunków pluwialnych w Polsce, IMGW, Warszawa, 75
- Migała K., 2005, Piętra klimatyczne w górach Europy a problem zmian globalnych, *Acta Univ. Wratisl.*, No 2718, *Studia Geogr.*, 78, 140
- Migała K., 2008, Prognoza zmian pluwiotermicznych w piętrach roślinno-klimatycznych na obszarze średniogórza europejskiego, w: *Monitoring ekosystemów leśnych w Karkonoskim Parku Narodowym*, Wyd. ARGI Wrocław, 72-81
- Morawska-Horawska M., 1985, Cloudiness and sunshine in Cracow, 1861-1980, and its contemporary tendencies, *J. Climatology*, 5, 633-642



- Mrugasiewicz P., Sobik M., 2000, Morfologiczne i środowiskowe uwarunkowania pokrywy śnieżnej w polskiej części zlewni Izery, *Acta Univ. Wratislaviensis, No 2269, Studia Geograficzne*, LXXIV, 159-172
- Nakićenović N., Swart R. (red.), 2000, IPCC Special Report on Emissions Scenarios, A Special Report of IPCC Working Group III, Cambridge University Press
- New M., Hulme M., Jones P.D., 2000, Representing twentieth century space-time climate variability. Part II: Development of 1901-96 monthly grids of terrestrial surface climate, *J. Climate*, 13, 2217-2238
- Niedźwiedz T., 2003, The extreme precipitation in Central Europe and its synoptic background, *Papers on Global Change IGBP*, 10, Warszawa, p. 15-29
- Okołowicz W., 1962, Zachmurzenie w Polsce, *Prace Geograficzne* nr 34, 102
- Pal J.S. i in., 2000, Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM, *Journal of Geophysical Research*, 105, 29, 579-594
- Peixoto J.P., Oort A.H., 1996, The Climatology of Relative Humidity in the Atmosphere, *J. Climate*, 9, 3443-3463
- Point Precipitation Measurement, Areal Estimates and Relationships To Hydrologic Modeling, 2009, National Weather Service, Arkansas-Red Basin River Forecast Center, <http://www.srh.noaa.gov/abrfc/?n=map>
- Projekt KLIMAT, studium wykonalności, 2008, IMGW, maszynopis
- Pruchnicki J., 1987, *Metody opracowań klimatologicznych*, Wyd. PWN, Warszawa.
- Przedpeńska W., 1993, Zmienność sum opadów atmosferycznych uśrednionych dla obszaru Polski (1947-1998), *Wiadomości IMGW*, XVI, 1, 45-55
- Räisänen J., 2007, How reliable are climate models?, *Tellus*, 59A, 2-29
- Reunier H., 1935, Höhe und Andauer der Schneedecke im Riesengebirge, *Meteor. Zeitschr.*, 52/3
- Roeckner E. i in., 1996, The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate, Report No.218, MPI
- Roeckner E. i in., 2006a, Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution in the ECHAM5 atmosphere model, *J. Climate*, 19, 3771-3791
- Roeckner E. i in., 2006b, IPCC-AR4 MPI-ECHAM5\_T63L31 MPI-OM\_GR1.5L40 SRESA1B run no.2: atmosphere monthly mean values MPImet/MaD Germany. World Data Center for Climate. DOI:10.1594/WDCC/EH5-T63L31\_OM-GR1.5L40\_A1B\_2\_MM.
- Sobik M., 1998, Specyficzne cechy klimatu Gór Izerskich, w: *Problemy klimatyczno-botaniczne Gór Izerskich*, Migala K., Sobik M. (red.), Świeradów Zdrój, 29
- Sun B., Groisman P.Y., Mikhov II., 2001, Recent changes in cloud-type frequency and inferred increases in convection over the united states and the former USSR, *Journal of Climate*, 14, 1864-1880
- Szarejko Z., 1984a, Obserwacje nad zanikaniem pokrywy śnieżnej na terenie zlewni górnej Kamiennej, w: *Ogólnopolskie Sympozjum Naukowe: Problematyka hydrologiczna i meteorologiczna małych zlewni rzecznych*, Wrocław, 27-29 września 1984 r., *Polskie Tow. Geof.*, Wrocław, 230-231
- Szarejko Z., 1984b, Struktura przestrzenna pokrywy śnieżnej na terenie zlewni górnej Kamiennej, w: *Ogólnopolskie Sympozjum Naukowe: Problematyka hydrologiczna i meteorologiczna małych zlewni rzecznych*, Wrocław, 27-29 września 1984 r., *Polskie Tow. Geof.*, Wrocław, 232-233
- Szwejkowski Z., 1999, *Podstawy agrometeorologii*, Wyd. WSA, Łomża, 160
- Szyga-Pluta K., 2002, Częstość występowania rodzajów chmur w Polsce NW, UAM, Poznań
- Tamulewicz J., 1974, Zachmurzenie ogólne nieba w Poznaniu, *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, seria A, 27

- Tamulewicz J., 1993, Struktura pola opadów atmosferycznych Polski w okresie 1951-1980, Uniw. A. M. w Poznaniu, Seria Geogr., 56, Poznań
- Uppala, S.M. i in., 2005, The ERA-40 re-analysis, *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, 2961-3012
- Urban G., Richterová D., 2010, Warunki śniegowe a uprawianie narciarstwa w Sudetach Zachodnich na polsko-czeskim pograniczu, *Wiad. MHGW*, III, 1-4, 3-28
- Urbański J., 2008, GIS w badaniach przyrodniczych, Wyd. Uniw. Gdańsk., Gdańsk
- Ustrnul Z., 1991, Porównawcza analiza stosunków termicznych Tatr i Karkonoszy, *Acta Univ. Wratisl.*, No 1213, t. V, 173-178
- van Roosmalen L. i in., 2011, Comparison of hydrological simulations of climate change using perturbation of observation and distribution-based scaling, *Vadose Zone Journal*, 10, 136-150
- von Storch H. i in., 1993, Downscaling of Global Climate Change Estimates to Regional Scales: An Application to Iberian Rainfall in Wintertime, *J. Climate*, 6, 1161-1171
- von Storch H., Zwiers F.W., 2001, *Statistical analysis in climate research*, Cambridge Univ. Press, 484
- Warakowski W., 1969, Zachmurzenie i rodzaje chmur w zależności od mas powietrznych w Polsce, *Rozprawy habilitacyjne*, UMCS
- Warakowski W., 1997, Problemy z klasyfikacją i przewidywaniem pogodowych zjawisk ekstremalnych, w: *Ekstremalne zjawiska meteorologiczne, hydrologiczne i oceanologiczne*, Materiały Sympozjum Jubileuszowego PTGeof.
- Warren S.G. i in., 2007, A survey of changes in cloud cover and cloud types over land from surface observations, 1971–1996, *Journal of Climate*, 20, 717-738
- Weber G., 1994, On the Seasonal Variation of Local Relationships Between Temperature, Temperature Range, Sunshine and Cloudiness, *Theor. Appl. Climatol.*, 50, 15-22
- Werner P. C., von Storch H., 1993, Interannual variability of Central European mean temperature in January-February and its relation to large-scale circulation, *Clim. Res.*, 3, 195-207
- Wibig J., 2005, Zachmurzenie w Łodzi w latach 1951-2000, *Acta Geogr. Lodz.*, 89, 115-129
- Wibig J., 2008, Variability of weather extremes in Poland in the period 1951-2006 w: *Cambio climático regional y sus impactos*, J. S. Rodriguez i in. (ed.), *Publicaciones de la Asociación Española de Climatología*, ser. A 6, 469-479
- Wibig J., Głowicki B., 2002, Trends of minimum and maximum temperature in Poland, *Climate Research*, 20, 123-133
- Wilks D.S., 2008, *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, Second Edition, International Geophysics Series 91, Academic Press
- Willett K.M. i in., 2008, Recent Changes in Surface Humidity: Development of the HadCRUH Dataset, *J. Climate*, 21, 5364-5383
- Willett K.M., Jones P.D., Thorne P.W., 2010, A comparison of large scale changes in surface humidity over land in observations and CMIP3 general circulation models, *Environmental Research Letters*, 5, published online
- Woś A., 2010, *Klimat Polski w drugiej połowie XX wieku*. Wyd. Naukowe UAM, 489
- Wypych A., 2010, Twentieth century variability of surface humidity as the climate change indicator in Kraków (Southern Poland). *Theoretical and Applied Climatology*, 101, 475-482
- Yao M.-S., del Genio A.D., 1999, Effects of cloud parametrization on the simulation of climate changes in the GISS GCM, *J. Climate*, 12, 761-779
- Zielona księga komisji dla Rady, Parlamentu europejskiego, Europejskiego komitetu ekonomiczno-społecznego i Komitetu regionów - *Adaptacja do zmian klimatycznych w Europie – warianty działań na szczeblu UE {SEC(2007) 849}*
- Żmudzka E., 2003, Zmienność zachmurzenia w Polsce w drugiej połowie XX wieku, *Prz. Geof.*, 48, 159-185
- Żmudzka E., 2004, Wielkość zachmurzenia w Polsce a epoki cyrkulacyjne, *Prz. Geof.*, 49, 25-42

**CZĘŚĆ II**  
**DIAGNOZA STANU**  
**I SPODZIEWANYCH ZMIAN WARTOŚCI**  
**WYBRANYCH ELEMENTÓW**  
**OCEANOGRAFICZNYCH NA BAŁTYKU**  
**POŁUDNIOWYM W XXI WIEKU ORAZ**  
**IDENTYFIKACJA POTENCJALNYCH**  
**ZAGROŻEŃ OD STRONY MORZA**



## **Wprowadzenie**

*Ewa Jakusik*

Zmiany klimatu niosą ze sobą poważne konsekwencje dla środowiska naturalnego, gospodarki i społeczeństwa. Jednym ze szczególnie zagrożonych miejsc jest strefa brzegowa – obszar wzajemnego oddziaływania lądu i morza – niezwykle ważna z punktu widzenia przyrodniczego, jak i gospodarczego, a jednocześnie niezmiernie czuła na wszelkie zmiany naturalne i antropogeniczne.

Z dotychczasowych badań wynika, że na skutek współczesnych zmian klimatycznych zwiększa się prawdopodobieństwo systematycznego podnoszenia się poziomu morza wzdłuż polskiego wybrzeża Bałtyku, co może spowodować w okresie kilkudziesięciu lat zalanie terenów nizinnych i depresyjnych. Zwiększy się jednocześnie częstość występowania wezbrań sztormowych. Dotyczy to przede wszystkim takich obszarów, jak delta Wisły z Żuławami, ujście Odry oraz niektórych obszarów nizinnych środkowego Wybrzeża. Adaptacja do zmieniających się warunków będzie wymagać szeregu kosztownych przedsięwzięć inwestycyjnych, włącznie incydentalnej ewakuacji ludności z tych obszarów. Wzrost poziomu morza komplikuje również możliwość lokalizacji na tych terenach dużych przedsięwzięć inwestycyjnych, w tym szczególnie kosztownego przemysłu, a także realizacji planów urbanistycznych.

Zjawiska lodowe wzdłuż polskiego wybrzeża, mimo iż zazwyczaj krótkotrwałe, w czasie surowych zim są istotną przeszkodą w funkcjonowaniu gospodarki morskiej, zwłaszcza w pracy portów i żegludze. Występowanie zlodzenia stwarza również możliwość wystąpienia groźnych powodzi zatorowych w ujściowych odcinkach rzek. Spodziewane dalsze ocieplenie klimatu może wpłynąć na skrócenie czasu zalegania pokrywy lodowej i spadek jej grubości, zmniejszając tym samym sezonowe utrudnienia dla żeglugi oraz koszty eksploatacji lodołamaczy. Z drugiej strony mogą wystąpić istotne zmiany w środowisku naturalnym. Zagrożona mogłaby być np. populacja fok wykorzystujących pokrywy lodowe jako miejsca do rozrodu.

Polskie wybrzeże jest wybrzeżem abrazyjno-akumulacyjnym. Oznacza to, że pewne odcinki są niszczone wskutek zabierania materiału, inne podlegają transformacji wskutek jego osadzania i akumulacji. Na Wybrzeżu występują obszary o różnym stopniu zagrożenia abrazją. Z ponad 500 km linii brzegowej (bez

uwzględniania linii brzegowej zalewów) ok. 170 km jest słabo zagrożone abrazją, podczas gdy 100 km jest zagrożone silnie. Najbardziej efektywnym procesem zabierania rumowiska jest falowanie wywołane wiatrami sztormowymi. Następuje wtedy oddziaływanie energii falowania nie tylko na brzeg, lecz także jest ona przenoszona na przybrzeże, wskutek czego jest podrywany materiał z dna morza. Materiał zarówno z brzegu, jak i z dna jest unoszony i osadzany w strefach akumulacji. Po zakończeniu intensywnego falowania dochodzi niejednokrotnie do całkowitej zmiany profilu przybrzeża i plaży, często plaża ulega „zwężeniu” (tzn. zmniejsza się odległość od podstawy wydmy do linii wody).

Długookresowe zmiany struktury termohalinowej morza są w mniejszym stopniu wynikiem bezpośredniego oddziaływania antropogenicznego, natomiast w sposób istotny podlegają zmianom klimatycznym i hydrologicznym. Zmiany termiki atmosfery i dopływu energii słonecznej oraz dopływu wód słodkich do morza determinują zmiany temperatury wody morskiej oraz struktury gęstościowej. Ważnym czynnikiem modyfikującym są także wlewy słonych wód z Morza Północnego, dzięki którym zmienia się zarówno struktura gęstościowa warstw przydennych, jak i stężenie tlenu niezbędnego do życia i rozwoju organizmów bytujących w toni wodnej. Wszystkie wymienione czynniki przyczyniają się w określonym stopniu do zmian podstawowych właściwości ekosystemu morskiego. Mają one zasadnicze znaczenie dla ustalenia się charakteru ekosystemu jako oceanicznego lub słodkowodnego, co bezpośrednio oddziałuje na bioróżnorodność, a w ślad za tym na produktywność ekosystemu Bałtyku. Masowe zakwity glonów i cyjanobakterii w morzu świadczą o pogorszeniu się jakości wód. W wyniku silnej eutrofizacji środowiska oraz ocieplenia się klimatu częstotliwość oraz intensywność zjawiska systematycznie wzrasta.

Procesy i zjawiska kształtujące współczesny obraz środowiska są generowane przez wiele wzajemnie powiązanych czynników, takich jak: budowa geologiczna, rzeźba, zjawiska klimatyczne, warunki hydrologiczno-hydrodynamiczne, zasoby biotyczne środowiska, sposób zagospodarowania i wykorzystywania strefy brzegowej. W dynamicznym obrazie strefy brzegowej żaden z tych czynników nie ma jednoznacznego i długotrwałego priorytetu, żaden z nich też nie może być rozpatrywany, analizowany i interpretowany bez uwzględnienia pozostałych. Strefę brzegową Bałtyku należy uważać za rejon wyraźnego konfliktu między rozwojem gospodarczym a zachowaniem naturalnego krajobrazu i istniejących tu geosystemów.

Prezentowane rezultaty zostały uzyskane w wyniku realizacji projektu pt. „Wpływ zmian klimatu na środowisko, gospodarkę i społeczeństwo” o akronimie KLIMAT. Był on realizowany w ramach Programu Operacyjnego Innowacyjna Gospodarka współfinansowanego ze środków Europejskiego Funduszu Rozwoju Regionalnego. Projekt obejmował łącznie 9 zadań merytorycznych, a niniejsza publikacja prezentuje wyniki jednego z nich – zadania 6 „Bałtyk jako element systemu klimatycznego i jego rola w tworzeniu się stanów zagrożenia”. Jego celem było określenie roli Bałtyku jako czynnika klimatotwórczego (w skali regionalnej i lokalnej), niosącego również zagrożenia dla ludności żyjącej w jego zasięgu, śro-

dowiska, jak również obszarów położonych wzdłuż polskiego wybrzeża. Cele te realizowano w następujących podzadaniach:

6.1. Wpływ zmian klimatycznych na zmiany średniego poziomu morza i występowania jego ekstremalnych wartości w rejonie polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego i scenariusze zmian.

6.2. Wpływ zmian klimatycznych na przyszłe warunki występowania zlodzenia Bałtyku.

6.3. Wpływ zmian klimatu na falowanie na obszarze Bałtyku.

6.4. Opracowanie metodyki wyznaczania terenów bezpośredniego zagrożenia powodzią przy uwzględnieniu oddziaływania i zmian klimatycznych.

6.5. Długookresowe zmiany struktury termohalinowej Bałtyku jako czynnik stymulujący jego produktywność.

6.6. Wpływ zmian klimatycznych na strukturę przestrzenną i czasową zakwitów glonów.

Monografia przedstawia obszerną analizę wybranych elementów oceanograficznych na południowym Bałtyku będących efektem globalnych i regionalnych zmian klimatu.

# **Poziom morza w polskiej strefie brzegowej – stan obecny i spodziewane zmiany w przyszłości**

*Ewa Jakusik, Robert Wójcik, Michał Pilarski, Dawid Biernacik, Mirosław Miętus*

## **1. Wprowadzenie i cel pracy**

Przeprowadzone we wcześniejszych latach badania nad zmianami poziomu morza w rejonie polskiego wybrzeża wskazują na tendencje wzrostowe poziomu wód Bałtyku [Wróblewski 1993, Kozuchowski i Boryczka 1997, Miętus 1999, Cyberski i Wróblewski 1999]. W ostatnich 50-latach XX w. zanotowano wzrost poziomu morza z wybrzeża zachodniego ku wybrzeżu wschodniemu od ok. 7 cm do niemal 14 cm [Miętus 1994]. Za podnoszenie się poziomu morza, oprócz takich czynników, jak: rozszerzalność cieplna wody, zmiany w dopływie wód z lądów i lodowców oraz w sumach opadów atmosferycznych czy zmiany gęstości i zasolenia wody, jest w dużej mierze odpowiedzialna regionalna cyrkulacja atmosferyczna. Wzrost intensywności splotu mas powietrza z zachodu powoduje wzmożony transport mas wodnych z Oceanu Atlantyckiego poprzez Cieśniny Duńskie ku polskiemu wybrzeżu [Miętus 1994; Heyen i in. 1996; Miętus 1999; Miętus i in. 2004]. Skutkuje to podwyższeniem się średniego poziomu morza, jak również wzrostem jego ekstremalnych wartości. W konsekwencji przekroczenie stanów ostrzegawczych i alarmowych wzdłuż polskiego wybrzeża staje się coraz częstsze.

W celu maksymalizacji bezpieczeństwa i zapewnienia ochrony ludności i dóbr w obszarach bezpośredniego kontaktu z morzem właściwe służby administracji państwowej opracowują strategie i plany przeciwdziałania zagrożeniom ze strony żywności. Jest zatem celowe prowadzenie badań zmierzających do opracowania scenariuszy przyszłych zmian poziomu morza ze szczególnym naciskiem na określenie ryzyka występowania jego ekstremalnych wartości. W pracy podjęto próbę stworzenia modelu statystycznego, który identyfikuje relacje zmian poziomu morza ze zmianami regionalnej cyrkulacji atmosferycznej w celu przygotowania scenariuszy przyszłych zmian średniego, minimalnego, maksymalnego poziomu morza wzdłuż polskiego wybrzeża w XXI w.



## 2. Zakres wykonanych prac i metody badań

W celu stworzenia scenariuszy przyszłych zmian poziomu morza skonstruowano modele dowscalingowe oparte na statystyczno-empirycznych funkcjach przejścia między regionalnym polem wymuszenia a lokalnym polem odpowiedzi. Modele te posłużyły do identyfikacji związku między regionalną cyrkulacją atmosferyczną w rejonie północnego Atlantyku i Europy, charakteryzowaną przez rozkład ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza (SLP), a zmianami średniego poziomu morza na polskim wybrzeżu.

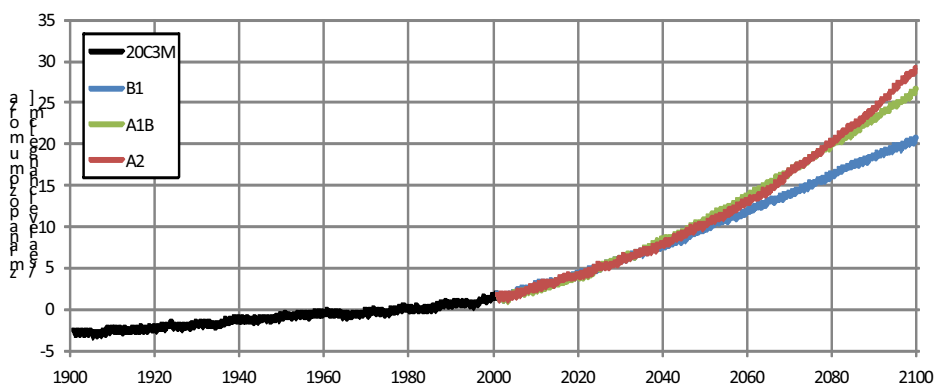
Konstrukcję modeli zmian poziomów morza dokonano oparto na metodzie korelacji kanonicznych CCA (*Canonical Correlation Analysis*). Metoda ta bazuje na empirycznych funkcjach własnych (*Empirical Orthogonal Functions* – EOF) pól analizowanych elementów. Technika ta umożliwia odseparowanie przestrzennej i czasowej zmienności rozpatrywanego elementu [Storch 1993]. Celem korelacji kanonicznych jest wyznaczenie takich kombinacji liniowych wektorów własnych (EOF) pól regionalnego i lokalnego (par map kanonicznych), aby korelacja między stowarzyszonymi z mapami kanonicznymi seriami czasowymi była maksymalna. Otrzymane pary map przedstawiają wartości rozpatrywanych elementów (regionalnego i lokalnego) w jednostkach dla nich charakterystycznych, ujęte w postaci anomalii wartości tych elementów od średniej. Do konstrukcji modelu wykorzystano dane z przyjętego okresu referencyjnego 1971-1990 w skali roku i sezonów klimatologicznych.

Następnym etapem było przeprowadzenie walidacji modelu polegającej na porównaniu serii zrekonstruowanej przez model z serią obserwacyjną. Do tego celu wykorzystano współczynnik korelacji, który wyznaczono dla okresu kalibracyjnego (1971-1990) oraz okresu walidacyjnego (1951-1970 łącznie z 1991-2008). Dzięki temu oceniona została zgodność obu serii w zakresie zmienności krótkookresowej. Sprawdzono ponadto, w jakim stopniu model statystyczny odtwarza wieloletnie (1951-2008) zmiany średniego poziomu morza.

Scenariusze zmian poziomu morza wzdłuż polskiego wybrzeża zostały opracowane w odniesieniu do okresu referencyjnego 1971-1990 z wykorzystaniem zidentyfikowanych metodą CCA relacji pola lokalnego z polem regionalnym. Informacje o przyszłych zmianach cyrkulacji atmosferycznej pozyskano z symulacji globalnej modelu ECHAM5 run 1 [Roeckner i in. 2003] opracowanego w Max-Planck-Institute for Meteorology w Hamburgu. Przyszłe zmiany poziomu morza zostały wyznaczone dla wybranych scenariuszy emisyjnych (B1, A1B, A2). Zmiany poziomu morza opracowano w skali roku i sezonów dla całego XXI w., ze szczególnym uwzględnieniem okresów 2011-2030 oraz 2081-2100.

W celu poznania rzeczywistych zmian poziomu morza wzdłuż polskiego wybrzeża w XXI w., oprócz wpływu czynnika cyrkulacyjnego (określonego metodą statystycznego dowscalingu), uwzględniono również zmiany globalnego poziomu morza. Ze względu na niedostępność symulacji modelu ECHAM5 w tym zakresie przyszłe zmiany średniego globalnego poziomu morza określono na podstawie czterech symulacji globalnych (GISS-ER, MIROC3.2(medres), ECHO-G, MRI-

CGCM2.3.2) przygotowanych dla 4. Raportu IPCC (Fourth Assessment Report), bazujących na IPCC-SRES (Intergovernmental Panel on Climate Change – Special Report on Emissions Scenarios). Symulacje te przedstawiają ewolucję globalnego poziomu morza wynikającą z ekspansji termicznej, dopływu wód z lądów, opadów atmosferycznych, topnienia lodowców i lądolodów oraz zmian zasolenia wpływających na gęstość wody. Przewidywane przez te modele przyszłe zmiany globalnego poziomu morza odniesiono do wartości średnich dla okresu referencyjnego 1971-1990 z symulacji 20C3M będącej rekonstrukcją klimatu w warunkach rzeczywiście obserwowanych zmian koncentracji gazów cieplarnianych w atmosferze. W ten sposób uzyskano spodziewane wartości zmian średniego poziomu morza w przypadku trzech scenariuszy emisyjnych (B1, A1B, A2) (rys. 1) dla dwóch rozpatrywanych okresów 20-letnich (2011-2030 i 2081-2100). Zakładając, że zmiany poziomu morza na Bałtyku pozostają w ścisłym związku ze zmianami globalnymi, wartości te dodano do rezultatów scenariuszowych średniego poziomu morza obliczonych metodą downscalingu statystycznego, tworząc tym samym rzeczywistą predykcję zmian tejże charakterystyki w XXI w. [Landerer i in. 2007], tj. uwzględniając zmiany poziomu morza zachodzące w następstwie postępującego globalnego ocieplenia oraz pod wpływem zmian cyrkulacji atmosferycznej w rejonie Bałtyku. Warto zauważyć, iż scenariusze zmian globalnego poziomu morza wykazują duże podobieństwo do połowy XXI w. Istotne zróżnicowanie między scenariuszami uwidacznia się dopiero od lat 60. XXI w., zwłaszcza w przypadku scenariusza emisyjnego B1 prezentującego znacznie wolniejsze tempo wzrostu niż scenariusz A1B i A2 (rys. 1).



Rys. 1. Zmiana globalnego poziomu morza w okresie XX w. (20C3M – symulacja dla XX w.) i symulacje w XXI w. (scenariusze wiążkowe B1, A1B, A2) w odniesieniu do średniej z okresu 1971-1990

Szczególnie niebezpieczne, mogące powodować groźne następstwa, są ekstremalne (maksymalne i minimalne) poziomy morza, gdyż stanowią zagrożenia dla nawigacji i środowiska naturalnego. Wysokie poziomy morza, powstające na skutek gwałtownego wzrostu poziomów, są przyczyną wystąpienia powodzi, szczególnie na terenach nisko położonych, oraz powodują zanieczyszczenia obszarów

przybrzeżnych. Są również przyczyną znacznych utrudnień w nawigacji. Powodzie sztormowe są także zagrożeniem dla infrastruktury brzegowej, pociągają za sobą zmiany w krajobrazie i degradację gleby. Natomiast znaczne obniżenie poziomu wody utrudnia pracę portów oraz wpływa negatywnie na bezpieczeństwo żeglugi po płytkich akwenach.

Jako wskaźniki ekstremalnych wartości poziomu morza przyjęto miesięczne wartości kwantyla 5% wyznaczonego z serii dobowych poziomów minimalnych oraz kwantyla 95% obliczonego z serii dobowych poziomów maksymalnych. Ponadto autorzy wyznaczyli równania regresji liniowej opisujące ilościowe relacje między tymi miarami a średnim poziomem morza dla analizowanych skal czasowych (rok, sezony). Relacje te, zakładając ich stacjonarność oraz znając wcześniej wyliczone przyszłe zmiany średniego poziomu morza, zastosowano do opracowania scenariuszy zmian ekstremalnych wartości poziomu morza.

### **3. Informacje o danych**

W realizacji Projektu wykorzystano miesięczne wartości średniego poziomu morza oraz kwantyla 5% minimalnego i kwantyla 95% maksymalnego poziomu morza dla wielolecia 1951-2008. Dane charakteryzujące zmiany poziomu morza pochodziły z 9 stacji rozmieszczonych wzdłuż całego polskiego wybrzeża (Świnoujście, Kołobrzeg, Ustka, Łeba, Władysławowo, Hel, Gdynia, Gdańsk Port Północny, Gdańsk ujście Wisły). Poddane analizie serie pochodziły ze zweryfikowanej jednorodnej bazy danych Oddziału Morskiego Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej–Państwowego Instytutu Badawczego. Przy konstrukcji modelu statystycznego opisującego wpływ regionalnej cyrkulacji atmosferycznej na zmiany średniego poziomu morza wykorzystano wartości średniego miesięcznego ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza dla obszaru zawartego między 50°W a 40°E i 35°N a 75°N. Dane o rozdzielczości 2,5x2,5 stopnia obejmujące okres 1951-2008 pozyskano z reanalizy NCEP/NCAR [Kalnay i in. 1996]. Symulacje przyszłych zmian ciśnienia atmosferycznego (ECHAM5) oraz zmian globalnego poziomu morza (GISS-ER, MIROC3.2(medres), ECHO-G, MRI-CGCM2.3.2) pozyskano z bazy danych WCRP CMIP3 Multi-Model Data.

### **4. Diagnoza stanu**

#### **4.1. Wartości referencyjne średniego, minimalnego i maksymalnego poziomu morza**

Średni roczny poziom morza w okresie 1971-1990 wyniósł od niespełna 500 cm w Świnoujściu do 509 cm w Gdańsku Porcie (tab. 2). Wyraźnie od pozostałych odbiegała wartość w ujściu Wisły, gdzie mierzone wartości w dużym stopniu są uzależnione od procesów hydrologicznych w jej dorzeczu. Analiza wykazała systematyczny wzrost średniej wartości postępujący w kierunku wschodnim świadczący o nachyleniu zwierciadła wody.

W sezonie zimowym również odnotowano wzrost średniego poziomu morza w kierunku wschodnim od niespełna 503 cm w Świnoujściu do 513 cm w Gdańsku Porcie i ponad 520 cm w ujściu Wisły. Spośród wszystkich sezonów zdecydowanie najniższy poziom morza wzdłuż całego polskiego wybrzeża występował wiosną. Wartości dla tej pory roku były jednocześnie najbardziej wyrównane i wyniosły od 489 cm w Łebie do 495,5 cm w Gdańsku Porcie, tylko w ujściu Wisły średni poziom morza był zdecydowanie wyższy (niemal 510 cm). W odróżnieniu od pozostałych pór roku wiosną stosunkowo słabo zaznacza się również wzrost poziomu w kierunku wschodnim – dla znacznej części Wybrzeża wartości były zbliżone i wynosiły ok. 490 cm, wyższe o kilka cm cechowały jedynie rejon Zatoki Gdańskiej. W przypadku lata średni poziom morza był zbliżony do wartości rocznych, najmniejsze wartości odnotowano w Świnoujściu (501,5 cm), a największe – w Gdańsku Porcie (510,2 cm) i ujściu Wisły (niemal 515 cm). Dla wszystkich wziętych pod uwagę punktów pomiarowych najwyższym średnim poziomem morza odznaczał się sezon jesienny. Zakres wartości wynosił od 503,6 cm w Świnoujściu do 517,1 cm w Gdańsku Porcie, zaznaczył się najsilniejszy spośród wszystkich sezonów wzrost wartości w kierunku wschodnim. Jedynie w ujściu Wisły wartość dla jesieni (519,8 cm) była nieznacznie mniejsza niż w przypadku zimy.

Tab. 1. Wartości referencyjne średniego poziomu morza (cm) w skali roku i sezonów, 1971-1990

Stacje	Rok	Zima	Wiosna	Lato	Jesień
Świnoujście	499,5	502,7	490,3	501,5	503,6
Kołobrzeg	501,0	505,2	489,6	502,0	507,4
Ustka	503,2	507,8	490,4	503,8	510,7
Łeba	503,6	509,5	489,0	503,8	512,0
Władysławowo	503,2	508,0	489,2	504,1	511,4
Hel	504,5	508,7	491,0	505,7	512,5
Gdynia	506,7	511,0	493,4	507,8	514,6
Gdańsk Port	509,0	513,0	495,5	510,2	517,1
Gdańsk ujście Wisły	516,1	520,4	509,3	514,7	519,8

W skali roku średnia wartość kwantyla 5% minimalnego poziomu morza w okresie referencyjnym 1971-1990 wyniosła od 465 cm w Świnoujściu do 490,5 cm w Gdańsku ujściu Wisły (tab. 2). Uwidacznia się większy niż w przypadku średniego poziomu morza wzrost wartości postępujący w kierunku wschodnim.

W sezonie zimowym również odnotowano wzrost kwantyla 5% minimalnego poziomu morza w kierunku wschodnim od niespełna 455 cm w Świnoujściu do 481 cm w Gdańsku Porcie i prawie 488 cm w ujściu Wisły. Z wyjątkiem Świnoujścia najmniejsze wartości poziomu morza występowały wiosną, kiedy średnie wartości opisywanej miary wynosiły od 466 do 476 cm, jedynie w ujściu Wisły notowano wyraźnie większe – 487 cm. Warto zauważyć, iż największe wartości kwantyla 5% minimalnego poziomu morza wzdłuż całego polskiego wybrzeża występowały latem. Również o tej porze roku zaznacza się niewielki wzrost poziomu w kierunku wschodnim, jednakże wartości są bardziej wyrównane niż w pozostałych sezonach (od 481 cm w Świnoujściu do 496,5 cm w ujściu Wisły). W przypadku

jesieni ponownie zaznacza się duże zróżnicowanie między zachodnią i wschodnią częścią Wybrzeża, z najmniejszymi wartościami w Świnoujściu (461,9 cm), a największymi – w ujściu Wisły (niemal 490,5 cm).

Tab. 2. Wartości referencyjne kwantyla 5% minimalnego poziomu morza (cm) w skali roku i sezonów, 1971-1990

Stacje	Rok	Zima	Wiosna	Lato	Jesień
Świnoujście	465,4	454,7	464,3	480,9	461,9
Kołobrzeg	471,6	464,3	466,5	483,0	472,3
Ustka	476,6	472,2	469,3	485,6	479,4
Łeba	480,6	479,2	471,0	486,8	485,2
Władysławowo	478,8	476,0	469,8	486,4	482,8
Hel	481,4	478,5	472,7	489,1	485,2
Gdynia	483,0	480,2	474,5	490,5	486,9
Gdańsk Port	484,7	481,2	476,3	492,4	488,9
Gdańsk ujście Wisły	490,5	487,9	487,2	496,5	490,5

Tab. 3. Wartości referencyjne kwantyla 95% maksymalnego poziomu morza (cm) w skali roku i sezonów, 1971-1990

Stacje	Rok	Zima	Wiosna	Lato	Jesień
Świnoujście	533,9	548,1	519,4	523,5	544,9
Kołobrzeg	533,8	547,2	516,5	524,0	547,6
Ustka	532,7	544,4	515,3	524,9	545,9
Łeba	529,2	541,0	510,6	522,9	542,1
Władysławowo	531,2	542,3	512,6	525,0	544,9
Hel	530,9	541,5	512,7	524,5	544,8
Gdynia	533,9	544,4	516,1	527,4	547,6
Gdańsk Port	537,3	548,1	518,9	530,3	551,7
Gdańsk ujście Wisły	548,9	560,7	538,3	538,2	558,5

Średnia roczna wartość kwantyla 95% maksymalnego poziomu morza w okresie referencyjnym 1971-1990 była wyrównana i wyniosła od 529,2 cm w Łebie do ponad 537 cm w Gdańsku Porcie (tab. 3). Wyróżnił się tylko punkt pomiarowy w Gdańsku ujściu Wisły z wartością 548,9 cm.

Wysoki i bardzo wyrównany poziom morza (od 541 cm w Łebie do 548 cm w Gdańsku Porcie) zanotowano zimą. Ponownie wyróżniła się stacja zlokalizowana w ujściu Wisły, na której maksymalny poziom morza przekraczał 560 cm. Wiosną kwantyl 95% maksymalnego poziomu morza przyjmuje wyraźnie najmniejsze wartości spośród wszystkich sezonów – od ok. 511 cm w Łebie do ponad 519 cm na stacji w Świnoujściu. W okresie letnim wzdłuż niemal całego Wybrzeża wartości wynosiły ok. 523-530 cm, wzrastając w rejonie Zatoki Gdańskiej, z największą wartością 538,2 w Gdańsku ujściu Wisły. Jesienią kwantyl 95% maksymalnego poziomu przyjmował największe wartości dla całego Wybrzeża (542-552 cm) z wyjątkiem stacji Gdańsk ujście Wisły, gdzie jego wartość wyniosła 558,5 cm.

Warto podkreślić, iż w przypadku maksymalnego poziomu morza nie występuje stwierdzona dla poziomu minimalnego i średniego prawidłowość nachylenia zwierciadła Morza Bałtyckiego z zachodu na wschód.

#### 4.2. Zmiany poziomu morza w okresie 1951-2008

W wieloleciu 1951-2008 odnotowano wyraźne zmiany poziomu morza. Zarówno w skali roku, jak i poszczególnych sezonów nastąpił wyraźny, przeważnie istotny statystycznie wzrost średniego poziomu morza oraz jego ekstremalnych wartości.

Średni roczny poziom morza na polskim wybrzeżu wzrastał w tempie ok. 2 cm na dekadę (tab. 4). Spośród wziętych pod uwagę stacji najwolniejszy wzrost odnotowano w Łebie (1,6 cm/10 lat) i w Świnoujściu i Helu (1,7 cm/10 lat). Zdecydowanie najszybsze tempo wzrostu cechuje Gdańsk Port (2,8 cm/10 lat), wyróżniły się również Władysławowo i Gdynia (odpowiednio 2,4 cm i 2,3 cm/10 lat).

W skali sezonów najszybszy wzrost średniego poziomu morza odnotowano zimą, przy czym zaznacza się duże zróżnicowanie tempa zmian między wschodnią i zachodnią częścią Wybrzeża – od 1,9 cm/10 lat w Świnoujściu do 3,6 cm/10 lat w Gdańsku. Porównywalne i nieco bardziej wyrównane przestrzennie tempo zmian cechuje wiosnę. Podobnie jak w sezonie zimowym, wzrost poziomu morza najwolniej postępuje w Świnoujściu (2,2 cm/10 lat), a najszybciej – w Gdańsku (3,4 cm/10 lat). W sezonie letnim obserwowane zmiany nadal cechują się istotnością statystyczną, jednak ich skala jest wyraźnie mniejsza niż zimą oraz wiosną i wynosi od 1,2 /10 lat w Kołobrzegu i Helu do 2,2 cm/10 lat w Gdańsku. Najmniejsze tempo zmian charakteryzuje jesień, w przypadku Ustki, Łeby i Helu zmiany nie są istotne statystycznie. Największy wzrost średniego poziomu morza, podobnie jak w pozostałych sezonach, wystąpił w Gdańsku (2 cm/10 lat).

Tab. 4. Zmiany średniego poziomu morza w okresie 1951-2008 – współczynnik trendu (cm/10 lat) (wyróżniono zmiany istotne statystycznie)

Stacje	Rok	Zima	Wiosna	Lato	Jesień
Świnoujście	1,7	1,9	2,2	1,5	1,3
Kołobrzeg	1,8	2,3	2,5	1,2	1,2
Ustka	2,0	2,5	2,6	1,6	1,2
Łeba	1,6	2,2	2,3	1,3	0,8
Władysławowo	2,4	3,2	3,0	1,8	1,7
Hel	1,7	2,4	2,4	1,2	0,9
Gdynia	2,3	3,1	2,9	1,8	1,6
Gdańsk Port	2,8	3,6	3,4	2,2	2,0

Tempo zmian kwantyla 5% minimalnego poziomu morza w okresie 1951-2008 było wolniejsze niż w przypadku poziomu średniego i wynosiło od 0,7 cm/10 lat w Świnoujściu do 2,8 cm/10 lat w Gdańsku Porcie (tab. 5). Nieco większy wzrost odnotowano zimą. Na stacji we Władysławowie i Gdańsku wynosił 3 cm/10 lat, w Gdyni 2,3 cm/10 lat, natomiast w Kołobrzegu 1,6 cm/10 lat. Na pozostałych stacjach zmiany w tym sezonie były nieistotne statystycznie. Najszybszy wzrost

kwantyla 5% minimalnego poziomu morza na wszystkich stacjach Wybrzeża wystąpił wiosną. Istotne statystycznie zmiany wynosiły od 1,4 cm/10 lat w Świnoujściu do 3,6 cm/10 lat w Gdańsku Porcie. Również w sezonie letnim, z wyjątkiem stacji w Łebie, zmiany były istotne statystycznie. Skala obserwowanych zmian była jednak mniejsza – od 1,0 cm/10 lat w Helu do prawie 2,0 cm/10 lat we Władysławowie oraz Gdyni. Ponownie najszybsze tempo wzrostu zanotowano na stacji w Gdańsku (2,4 cm/10 lat). Najmniejsze i nieistotne statystycznie zmiany wystąpiły w sezonie jesiennym. Jedynie we Władysławowie i Gdańsku zaobserwowano istotny wzrost rzędu 1,9 cm/10 lat.

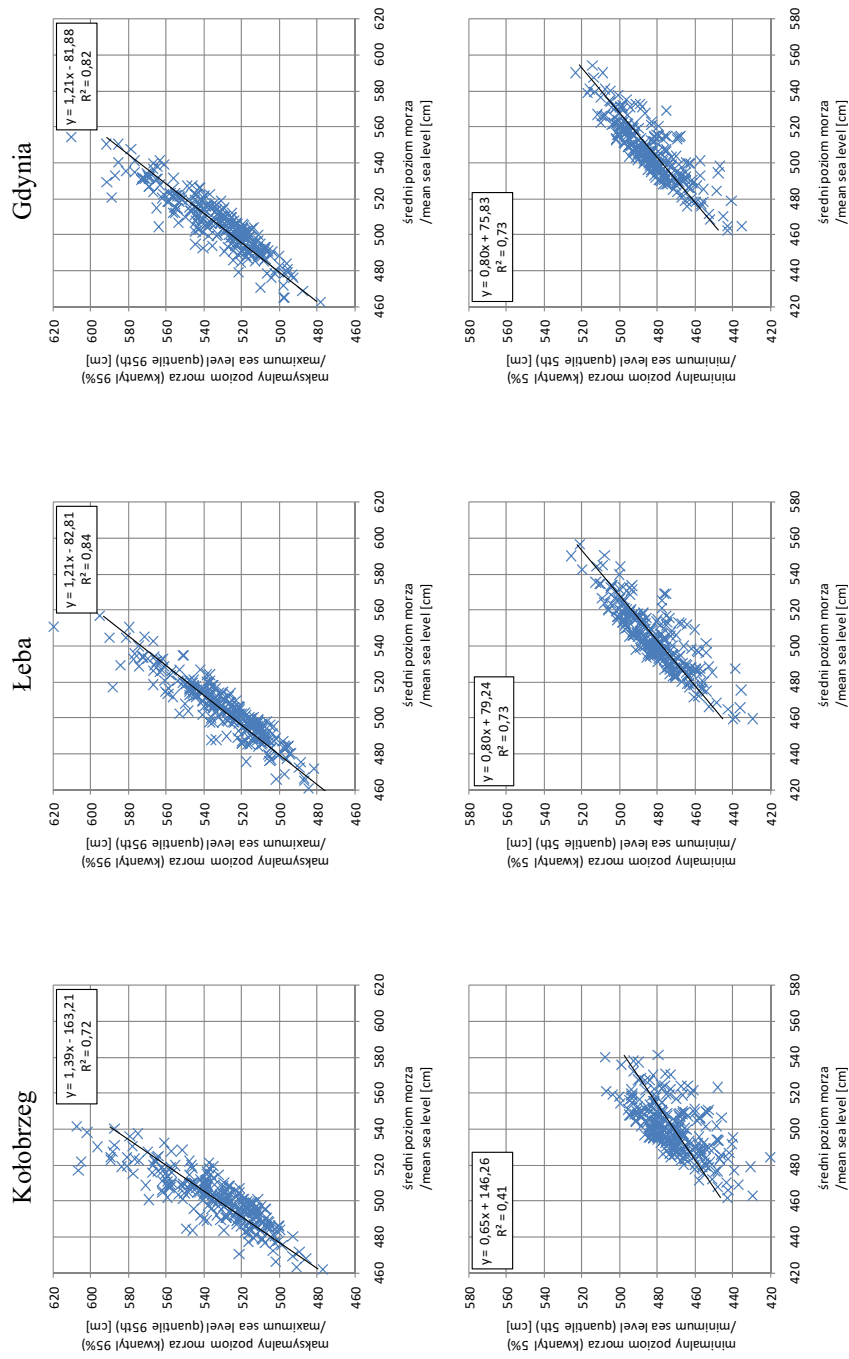
Zdecydowanie największe, istotne statystycznie zmiany w okresie 1951-2008 odnotowano w przypadku kwantyla 95% maksymalnego poziomu morza (tab. 6). W skali roku wartości omawianego elementu wzrosły od 2,5 cm (Kołobrzeg) do 3,0 cm (Gdynia) na dekadę. W sezonie zimowym tempo zmian było jeszcze większe i wynosiło od ok. 3,3 cm/10 lat na wschodnim Wybrzeżu (Świnoujście, Kołobrzeg) do ok. 4,3 cm/10 lat w rejonie Zatoki Gdańskiej (Gdańsk, Gdynia). Nieco mniejsze, lecz nadal istotne wzrosty wynoszące ok. 3 cm/10 lat wystąpiły wiosną. Jedynie w Gdańsku Porcie w tym sezonie odnotowano nieznacznie większe tempo zmian (3,6 cm/10 lat). Również lato charakteryzowało się wyrównanym przestrzennie tempem zmian kwantyla 95% maksymalnego poziomu morza. Zmiany wynosiły od 1,4 cm/10 lat we Władysławowie do 2,1 cm/10 lat na posterunkach w Świnoujściu, Ustce oraz Gdyni. Jesienią tempo wzrostu maksymalnego poziomu morza w okresie 1951-2008 wynosiło 1,9-2,0 cm/10 lat. Nieco wolniejszy wzrost na stacjach we Władysławowie, Helu oraz w Gdańsku był nieistotny statystycznie.

Ze względu na liczne braki w serii danych dla Gdańska ujścia Wisły od roku 1996 stację tę pominięto w analizie zmian długookresowych.

Tab. 5. Zmiany kwantyla 5% minimalnego poziomu morza w okresie 1951-2008 – współczynnik trendu (cm/10 lat) (wyróżniono zmiany istotne statystycznie)

Stacje	Rok	Zima	Wiosna	Lato	Jesień
Świnoujście	<b>0,7</b>	-0,1	<b>1,4</b>	<b>1,4</b>	-0,1
Kołobrzeg	<b>1,3</b>	<b>1,6</b>	<b>1,9</b>	<b>1,1</b>	0,7
Ustka	<b>1,3</b>	1,3	<b>2,1</b>	<b>1,4</b>	0,3
Łeba	<b>0,9</b>	1,1	<b>1,7</b>	0,8	-0,2
Władysławowo	<b>2,4</b>	<b>3,0</b>	<b>2,9</b>	<b>1,8</b>	<b>1,9</b>
Hel	<b>1,1</b>	1,2	<b>2,0</b>	<b>1,0</b>	0,1
Gdynia	<b>1,9</b>	<b>2,3</b>	<b>2,5</b>	<b>1,8</b>	1,0
Gdańsk Port	<b>2,8</b>	<b>3,0</b>	<b>3,6</b>	<b>2,4</b>	<b>1,9</b>

Dla charakterystyk dotyczących ekstremalnych poziomów morza skonstruowano równania regresji liniowej pokazujące relacje między średnim poziomem morza a stanami ekstremalnymi (kwantyle 5% i 95%) dla odpowiednich skal czasowych (rok, sezony) w okresie referencyjnym 1971-1990 (rys. 2). Wykorzystując te relacje oraz zakładając ich stałość w czasie opracowano scenariusze zmian poziomów ekstremalnych na podstawie scenariuszy zmian poziomu średniego (uwzględniając czynnik cyrkulacyjny oraz globalną zmianę poziomu morza).



Rys. 2. Relacje między średnim poziomem morza a stanami ekstremalnymi morza (kwantyl 5% poziomu minimalnego i kwantyl 95% poziomu maksymalnego) dla Kołobrzegu, Łeby i Gdyni w skali roku w wietoleciu 1971-1990



Tab. 6. Zmiany kwantyla 95% maksymalnego poziomu morza w okresie 1951-2008 – współczynnik trendu (cm/10 lat) (wyróżniono zmiany istotne statystycznie)

Stacje	Rok	Zima	Wiosna	Lato	Jesień
Świnoujście	<b>2,9</b>	<b>3,3</b>	<b>3,3</b>	<b>2,1</b>	<b>2,9</b>
Kołobrzeg	<b>2,5</b>	<b>3,4</b>	<b>3,0</b>	<b>1,7</b>	<b>1,9</b>
Ustka	<b>2,8</b>	<b>3,8</b>	<b>3,2</b>	<b>2,1</b>	<b>2,0</b>
Łeba	<b>2,7</b>	<b>4,1</b>	<b>2,9</b>	<b>1,8</b>	<b>1,9</b>
Władysławowo	<b>2,6</b>	<b>3,8</b>	<b>3,2</b>	<b>1,4</b>	1,8
Hel	<b>2,5</b>	<b>4,0</b>	<b>2,8</b>	<b>1,5</b>	1,5
Gdynia	<b>3,0</b>	<b>4,4</b>	<b>3,2</b>	<b>2,1</b>	<b>1,9</b>
Gdańsk Port	<b>2,8</b>	<b>4,3</b>	<b>3,6</b>	<b>1,8</b>	1,5

Weryfikacji modeli regresyjnych dokonano za pomocą współczynnika determinacji ( $R^2$ ) obliczonego dla każdej stacji w okresie referencyjnym, określającego w jakim stopniu model wyjaśnia wariancję zmiennej zależnej. Uzyskane wyniki potwierdzają silny związek liniowy między średnim poziomem morza a jego charakterystykami ekstremalnymi.

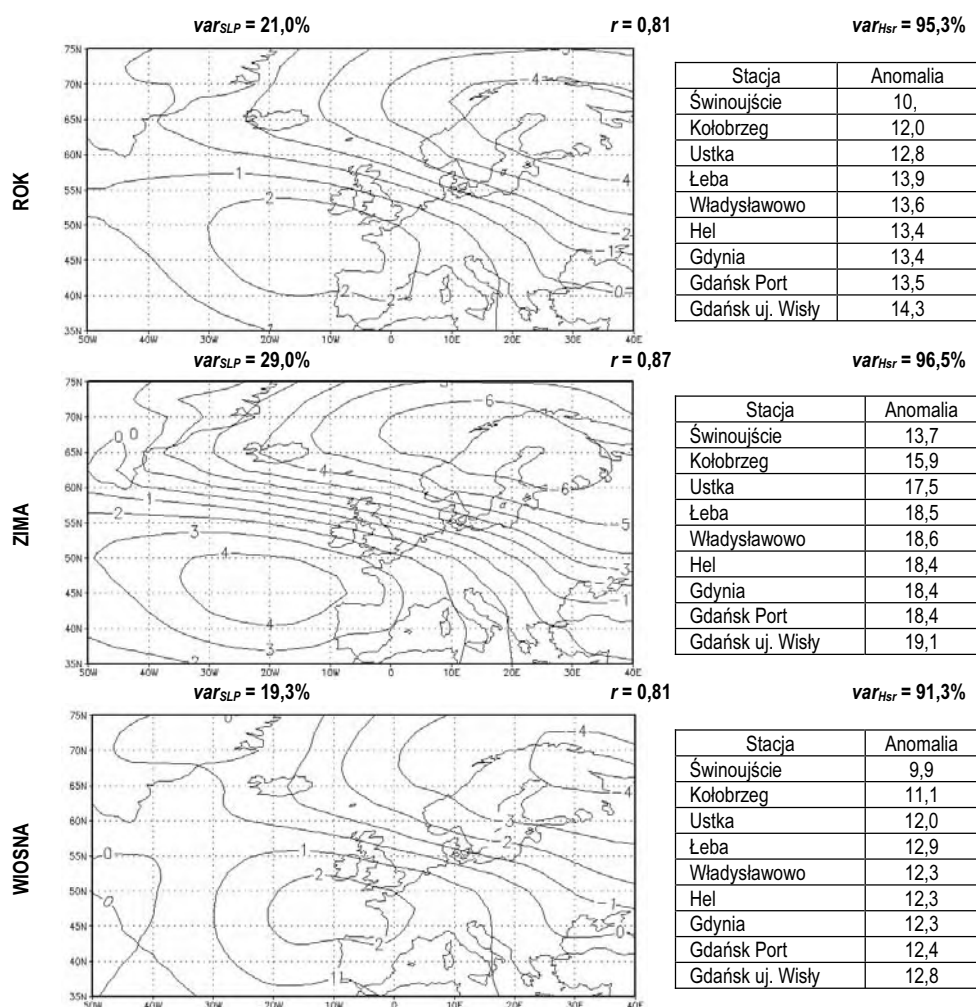
Modele regresyjne stworzone dla kwantyla 5% minimalnego poziomu morza w skali roku wykazują dużą wartość współczynnika determinacji ok. 0,60 lub więcej, oprócz stacji w Świnoujściu i Kołobrzegu (tab. 7). Jeszcze silniejsza zależność istnieje w przypadku kwantyla 95% maksymalnego poziomu morza, gdzie  $R^2$  przyjmuje wartości od ok. 0,60 w Świnoujściu do ponad 0,80 na stacjach Wybrzeża środkowego i wschodniego. W przypadku okresu zimowego siła związku między poziomem średnim a stanami ekstremalnymi jest największa. Największe wartości występują dla modelu  $H_{\max 95\%}$ , gdzie dla każdej ze stacji  $R^2$  przekracza 0,70 z maksimum na Helu 0,91. Wiosną i latem jest zauważalna sytuacja, gdzie model regresyjny  $H_{\min 5\%}$  wyjaśnia więcej zmienności zmiennej niezależnej niż model  $H_{\max 95\%}$ . Relacje regresyjne w okresie jesiennym są zbliżone do modeli ekstremalnych poziomów morza występujących w skali roku.

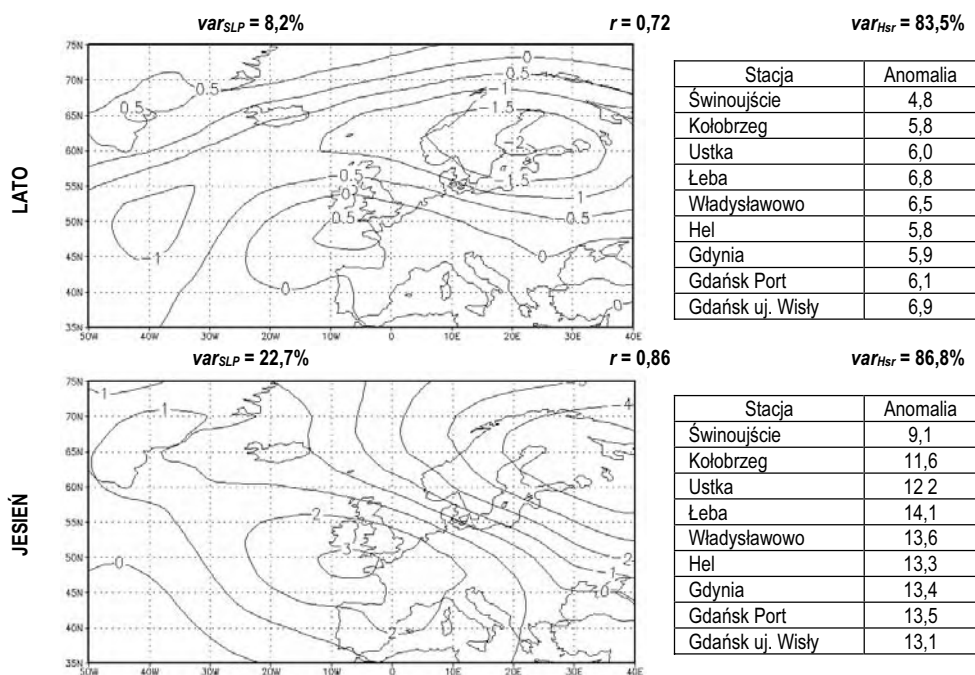
Tab. 7. Współczynnik determinacji dla relacji średniego poziomu morza z jego ekstremami ( $H_{\min 5\%}$  i  $H_{\max 95\%}$ ) dla stacji brzegowych w skali roku i sezonów w okresie 1971-1990

Stacje	Rok		Zima		Wiosna		Lato		Jesień	
	$H_{\min 5\%}$	$H_{\max 95\%}$	$H_{\min 5\%}$	$H_{\max 95\%}$	$H_{\min 5\%}$	$H_{\max 95\%}$	$H_{\min 5\%}$	$H_{\max 95\%}$	$H_{\min 5\%}$	$H_{\max 95\%}$
Świnoujście	0,21	0,59	0,35	0,71	0,57	0,57	0,54	0,56	0,30	0,50
Kołobrzeg	0,41	0,72	0,57	0,84	0,69	0,75	0,76	0,66	0,50	0,57
Ustka	0,58	0,78	0,76	0,88	0,77	0,74	0,79	0,70	0,51	0,64
Łeba	0,73	0,84	0,82	0,88	0,86	0,82	0,77	0,75	0,69	0,74
Władysławowo	0,71	0,82	0,82	0,90	0,82	0,79	0,80	0,61	0,68	0,75
Hel	0,73	0,83	0,83	0,91	0,85	0,79	0,81	0,68	0,73	0,74
Gdynia	0,73	0,82	0,83	0,89	0,84	0,80	0,80	0,70	0,72	0,71
Gdańsk Port	0,73	0,81	0,83	0,88	0,87	0,81	0,82	0,70	0,71	0,69
Gdańsk ujście Wisły	0,68	0,69	0,86	0,82	0,73	0,59	0,71	0,67	0,69	0,66

### 4.3. Wpływ regionalnej cyrkulacji atmosferycznej na zmiany średniego poziomu morza wzdłuż polskiego wybrzeża

Wpływ cyrkulacji atmosferycznej w rejonie północnego Atlantyku i Europy na zmiany średniego poziomu morza określono za pomocą metody kanonicznych korelacji będącej jedną z technik statystycznego downscalingu. Rezultatem tej metody są pary map prezentujące anomalie pola regionalnego i stowarzyszone z nimi anomalie elementu lokalnego (rys. 3). Łączna ilość wariacji wyjaśniania przez wszystkie pary, niezależnie od skali czasowej analizy (rok, sezony), wynosi ok. 98-99%, podczas gdy suma uwzględnionej wariacji pola barycznego zawiera się między 31,8% (wiosna) a 56,2% (jesień). Już samo zestawienie tych liczb pokazuje, iż wahania średniego miesięcznego poziomu morza są związane z wybranymi tylko typami cyrkulacji, a znaczna część zmienności pola barycznego nie ma istotnego wpływu na kształtowanie się miesięcznych anomalii poziomu morza.





Rys. 3. Pierwsze pary map kanonicznych regionalnego pola barycznego (hPa) oraz lokalnego pola poziomu morza (cm) w skali roku i sezonów na Wybrzeżu (1971-1990)

Pierwsza para map kanonicznych przedstawia najsilniejszą relację między analizowanymi zmiennymi (rys. 3). Warto zauważyć, iż związek ten wykazuje duże podobieństwo dla wszystkich analizowanych skal czasowych, a więc główny czynnik wymuszający zmiany średniego poziomu morza nie ulega istotnym sezonowym zmianom. Mapa pola regionalnego wyjaśnia od niespełna 20% wariacji pola barycznego w sezonie wiosennym do niemal 30% zimą i przedstawia dwa rozległe ośrodki baryczne. Jeden z nich obejmuje wschodnią i północną część Europy oraz znaczne obszary Atlantyku w wysokich szerokościach geograficznych, z największymi wartościami anomalii w rejonie Finlandii i Płw. Kolskiego. W zasięgu drugiego ośrodka, o przeciwnym znaku anomalii, znajduje się zachodnia część Europy oraz północny Atlantyk do ok. 65°N, a jego centrum jest zlokalizowane nad oceanem w rejonie Zatoki Biskajskiej. Jedynie w sezonie letnim układ anomalii pola regionalnego jest nieco inny – wyraźnie zmniejszają się gradienty ciśnienia, centrum anomalii znad północno-wschodniej części analizowanego obszaru przesunęło się nad Bałtyk i jest częścią rozległego centrum sięgającego głęboko nad Atlantyk w umiarkowanych szerokościach geograficznych. Gdy w rejonie Finlandii znajduje się ośrodek o ujemnej anomalii barycznej, a nad Zatoką Biskajską centrum anomalii dodatniej, w rejonie południowego Bałtyku następuje wyraźna intensyfikacja przepływu mas powietrza z kierunku północno-zachodniego. W takiej sytuacji średni poziom morza istotnie wzrasta w stosunku do przeciętnych wartości wieloletnich wzdłuż całego wybrzeża. Podniesienie się poziomu morza

wynika z dominującego północno-zachodniego kierunku wiatru (wpychanie wód do Bałtyku przez cieśniny duńskie oraz ich spiętrzanie wzdłuż południowych wybrzeży) oraz mniejszych od średnich wartości ciśnienia atmosferycznego. W sytuacji o przeciwnym znaku anomalii ciśnienia południowo-wschodni kierunek przepływu mas powietrza sprzyja odpychaniu wód morskich od polskiego wybrzeża, a efekt spadku poziomu morza jest ponadto wzmacniany przez ponadprzeciętne wartości ciśnienia atmosferycznego. Skala anomalii poziomu morza rośnie w kierunku wschodnim, a ich sezonowe zróżnicowanie nawiązuje do różnicy ciśnienia między omówionymi anomaliami barycznymi – im większy gradient ciśnienia, tym większe wartości anomalii. Wyraźnie efekt ten zaznacza się na przykładzie zimy i lata – zimą, przy bardzo dużym gradiencie ciśnienia wartości anomalii poziomu morza wynoszą od niemal 14 cm w Świnoujściu do ponad 19 cm w ujściu Wisły, podczas gdy latem, przy znacznie słabszych anomaliach barycznych, odchylenia poziomu morza osiągają wartości rzędu 5-7 cm. W skali roku oraz wiosny i jesieni miesięczne anomalie średniego poziomu morza wynoszą od ok. 9-10 cm w Świnoujściu do ok. 13-14 cm w ujściu Wisły. Stowarzyszony z pierwszą mapą pola regionalnego układ anomalii średniego poziomu morza wzdłuż polskiego wybrzeża wyjaśnia ponad 95% wariancji elementu w skali roku i sezonu zimowego, ok. 91% wiosną i ok. 85% latem i jesienią. Tak więc przedstawione wymuszenie cyrkulacyjne odgrywa kluczową rolę w kształtowaniu krótkookresowych wahań średniego poziomu morza. Wartości współczynnika korelacji między seriami czasowymi stowarzyszonymi z polem regionalnym i elementem lokalnym dla wszystkich, z wyjątkiem lata, analizowanych skal czasowych przekraczają 0,80, a w przypadku zimy i jesieni zbliżają się nawet do 0,90, co dowodzi bardzo silnej zależności między przedstawionymi układami.

#### **4.4. Weryfikacja modelu średniego poziomu morza**

Wartości współczynnika korelacji między serią pomiarową i zrekonstruowaną wskazują na wysoki poziom jakości rekonstrukcji charakterystyk poziomu morza dokonany na podstawie zmian cyrkulacji atmosferycznej w rejonie Europy i północnego Atlantyku.

W przypadku średniego poziomu morza współczynniki korelacji w okresie zależnym (1971-1990) dla serii w skali roku osiągają wartości zbliżone do 0,70 (tab. 8). Z kolei rezultaty dla okresu niezależnego (1951-1970 łącznie z 1991-2008) pokazują, iż poza okresem kalibracji jakość rekonstrukcji ulega jedynie bardzo nieznacznemu pogorszeniu. Dla serii w skali roku współczynnik korelacji między serią zrekonstruowaną i pomiarową w okresie niezależnym jest, w stosunku do wyników z okresu zależnego, niższy co najwyżej o kilka setnych dla wszystkich punktów pomiarowych z wyjątkiem Świnoujścia. Fakt ten dowodzi stałości zidentyfikowanych relacji w czasie, a tym samym wysokiej wiarygodności opracowanego modelu statystycznego. Większe wartości współczynnika korelacji charakteryzują rekonstrukcję dla zimy w wieloleciu 1971-1990, dla której na stacjach od Ustki po Gdańsk osiągają wartości zbliżone do 0,75 (tab. 8). Równie duże są wartości

współczynnika korelacji dla okresu niezależnego, potwierdzając wysoką jakość rekonstrukcji. Podobne wartości korelacji jak zimą występują w sezonie wiosennym, ogólnie powyżej 0,70. W tym przypadku zaznaczają się wyraźne różnice między okresem zależnym i niezależnym, jednak nadal rekonstrukcję można uznać za udaną, a zidentyfikowane relacje między polem regionalnym a średnim poziomem morza – za praktycznie stałe w czasie. Wyraźnie najmniejszą zgodnością w okresie kalibracyjnym odznaczają się rezultaty dla sezonu letniego – współczynniki korelacji dla tej pory roku osiągają wartości ok. 0,55-0,60. Rezultaty rekonstrukcji w okresie niezależnym w porównaniu do okresu kalibracyjnego są takie same lub nieznacznie lepsze. W przypadku sezonu jesiennego wyniki rekonstrukcji w okresie zależnym są bardzo zbliżone do wartości dla roku. Jednakże w tym przypadku różnice między okresem zależnym i niezależnym są największe, informując tym samym o niskiej jakości modelu. We wszystkich rozpatrywanych skalach czasowych dość wyraźnie odbiegają na tle pozostałych analizowanych stacji wartości dla Świnoujścia – współczynniki korelacji między serią zrekonstruowaną i pomiarową są tam w niektórych przypadkach nawet o ok. 0,10 mniejsze, co świadczy o słabszym związku średniego poziomu morza w tym punkcie pomiarowym ze zmianami regionalnej cyrkulacji atmosferycznej. Należy podkreślić, iż dla wszystkich stacji uzyskano zbliżoną jakość rekonstrukcji w poszczególnych skalach czasowych, co świadczy o zbliżonej reprezentatywności modelu w ujęciu sezonowym.

Tab. 8. Wartości współczynnika korelacji między serią pomiarową a zrekonstruowaną średniego poziomu morza w okresie kalibracyjnym (1) (1971-1990) i okresie walidacyjnym (2) (1951-1970 łącznie z 1991-2008)

Stacje	Rok		Zima		Wiosna		Lato		Jesień	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Świnoujście	0,61	0,58	0,66	0,66	0,65	0,58	0,53	0,54	0,67	0,51
Kołobrzeg	0,69	0,66	0,73	0,70	0,73	0,65	0,60	0,64	0,70	0,60
Ustka	0,72	0,69	0,76	0,72	0,74	0,69	0,57	0,59	0,73	0,63
Łeba	0,72	0,71	0,75	0,73	0,74	0,69	0,63	0,66	0,73	0,65
Władysławowo	0,72	0,72	0,76	0,73	0,76	0,69	0,62	0,65	0,72	0,67
Hel	0,72	0,71	0,75	0,75	0,75	0,69	0,56	0,59	0,72	0,65
Gdynia	0,72	0,71	0,75	0,73	0,75	0,69	0,58	0,63	0,72	0,65
Gdańsk	0,71	0,70	0,75	0,72	0,73	0,69	0,60	0,61	0,70	0,65

Istotną informacją w kontekście reprezentatywności modelu statystyczno-empirycznego w zakresie czasowo-przestrzennej zmienności analizowanego elementu jest zgodność zrekonstruowanych długookresowych tendencji lub trendów z rzeczywistymi (tab. 9). Porównania rzeczywistych i odtworzonych zmian średniego poziomu morza w okresie 1951-2008 dokonano dla 7 stacji (z wyjątkiem ujścia Wisły), dla których był dostępny komplet danych z tego wielolecia. Analiza wyników wskazuje, iż model wiernie odtwarza kierunek (wzrost) zmian średniego poziomu morza, jednak skala zmian jest dość wyraźnie niedoszacowana. W przypadku każdej rozpatrywanej skali czasowej zaznacza się wzrost wartości zmiany w kierunku wschodnim, co jest zgodne z rzeczywistością. Rekonstrukcja zmian

średniego rocznego poziomu morza pokazuje wzrost o ok. 3-4 cm w skali wieloletnia 1951-2008, czyli ok. 3-4 razy mniejszy niż wskazują serie pomiarowe. Podobna jest skala niedoszacowania w przypadku sezonu zimowego. Nieco lepiej wygląda sytuacja w przypadku sezonu wiosennego, dla którego rekonstrukcja przedstawia wzrost średniego poziomu morza o ok. 7-8 cm, podczas gdy obserwowana zmiana wynosi od ok. 13 cm do ok. 19 cm (tab. 9). Najmniejszy wzrost średniego poziomu morza obserwuje się latem i jesienią (5-10 cm). Również serie zrekonstruowane dla tych sezonów cechują się najmniejszymi zmianami długookresowymi, jednak znacznie mniejszymi od rzeczywistych – ok. 2-3 cm.

Tab. 9. Zmiana rzeczywistego i zrekonstruowanego średniego poziomu morza w okresie 1951-2008

Stacje	$\Delta H$ (cm)									
	rok		zima		wiosna		lato		Jesień	
	OBS	REK	OBS	REK	OBS	REK	OBS	REK	OBS	REK
Świnoujście	9,8	3,1	10,3	2,7	12,8	6,8	8,8	1,7	7,4	0,7
Kołobrzeg	10,3	3,6	13,3	4,0	14,2	7,6	6,8	2,3	7,1	1,6
Ustka	10,7	3,8	14,0	4,8	14,9	8,2	9,5	2,3	6,9	1,9
Łeba	9,1	4,2	12,7	5,1	12,9	8,7	7,2	2,4	4,6	2,4
Władysławowo	13,7	4,1	18,6	5,4	16,9	8,4	10,1	2,9	9,8	2,5
Hel	10,4	4,1	13,9	5,4	13,9	8,4	6,9	3,1	5,0	2,4
Gdynia	13,5	4,1	16,8	5,3	16,4	8,4	10,5	3,0	8,9	2,4
Gdańsk	16,1	4,1	20,7	5,3	19,6	8,4	12,7	3,0	11,7	2,4

## 5. Scenariusze przyszłych zmian poziomu morza wzdłuż polskiego wybrzeża

### 2011-2030

Scenariusze opracowane na podstawie zmian regionalnego pola barycznego symulowanych przez model ECHAM5 oraz uwzględniające globalne zmiany średniego poziomu morza wskazują, iż średni roczny poziom morza w okresie 2011-2030 wzrośnie o ok. 4-5 cm w stosunku do wartości z okresu referencyjnego 1971-1990 (tab. 10). Największy wzrost jest przewidywany w przypadku scenariusza emisyjnego A1B – na wszystkich rozpatrywanych stacjach przekroczy 5 cm. Stosunkowo najmniejszej zmiany można spodziewać się w przypadku scenariusza A2, zgodnie z którym wzrost średniego rocznego poziomu morza nieznacznie przekroczy 4 cm. Należy podkreślić, iż zmiany średniego poziomu morza osiągną praktycznie jednakową wartość wzdłuż całego Wybrzeża (tab. 10).

W przypadku kwantyla 5% minimalnego poziomu morza przewidywane zmiany będą nieco mniejsze i nie przekroczą 4,5 cm w stosunku do okresu referencyjnego 1971-1990. Największy wzrost, podobnie jak dla poziomu średniego, przewiduje scenariusz A1B (3,0-4,4 cm), a najmniejszy – scenariusz A2 (2,5-3,4 cm). Dla wszystkich scenariuszy emisyjnych zaznacza się wzrost wartości zmian w kierunku wschodnim (tab. 10).

Wartość kwantyla 95% poziomu maksymalnego w skali roku może wzrosnąć od ok. 5 cm (scenariusz A2) do ok. 7 cm (A1B). W przypadku każdego scenariusza

emisyjnego największe zmiany są spodziewane w zachodniej części Wybrzeża (Świnoujście, Kołobrzeg), jednak różnice w stosunku do pozostałych stacji są stosunkowo niewielkie (ok. 0,5 cm). Większy wzrost wartości maksymalnych niż minimalnych wskazuje na wzrost zakresu zmienności poziomu morza na wszystkich stacjach.

Tab. 10. Przewidywane zmiany (cm) średniego ( $H_{\text{sr}}$ ), minimalnego ( $H_{5\%}$ ) oraz maksymalnego ( $H_{95\%}$ ) poziomu morza na polskim wybrzeżu w skali roku w okresie 2011-2030 dla trzech scenariuszy emisyjnych (wartości pokazują zmiany w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego 1971-1990)

Element	Scenariusz emisyjny	Świnoujście	Kołobrzeg	Ustka	Łeba	Władysławowo	Hel	Gdynia	Gdańsk Port	Gdańsk ujście Wisły
$H_{\text{sr}}$	B1	4,5	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,6	4,5
	A1B	5,2	5,3	5,4	5,5	5,5	5,5	5,5	5,5	5,6
	A2	4,3	4,3	4,3	4,3	4,3	4,3	4,3	4,3	4,3
$H_{5\%}$	B1	2,7	3,0	3,3	3,7	3,7	3,7	3,7	3,7	3,5
	A1B	3,0	3,4	3,8	4,3	4,4	4,3	4,3	4,4	4,1
	A2	2,5	2,7	3,0	3,4	3,4	3,4	3,4	3,4	3,0
$H_{95\%}$	B1	6,3	6,3	5,8	5,6	5,5	5,7	5,6	5,7	5,9
	A1B	7,0	7,2	6,7	6,6	6,6	6,7	6,6	6,7	6,8
	A2	5,7	5,8	5,3	5,1	5,2	5,2	5,1	5,3	5,0

Rezultaty dla sezonu zimowego wskazują na wzrost średniego poziomu morza oraz wartości ekstremalnych, jednak skala zmiany jest wyraźnie uzależniona od scenariusza emisyjnego. Zdecydowanie największy wzrost średniego poziomu morza przewiduje się w przypadku scenariusza B1 – o ok. 5,5-6,0 cm w stosunku do okresu referencyjnego (tab. 11). Zakres spodziewanych zmian poziomu minimalnego i maksymalnego wyniesie odpowiednio 3,3-5,5 cm oraz 7,5-8,6 cm. Nieco mniejsze zmiany przedstawia scenariusz A1B – ok. 4,5 cm w przypadku poziomu średniego, 3-4 cm w przypadku poziomu minimalnego oraz 5,5-7,5 cm w przypadku poziomu maksymalnego. Wyraźnie najmniejszych zmian można się spodziewać w przypadku scenariusza A2, dla którego rezultaty wskazują, iż wszystkie analizowane charakterystyki poziomu morza w okresie 2011-2030 będą jedynie o ok. 1-2 cm wyższe niż w okresie referencyjnym, a w ujściu Wisły zmiany nie przekroczą 1 cm. W porównaniu do scenariuszy dla poziomu średniego zaznacza się większe zróżnicowanie przewidywanych zmian w przypadku wartości ekstremalnych. Charakterystyczne jest, iż spodziewane zmiany kwantyla 5% wzrastają w kierunku wschodnim, a w przypadku kwantyla 95% największy wzrost może wystąpić w zachodniej części Wybrzeża (tab. 11).

Również rezultaty dla sezonu wiosennego, niezależnie od scenariusza emisyjnego, wskazują na wzrost poziomu morza wzdłuż całego Wybrzeża (tab. 12). Zaznacza się stosunkowo niewielkie zróżnicowanie przewidywanych zmian między poszczególnymi scenariuszami emisyjnymi, jak również wśród rozpatrywanych elementów. W przypadku scenariusza B1 jest spodziewany wzrost o ok. 3 cm w stosunku do okresu referencyjnego. Nieco większe zmiany mogą nastąpić w przypadku scenariuszy A2 (ok. 3-4 cm) i A1B (4-5 cm). W przypadku scenariuszy A1B

i A2 zaznacza się wyraźnie większy w stosunku do pozostałych stacji wzrost średniego i maksymalnego poziomu morza w Gdańsku ujściu Wisły.

Tab. 11. Przewidywane zmiany (cm) średniego ( $H_{sr}$ ), minimalnego ( $H_{5\%}$ ) oraz maksymalnego ( $H_{95\%}$ ) poziomu morza na polskim wybrzeżu w sezonie zimowym w okresie 2011-2030 dla trzech scenariuszy emisyjnych (wartości pokazują zmiany w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego 1971-1990)

Element	Scenariusz emisyjny	Świnoujście	Koło-brzeg	Ustka	Łeba	Władysławowo	Hel	Gdynia	Gdańsk Port	Gdańsk ujście Wisły
$H_{sr}$	B1	5,4	5,7	5,9	5,9	6,0	6,0	6,0	6,0	5,8
	A1B	4,6	4,5	4,5	4,5	4,4	4,4	4,4	4,4	4,8
	A2	1,7	1,6	1,5	1,4	1,4	1,5	1,4	1,4	0,4
$H_{5\%}$	B1	3,3	3,9	4,6	5,3	5,2	5,2	5,2	5,1	5,5
	A1B	2,8	3,1	3,6	4,1	3,9	3,9	3,9	3,9	4,6
	A2	1,2	1,3	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	1,4	0,8
$H_{95\%}$	B1	8,6	8,4	8,0	7,6	7,5	7,7	7,5	7,7	7,5
	A1B	7,4	6,8	6,1	5,8	5,7	5,8	5,7	5,8	6,4
	A2	3,2	2,8	2,4	2,1	2,0	2,1	2,1	2,0	1,1

Tab. 12. Przewidywane zmiany (cm) średniego ( $H_{sr}$ ), minimalnego ( $H_{5\%}$ ) oraz maksymalnego ( $H_{95\%}$ ) poziomu morza na polskim wybrzeżu w sezonie wiosennym w okresie 2011-2030 dla trzech scenariuszy emisyjnych (wartości pokazują zmiany w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego 1971-1990)

Element	Scenariusz emisyjny	Świnoujście	Koło-brzeg	Ustka	Łeba	Władysławowo	Hel	Gdynia	Gdańsk Port	Gdańsk ujście Wisły
$H_{sr}$	B1	3,2	3,0	2,9	2,8	2,9	2,9	2,9	2,9	2,0
	A1B	4,3	4,3	4,3	4,3	4,3	4,3	4,3	4,3	4,9
	A2	3,7	3,6	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	5,0
$H_{5\%}$	B1	2,9	2,6	2,6	2,2	2,6	2,6	2,6	2,7	1,5
	A1B	3,9	3,7	3,8	3,6	3,8	3,9	3,9	4,0	3,8
	A2	3,4	3,1	3,1	2,8	3,1	3,2	3,2	3,3	3,9
$H_{95\%}$	B1	3,5	3,6	3,0	2,4	2,8	3,0	3,0	3,0	2,2
	A1B	4,7	5,1	4,4	3,9	4,2	4,4	4,5	4,5	5,6
	A2	4,0	4,2	3,6	3,1	3,4	3,6	3,7	3,7	5,7

Stosunkowo duży wzrost poziomu morza jest spodziewany w sezonie letnim (tab. 13). W przypadku scenariusza A1B średnia wartość w okresie 2011-2030 może być o ponad 6 cm, a w Łebie i Władysławowie o niemal 7 cm większa niż w okresie referencyjnym. Nieco mniejsze zmiany poziomu średniego, rzędu 4-5 cm, są przewidywane w przypadku scenariuszy B1 i A2. W przypadku kwantyla 5% poziomu minimalnego spodziewany wzrost wyniesie od ok. 4 cm (A2) do 5,5-6,5 (A1B). Maksymalne (kwantyl 95%) wartości poziomu morza mogą na niektórych stacjach wzrosnąć nawet o ok. 7,5 cm (A1B). Interesująco przedstawiają się rezultaty dla ujścia Wisły. Dla tej stacji niezależnie od scenariusza emisyjnego spodziewane zmiany poziomu minimalnego są wyraźnie mniejsze (o 1-2 cm) w porównaniu do innych rozpatrywanych stacji, a poziomu maksymalnego – zna-



cząco większe (o ok. 3 cm). Wyniki te wskazują, iż zakres zmienności poziomu morza w okresie 2011-2030 w tym miejscu wzrośnie znacznie bardziej niż w innych częściach Wybrzeża.

Tab.13. Przewidywane zmiany (cm) średniego ( $H_{sr}$ ), minimalnego ( $H_{5\%}$ ) oraz maksymalnego ( $H_{95\%}$ ) poziomu morza na polskim wybrzeżu w sezonie letnim w okresie 2011-2030 dla trzech scenariuszy emisyjnych (wartości pokazują zmiany w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego 1971-1990)

Element	Scenariusz emisyjny	Świno-ujście	Koło-brzeg	Ustka	Łeba	Włady-sławowo	Hel	Gdynia	Gdańsk k Port	Gdańsk ujście Wisły
$H_{sr}$	B1	4,9	5,1	5,0	5,1	5,2	5,2	5,2	5,2	5,0
	A1B	6,2	6,6	6,6	6,9	6,9	6,6	6,6	6,7	6,1
	A2	4,3	4,3	4,4	4,3	4,2	4,1	4,1	4,2	4,5
$H_{5\%}$	B1	4,4	5,0	4,1	4,7	5,0	5,0	5,1	5,1	3,6
	A1B	5,5	6,5	5,6	6,4	6,6	6,4	6,5	6,6	4,4
	A2	3,8	4,2	3,6	4,0	4,0	3,9	4,1	4,1	3,2
$H_{95\%}$	B1	6,1	5,8	4,5	5,7	5,3	5,4	5,2	5,5	8,3
	A1B	7,7	7,5	6,3	7,8	6,9	6,8	6,7	7,0	10,0
	A2	5,3	4,8	4,0	4,8	4,2	4,3	4,2	4,4	7,4

Tab. 14. Przewidywane zmiany (cm) średniego ( $H_{sr}$ ), minimalnego ( $H_{5\%}$ ) oraz maksymalnego ( $H_{95\%}$ ) poziomu morza na polskim wybrzeżu w sezonie jesiennym w okresie 2011-2030 dla trzech scenariuszy emisyjnych (wartości pokazują zmiany w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego 1971-1990)

Element	Scenariusz emisyjny	Świno-ujście	Koło-brzeg	Ustka	Łeba	Włady-sławowo	Hel	Gdynia	Gdańsk Port	Gdańsk ujście Wisły
$H_{sr}$	B1	5,6	5,6	5,5	5,6	5,5	5,5	5,5	5,5	5,6
	A1B	4,1	4,6	4,8	5,0	5,1	5,1	5,1	5,1	4,5
	A2	6,0	6,3	6,3	6,6	6,5	6,5	6,5	6,5	5,7
$H_{5\%}$	B1	4,1	4,6	4,4	5,0	5,0	5,1	5,0	5,0	5,0
	A1B	2,9	3,7	3,8	4,5	4,7	4,7	4,7	4,6	4,0
	A2	4,5	5,1	5,0	5,9	6,0	6,0	6,0	5,9	5,0
$H_{95\%}$	B1	6,0	7,0	6,7	6,5	6,1	6,4	6,1	6,1	7,1
	A1B	4,1	5,7	5,8	5,8	5,6	5,9	5,7	5,7	5,7
	A2	6,4	7,9	7,6	7,6	7,2	7,5	7,3	7,3	7,2

Znaczny wzrost średniego poziomu morza w okresie 2011-2030 niezależnie od scenariusza emisyjnego przewiduje się również dla sezonu jesiennego (tab. 14). W przypadku scenariusza emisyjnego B1 średni poziom morza wzdłuż całego Wybrzeża wzrośnie o ok. 5,5 cm w stosunku do okresu referencyjnego. Nieco mniejszy wzrost średniego poziomu morza wskazuje scenariusz emisyjny A1B (ok. 5 cm), a wyraźnie największy – scenariusz A2 (ok. 6,5 cm). W przypadku scenariuszy emisyjnych A1B i A2 zaznaczają się jednak wyraźnie mniejsze wartości zmiany w zachodniej części Wybrzeża oraz w ujściu Wisły. Spodziewane zmiany kwantyla 5% będą w przypadku poszczególnych scenariuszy emisyjnych o ok. 0,5 cm mniejsze niż w przypadku poziomu średniego, a kwantyla 95% – o ok. 0,5-1,5 cm większe. W porównaniu do pozostałych stacji zaznacza się dość wyraźnie

mniejszy wzrost poziomu minimalnego w Świnoujściu, Kołobrzegu i Ustce oraz maksymalnego w Świnoujściu.

## 2081-2100

Scenariusze opracowane dla okresu 2081-2100 pokazują, iż średni roczny poziom morza bardzo wyraźnie wzrośnie w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego 1971-1990 (tab. 15). Skala zmiany jest dość wyraźnie uzależniona do scenariusza emisyjnego. Najmniejszy wzrost jest spodziewany dla scenariusza emisyjnego B1, ale nawet w tym przypadku wyniesie ok. 20 cm. W przypadku scenariusza emisyjnego A1B przewidywany wzrost średniego poziomu morza dochodzi do ok. 25 cm, a w przypadku A2 – ok. 28 cm. Warto zauważyć, iż skala wzrostu poziomu morza jest bardzo zbliżona dla wszystkich analizowanych punktów pomiarowych, różnice nie przekraczają 1 cm.

Również rezultaty dla wartości kwantyla 5% minimalnego poziomu morza w przypadku każdego z trzech rozpatrywanych scenariuszy emisyjnych wskazują na znaczący wzrost średniej wartości analizowanego elementu w skali roku w latach 2081-2100 w stosunku do przyjętego okresu referencyjnego (tab. 15). Największy wzrost może nastąpić w przypadku scenariusza emisyjnego A2 (o ok. 16-23 cm), wyraźnie mniejsze zmiany są spodziewane w przypadku scenariusza B1 (o ok. 12-16 cm). Największe zmiany dotyczyć będą fragmentu wybrzeża od Łeby do Gdańska, gdzie wartość kwantyla 5% może wzrosnąć o od ok. 16,5 cm (B1) do ponad 22 cm (A2). Zaznacza się bardzo wyraźne zróżnicowanie przewidywanych zmian między wschodnią i zachodnią częścią wybrzeża – wzrost minimalnego poziomu morza w rejonie Zatoki Gdańskiej może być nawet o 6 cm większy niż w Świnoujściu.

Tab. 15. Przewidywane zmiany (cm) średniego ( $H_{sr}$ ), minimalnego ( $H_{5\%}$ ) oraz maksymalnego ( $H_{95\%}$ ) poziomu morza na polskim wybrzeżu w skali roku w okresie 2081-2100 dla trzech scenariuszy emisyjnych (wartości pokazują zmiany w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego 1971-1990)

Element	Scenariusz emisyjny	Świnoujście	Kołobrzeg	Ustka	Łeba	Władysławowo	Hel	Gdynia	Gdańsk Port	Gdańsk ujście Wisły
$H_{sr}$	B1	20,0	20,2	20,4	20,5	20,5	20,5	20,5	20,5	19,7
	A1B	24,8	25,1	25,2	25,4	25,4	25,3	25,3	25,3	24,6
	A2	27,5	27,9	28,1	28,4	28,3	28,3	28,3	28,3	27,4
$H_{5\%}$	B1	12,0	13,1	14,5	16,3	16,3	16,4	16,5	16,5	15,4
	A1B	14,8	16,2	17,9	20,1	20,1	20,3	20,3	20,3	18,9
	A2	16,4	18,0	19,9	22,5	22,5	22,6	22,7	22,7	21,1
$H_{95\%}$	B1	27,7	28,2	25,9	24,9	24,7	25,3	24,9	25,4	25,7
	A1B	34,1	34,7	31,9	30,7	30,5	31,2	30,7	31,4	31,5
	A2	37,7	38,6	35,5	34,4	34,1	34,9	34,3	35,0	35,2

Bardzo duże w stosunku do okresu referencyjnego mogą być zmiany kwantyla 95% maksymalnego poziomu morza (tab. 15). Wzrost tej miary może wynieść od ok. 25 cm (B1) do ok. 35 cm, a w zachodniej części Wybrzeża nawet do ok. 38 cm (A2). W przeciwieństwie do rezultatów dla poziomu minimalnego większe zmiany

poziomu maksymalnego są spodziewane w zachodniej części. Wyraźnie większe zmiany kwantyla 95% w porównaniu do kwantyla 5% wskazują, iż zmienność obserwowanych wartości poziomu morza istotnie wzrosnie w stosunku do okresu 1971-1990, szczególnie w zachodniej części Wybrzeża.

Rezultaty dla sezonu zimowego wskazują na jeszcze większe uzależnienie skali wzrostu średniego poziomu morza od scenariusza emisyjnego (tab. 16). Najmniejszy wzrost średniego poziomu morza jest przewidywany w przypadku scenariusza B1, według którego średnia wartość dla okresu 2081-2100 będzie o ok. 18 cm większa niż w okresie referencyjnym 1971-1990. Scenariusz A1B przewiduje, że wzrost poziomu morza wzdłuż całego Wybrzeża może wynieść ok. 24,5-25,0 cm, natomiast w przypadku scenariusza A2 – ok. 30 cm, przy czym zaznacza się stosunkowo nieznaczny spadek zmian w kierunku zachodnim. Wyniki dla ekstremalnych wartości poziomu morza przedstawiają bardzo duże różnice między spodziewaną skalą wzrostu poziomu minimalnego i maksymalnego. Przewidywane zmiany kwantyla 5% wyniosą od ok. 15 cm (B1) do ok. 25 cm (A2), z tym, że w zachodniej części Wybrzeża będą jeszcze mniejsze i niezależnie od scenariusza emisyjnego nie przekroczą 20 cm. Wzrost maksymalnych wartości poziomu morza może natomiast wynieść od ok. 22-23 cm (B1) do ok. 37-38 cm (A2). Warto zauważyć, iż największe zmiany kwantyla 95% spodziewane są w zachodniej części (Świnoujście, Kołobrzeg) – będą tam większe nawet o ok. 5-6 cm niż na pozostałych stacjach, w przypadku scenariusza A2 przekraczając 40 cm w stosunku do okresu referencyjnego (tab. 16).

Tab. 16. Przewidywane zmiany (cm) średniego ( $H_{sr}$ ), minimalnego ( $H_{5\%}$ ) oraz maksymalnego ( $H_{95\%}$ ) poziomu morza na polskim wybrzeżu w sezonie zimowym w okresie 2081-2100 dla trzech scenariuszy emisyjnych (wartości pokazują zmiany w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego 1971-1990)

Element	Scenariusz emisyjny	Świnoujście	Kołobrzeg	Ustka	Łeba	Władysławowo	Hel	Gdynia	Gdańsk Port	Gdańsk ujście Wisły
$H_{sr}$	B1	18,1	18,1	18,1	18,1	18,1	18,1	18,1	18,1	17,9
	A1B	24,5	24,7	24,8	24,8	24,8	24,8	24,8	24,8	25,1
	A2	29,0	29,5	29,9	30,2	30,1	30,1	30,1	30,1	30,8
$H_{5\%}$	B1	10,5	11,9	13,7	15,6	15,3	15,4	15,4	15,3	16,1
	A1B	14,1	16,1	18,6	21,4	20,9	21,0	21,1	20,9	22,3
	A2	16,7	19,2	22,5	25,9	25,3	25,5	25,5	25,3	27,3
$H_{95\%}$	B1	27,4	25,9	23,7	22,4	22,2	22,7	22,2	22,9	22,1
	A1B	36,8	35,0	32,2	30,6	30,4	31,0	30,4	31,3	30,7
	A2	43,4	41,8	38,8	37,1	36,8	37,6	36,8	38,0	37,5

W sezonie wiosennym spodziewany średni poziom morza w przypadku scenariusza B1 będzie wyższy o ok. 20-21 cm w porównaniu do okresu referencyjnego 1971-1990 (tab. 17). Jeszcze większą zmianę przewiduje scenariusz A1B (ok. 24,5-25,0 cm) i A2 (prawie 29 cm). Zmiany poziomu minimalnego będą dla poszczególnych scenariuszy emisyjnych o ok. 2-3 cm mniejsze, maksymalnie osiągając ok. 25-26 cm (A2). Przewidywana skala wzrostu maksymalnego poziomu morza jest nieznacznie tylko większa niż poziomu średniego. Dla wszystkich analizowanych

charakterystyk poziomu morza spodziewane zmiany są stosunkowo wyrównane dla całego Wybrzeża, jedynie w przypadku kwantyla 5% zaznaczają się wyraźnie mniejsze zmiany w ujściu Wisły, a w przypadku kwantyla 95% – większe zwłaszcza w Kołobrzegu.

Tab. 17. Przewidywane zmiany (cm) średniego ( $H_{sr}$ ), minimalnego ( $H_{5\%}$ ) oraz maksymalnego ( $H_{95\%}$ ) poziomu morza na polskim wybrzeżu w sezonie wiosennym w okresie 2081-2100 dla trzech scenariuszy emisyjnych (wartości pokazują zmiany w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego 1971-1990)

Element	Scenariusz emisyjny	Świnoujście	Kołobrzeg	Ustka	Łeba	Władysławowo	Hel	Gdynia	Gdańsk Port	Gdańsk ujście Wisły
$H_{sr}$	B1	20,6	20,8	21,0	21,2	21,1	21,1	21,1	21,1	20,0
	A1B	24,5	24,7	24,8	24,9	24,8	24,8	24,8	24,8	24,7
	A2	28,0	28,4	28,6	28,9	28,8	28,8	28,7	28,8	27,7
$H_{5\%}$	B1	19,0	18,1	18,6	19,3	18,9	19,1	19,0	19,6	15,3
	A1B	22,7	21,5	22,0	22,8	22,2	22,5	22,3	23,2	18,9
	A2	25,9	24,7	25,4	26,5	25,8	26,1	25,9	26,8	21,3
$H_{95\%}$	B1	22,5	24,6	21,6	21,3	20,7	21,8	22,0	22,0	22,5
	A1B	26,8	29,2	25,5	25,2	24,4	25,6	26,0	25,9	27,8
	A2	30,6	33,5	29,5	29,3	28,2	29,7	30,1	30,0	31,2

Tab. 18. Przewidywane zmiany (cm) średniego ( $H_{sr}$ ), minimalnego ( $H_{5\%}$ ) oraz maksymalnego ( $H_{95\%}$ ) poziomu morza na polskim wybrzeżu w sezonie letnim w okresie 2081-2100 dla trzech scenariuszy emisyjnych (wartości pokazują zmiany w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego 1971-1990)

Element	Scenariusz emisyjny	Świnoujście	Kołobrzeg	Ustka	Łeba	Władysławowo	Hel	Gdynia	Gdańsk Port	Gdańsk ujście Wisły
$H_{sr}$	B1	21,6	22,0	22,2	22,5	22,6	22,5	22,4	22,3	19,6
	A1B	25,4	25,9	25,8	26,0	26,5	26,7	26,6	26,4	24,5
	A2	27,5	27,9	28,0	28,3	28,4	28,4	28,3	28,2	25,6
$H_{5\%}$	B1	19,0	21,8	20,3	20,6	21,6	21,5	22,1	22,0	14,1
	A1B	22,3	25,6	23,7	23,8	25,4	25,5	26,2	26,0	17,7
	A2	24,2	27,6	25,7	25,9	27,2	27,1	27,9	27,8	18,4
$H_{95\%}$	B1	26,3	25,0	22,5	25,1	22,9	23,2	22,5	23,5	32,3
	A1B	30,9	29,4	26,3	29,0	26,9	27,5	26,7	27,8	40,5
	A2	33,4	31,7	28,5	31,5	28,8	29,3	28,4	29,7	42,3

Podobna jak wiosną skala wzrostu średniego poziomu morza jest spodziewana w sezonie letnim (tab. 18). Najmniejsze zmiany wskazuje scenariusz emisyjny B1, który przewiduje wzrost poziomu morza o ok. 22 cm w stosunku do okresu referencyjnego 1971-1990. Maksymalny zakres zmian z kolei przedstawiają wyniki scenariusza A2 – wzrost o ok. 28 cm. W przypadku wszystkich rozpatrywanych scenariuszy emisyjnych nieco mniejsze (o ok. 2-3 cm) w porównaniu do innych analizowanych punktów pomiarowych zaznaczają się zmiany w ujściu Wisły. Stosunkowo zbliżoną skalę zmian przewiduje się w przypadku ekstremalnych wartości poziomu morza, większe różnice występują jedynie w przypadku kwantyla 95% w zachodniej części Wybrzeża, gdzie wartość tej miary może wzrosnąć o ponad

30 cm. Podobnie jak dla okresu 2011-2030 znacząco od pozostałych stacji odbiegają rezultaty dotyczące wartości ekstremalnych dla ujścia Wisły, gdzie zaznaczają się stosunkowo niewielkie zmiany poziomu minimalnego oraz bardzo duże, większe o ponad 10 cm niż na innych stacjach, zmiany poziomu maksymalnego (ponad 40 cm w przypadku A1B i A2). Wartości te wskazują, iż spodziewany jest bardzo duży wzrost zmienności poziomu morza w rejonie ujścia Wisły w stosunku do okresu referencyjnego 1971-1990.

W sezonie jesiennym (tab. 19) skala wzrostu wszystkich rozpatrywanych charakterystyk poziomu morza jest wyraźnie najmniejsza w przypadku scenariusza B1 i wynosi ok. 21 cm jeśli chodzi o poziom średni, niespełna 20 cm – poziom minimalny, ok. 24-25 cm – poziom maksymalny. Bardzo niewielkie różnice odnotowano między rezultatami dla scenariuszy A1B i A2 wskazujących zmiany odpowiednio o ok. 26-27 cm, 24 cm i 30-31 cm. Niezależnie od scenariusza emisyjnego skala wzrostu poziomu średniego i wartości ekstremalnych będzie w stosunku do pozostałych stacji zauważalnie mniejsza w zachodniej części Wybrzeża.

Tab. 19. Przewidywane zmiany (cm) średniego ( $H_{sr}$ ), minimalnego ( $H_{5\%}$ ) oraz maksymalnego ( $H_{95\%}$ ) poziomu morza na polskim wybrzeżu w sezonie jesiennym w okresie 2081-2100 dla trzech scenariuszy emisyjnych (wartości pokazują zmiany w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego 1971-1990)

Element	Scenariusz emisyjny	Świnoujście	Koło-brzeg	Ustka	Łeba	Władysławowo	Hel	Gdynia	Gdańsk Port	Gdańsk ujście Wisły
$H_{sr}$	B1	19,7	20,6	20,9	21,6	21,6	21,5	21,6	21,6	20,2
	A1B	24,3	25,5	26,0	26,9	26,9	26,9	27,0	27,0	24,5
	A2	23,8	25,0	25,5	26,2	26,5	26,5	26,6	26,5	23,6
$H_{5\%}$	B1	16,0	16,8	16,6	19,1	19,7	19,9	19,7	19,5	17,9
	A1B	19,7	20,7	20,5	23,8	24,6	24,8	24,7	24,4	21,8
	A2	19,4	20,3	20,2	23,3	24,2	24,4	24,3	24,0	21,0
$H_{95\%}$	B1	23,0	25,8	25,4	24,8	23,9	24,9	24,0	24,1	25,5
	A1B	28,4	31,9	31,5	30,9	29,8	31,1	30,0	30,1	31,0
	A2	27,9	31,2	30,9	30,2	29,3	30,6	29,5	29,6	29,8

## 6. Wnioski i strategia działań

Zmiany poziomu morza w drugiej połowie XX w. są znaczące. Średni poziom morza podniósł się do końca wieku od ok. 8,0 cm w Świnoujściu do 14,0 cm w Gdańsku Porcie Północnym. Wartość kwantyla 5% minimalnego poziomu morza również wzrosła, jednakże tempo tego wzrostu między Wybrzeżem zachodnim a wschodnim było silniej zróżnicowane (od 3,5 cm Świnoujściu do 14,0 cm w Gdańsku Porcie Północnym). W przypadku kwantyla 95% maksymalnego poziomu morza wartości zmian na większości stacji są wyrównane i wynoszą ok. 14,0 cm, przy czym najmniejsze zmiany odnotowano w Kołobrzegu i Helu – 12,5 cm, a największe w Gdyni – 15,0 cm.

Predykcja zmian średniego poziomu morza w najbliższym dwudziestolecu w odniesieniu do okresu referencyjnego 1971-1990 wskazuje wzrosty dla całego

polskiego wybrzeża wynoszące średnio ok. 5 cm według wszystkich ścieżek emisyjnych. Scenariusz zmian minimalnego poziomu morza (kwantyla 5%) pokazuje wartości o kilka centymetrów mniejsze (ok. 2-3 cm na zachodnim Wybrzeżu do ponad 4 cm na wschodnim). Największymi anomaliami cechuje się kwantyl 95% maksymalnego poziomu morza, gdzie wartości dla analizowanych stacji wynoszą ok. 6 cm. Przyjmując założenia ścieżek rozwoju cywilizacyjnego pod koniec XXI w. poziom morza wzdłuż polskiego wybrzeża wzrośnie tak znacząco, że najprawdopodobniej konieczne będzie opracowanie zintegrowanych, kompleksowych działań adaptacyjnych. Przewidywane zmiany średniego poziomu morza wynikające ze zmian w systemie klimatycznym w latach 2081-2100 będą oscylować w granicach 20-28 cm według różnych scenariuszy emisyjnych. Anomalie poziomu minimalnego (kwantyl 5%) będą zdecydowanie mniejsze i wyniosą od 12 do 22 cm, biorąc pod uwagę różne ścieżki rozwoju. Największych zmian należy się spodziewać w wypadku kwantyla 95% maksymalnego poziomu. Wartości tej ekstremalnej charakterystyki mogą przyjmować wartości od 25 cm do prawie 39 cm.

Biorąc pod uwagę uzyskane wyniki, należy oszacować koszty wprowadzenia programu adaptacji, który obejmowałby przewidywanie oraz podejmowanie działań prowadzących do zminimalizowania potencjalnie niebezpiecznych dla społeczeństwa i gospodarki narodowej skutków przewidywanych wzrostów poziomu morza.

Wobec możliwych negatywnych skutków zmian klimatu strategia adaptacji powinna obejmować wszystkie poziomy administracji publicznej, poczynając od lokalnego, a na międzynarodowym kończąc. Na lokalnym poziomie zarządzania władze mogą chociażby współpracować z urzędami morskimi, aby zapobiec dalszej erozji brzegu, osuwiskom, czy wzmocnionemu niszczeniu budowli hydrotechnicznych. Duże znaczenie ma również podnoszenie świadomości wśród decydentów w ramach planowania przestrzennego. Skutecznie przeprowadzony program adaptacyjny powinien obejmować przedsięwzięcia techniczne, np. budowę niezbędnej infrastruktury przeciwpowodziowej, jak i zmiany prawne i regulacyjne uwzględniające np. zmiany w planowaniu przestrzennym, czy wprowadzające ograniczenia możliwości zabudowy na terenach zagrożonych powodzią.

W świetle uzyskanych wyników wydaje się konieczne podjęcie wszelkich możliwych działań mających na celu minimalizowanie podatności na ryzyko związane ze zmianami klimatu oraz opracowanie planów szybkiego reagowania na ewentualne sytuacje kryzysowe.

## **Literatura**

- Cyberski J., Wróblewski A., 1999, Recent and forecast changes in sea level along the Polish coast during the period 1900-2000, Quaternary Studies in Poland Special Issue, Late Glacial, Holocene and Present – Day Evolution of the coasta Geosystems of the Southern Baltic, 77-84
- Heyen H., Zorita E., Storch v. H., 1996, Statistical downscaling of monthly mean North Atlantic air pressure to sea level anomalies in the Baltic Sea, Tellus, 48A, 2, 312-323
- Landerer F. W., Jungclaus J. H., Marotzke J., 2007, Regional dynamic and steric sea level change in response to the IPCC-A1B scenario, J. Phys. Oceanogr., 37, 296-312

- Kalnay E. i in., 1996, The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 77, 437-471
- Kożuchowski K., Boryczka J. 1997, Cykliczne wahania i trendy zmian poziomu morza w Świnoujściu (1811-1990), *Prz. Geod.*, XLII, 1, 31-48
- Miętus M., 1994, Vector of geostrophic wind in the Baltic Sea region as an index of local circulation and its relationship to hydro-meteorological characteristics along the Polish coast, In: R. Heion (red.), *Proceedings of the European Workshop on Climate Variations*, Majvik, Finland, 15-18 May 1994. SILMU, 8-23
- Miętus M., 1999, Rola regionalnej cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu warunków klimatycznych i oceanograficznych w polskiej strefie brzegowej Morza Bałtyckiego, *Mat. Bad. IMGW, ser. Meteorologia – 29*, IMGW, Warszawa, 157
- Miętus M., Filipiak J., Owczarek M., 2004, Klimat wybrzeża południowego Bałtyku. Stan obecny i perspektywy zmian, w: J. Cyberski (red.), *Środowisko polskiej strefy południowego Bałtyku – stan obecny i przewidywane zmiany w przededniu integracji europejskiej*. GTN, 11-44
- Roeckner E. i in., 2003, The atmospheric general circulation model ECHAM5, Part I. Model description, Report No. 349, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg
- Storch von H., 1993, Spatial patterns: EOFs and CCA, In: Storch von H., A. Navarra (red.), *Analysis of Climate Variability. Applications of Statistical Techniques*, Springer, 227-257
- Wróblewski A., 1993, Analysis and forecast of long-term sea along the Polish Baltic Sea coast. P. I. Annual sea level Maxima, *Oceanologia*, 33, 65-85

# **Ocena długoterminowych zmian występowania charakterystycznych poziomów morza wzdłuż polskiego wybrzeża**

*Beata Kowalska, Marzenna Sztobryn, Ida Stanisławczyk,  
Beata Letkiewicz, Alicja Kańska, Katarzyna Krzysztofik*

## **1. Wprowadzenie i cel pracy**

Występowanie ekstremalnych poziomów morza wzdłuż polskiego wybrzeża od lat jest zjawiskiem budzącym zainteresowanie badaczy, jak i osób odpowiedzialnych za bezpieczeństwo mieszkańców oraz infrastrukturę brzegową. Również wyniki analiz długookresowych zmian w występowaniu wezbrań sztormowych oraz bardzo niskich stanów wody są uwzględniane przy opracowywaniu i planowaniu działań administracji lokalnej, rządowej, a także urzędów morskich i centrów kryzysowych. Utrzymywanie się poziomów morza powyżej stanów alarmowych może przyczynić się do poważnych utrudnień w pracach portów i stoczni, często powodując też duże straty materialne, a nawet zagrożenie życia mieszkańców. Natomiast utrzymywanie się niskich poziomów jest poważnym zagrożeniem dla żeglugi, pracy oczyszczalni ścieków oraz jest parametrem determinującym wyznaczenie morskiej granicy państwa. Tematyka ekstremalnych poziomów morza była już wielokrotnie analizowana we wcześniejszych publikacjach: Sztobryn, Stigge 2005 oraz Stanisławczyk i in. 2009, Zerbini i in. 1996, Sztobryn 2006.

Wysokie poziomy morza na polskim wybrzeżu występują najczęściej w okresie zimowym, przy dominacji cyrkulacji zachodniej. Niskie poziomy są również związane z półroczem zimowym, kiedy obniżenie poziomu morza poprzedza wystąpienie wezbrania [Miętus, Sztobryn 2010].

Jednakże do zastosowań praktycznych, zwłaszcza do projektowania obiektów użyteczności publicznej oraz przemysłowych (mosty, drogi, budynki, oczyszczalnie ścieków itp.), podstawowymi danymi wymaganymi z zakresu poziomów wody są tzw. poziomy o określonym prawdopodobieństwie przewyższenia (najczęściej 1%, nazywane wodą stuletnią) lub nieosiągnięcia (czyli niskie poziomy, które mogą pojawić się przy prawdopodobieństwie równym 1% (raz na 100 lat).



W Helu w ponad 160 zaobserwowanych wezbraniach sztormowych 3 razy maksymalny poziom przekroczył 620 cm (w 1981, 1983 oraz 1993 r.). W 13 przypadkach zaobserwowano przekroczenie stanu 610 cm. Najczęściej bardzo wysokie poziomy morza występowały w styczniu – 61 przypadków oraz w listopadzie – 33 przypadki i grudniu – 29 przypadków. Nie zanotowano występowania bardzo wysokich poziomów morza (powyżej 570 cm) w okresie od maja do sierpnia. Zaobserwowano rosnący trend maksymalnych rocznych poziomów morza.

## 5.2. Nizówki

Bardzo niskie poziomy w morzach są zjawiskiem nieregularnym. Zarówno wezbrania, jak i obniżenia poziomu stanowią w większości przypadków dwie fazy tej samej oscylacji poziomu morza. Bardzo niskie poziomy są zagrożeniem dla małych portów oraz żeglugi, ponieważ mogą powodować utrudnienia nawigacyjne.

Bardzo niskie poziomy wody w morzach bezpływowych, takich jak Bałtyk, zdarzają się nieregularnie, na ogół jednak omijają letnią porę roku. Roczny cykl występowania niskich poziomów morza dla południowego wybrzeża Bałtyku przedstawiono na przykładzie stacji Świnoujście i Hel w latach 1955-2008. W sezonie letnim (czyli w miesiącach czerwiec, lipiec, sierpień oraz dodatkowo w maju) na wszystkich stacjach polskiego wybrzeża brak jest niżówek. Na wybrzeżu środkowym i wschodnim okres ten wydłuża się nawet o kwiecień i wrzesień. Występowanie niskich poziomów morza przypada więc na miesiące od września do kwietnia w Świnoujściu, od października do marca w Ustce i Helu. Na omawianych stacjach jest widoczna różnica w występowaniu niskich poziomów morza w poszczególnych okresach (sezonach, miesiącach) w zależności od akwenu, daje się również zauważyć przesunięcie największej intensywności występowania niskich poziomów w poszczególnych miesiącach [Stanisławczyk 2005].

Dla polskich wód przybrzeżnych za „niżówkę” przyjęto każdą sytuację hydrologiczną, podczas której nastąpi spadek poziomu morza poniżej 440 cm (włącznie). Dokonano analizy ich występowania, a także częstości występowania w poszczególnych przedziałach wartości oraz rozkłady sezonowe. Przebadano częstości występowania poziomów morza w przedziałach wartości 10 cm dla okresu 1955-2008 oraz dla porównania dla okresu referencyjnego 1971-1990.

Ze względu na specyfikę morfologiczną i hydrologiczną na wybrzeżu zachodnim występują o wiele niższe poziomy minimalne niż w pozostałym rejonie południowego wybrzeża Bałtyku. Rozpiętość wahań poziomów na zachodzie jest też większa niż we wschodniej części (rys. 6-8). Najniższe poziomy morza zanotowano w zachodniej części, absolutne minimum wystąpiło w Świnoujściu 366 cm (18. 10.1967). Absolutne minimum poziomu morza 409 cm w Ustce z okresu 1955-2008 zanotowano w listopadzie 1979 r., natomiast w Helu zaledwie 412 cm w 1979 r. W Helu i Ustce zaobserwowano nieznacznie rosnący trend minimalnych rocznych poziomów morza, natomiast w Świnoujściu trend utrzymuje się w zasadzie na tym samym poziomie.

tość stanu wody o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 1%. Niskie poziomy morza są czynnikiem wywierającym znaczny wpływ na nawigację, pracę portów i przeładunki, ratownictwo wodne, czy budownictwo wodne. Metody określania wartości zjawisk hydrometeorologicznych o założonym prawdopodobieństwie przewyższenia wykorzystuje się do badania wartości ekstremalnych stanów wód (1% max, 1% min). Ustalanie rozkładu prawdopodobieństwa poziomów maksymalnych jest istotne, gdyż są one przyczyną niszczenia brzegów i infrastruktury, zagrażają ludziom, istotne są dla określania zasięgu katastrofy dla planistów, wyboru dróg ewakuacji, zarządzania kryzysowego itd. W celu wyliczenia prawdopodobieństwa maksymalnych poziomów morza wykorzystano metodę Gumbela [Sztobryn i in. 2010].

Z kolei prawdopodobieństwo nieosiągnięcia (1% min) wykorzystuje się w przypadku niskich poziomów morza. Do zbadania minimów stanów wody w Bałtyku również wykorzystano metodę Gumbela.

#### **4. Informacje o danych**

W obliczeniach korzystano z wartości poziomów morza z bazy danych IMGW-PIB. Natomiast w badaniach oceny przydatności modelu hydrologicznego do prognozowania zmian poziomów morza spowodowanych zmianami klimatycznymi korzystano ponadto ze zbiorów zawierających dane dotyczące ciśnienia atmosferycznego oraz kierunku i prędkości wiatru w rejonie Morza Bałtyckiego z lat 1951-2008 (były to średnie dobowe, z poziomu morza) oraz dane z bazy NOAA z reanalizy, a także wyniki obliczeń scenariuszowych ciśnienia atmosferycznego w rejonie Bałtyku. Reanaliza, jak i downscaling z globalnych scenariuszy zostały wykonane dla potrzeb projektu KLIMAT.

#### **5. Diagnoza stanu**

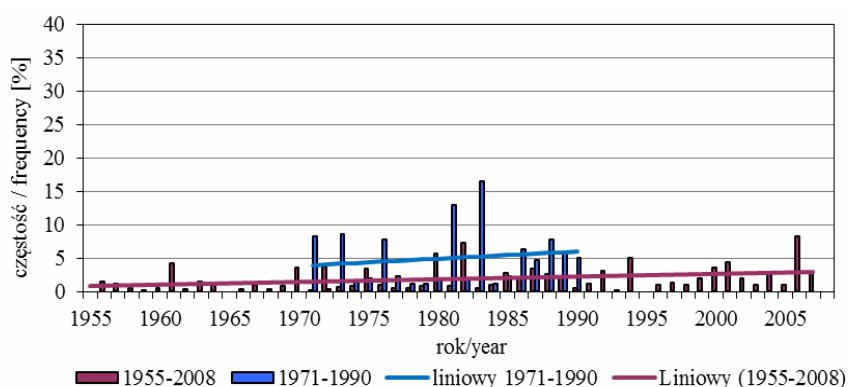
##### **5.1. Maksymalne poziomy morza**

Występowanie wezbrań sztormowych w poszczególnych sezonach jest nieregularne. Największą częstość wezbrań sztormowych na przykładzie Świnoujścia (rys. 1) zaobserwowano w latach 1983 i 2008. Brak wezbrań sztormowych zanotowano w latach: 1956, 1966 oraz 1996. Przebieg linii trendu wskazuje, że intensywność wezbrań sztormowych wzrasta dla obydwu porównywanych okresów. W latach 1971-1990 w Świnoujściu zaobserwowano 45% przypadków wezbrań sztormowych występujących w całym analizowanym okresie.

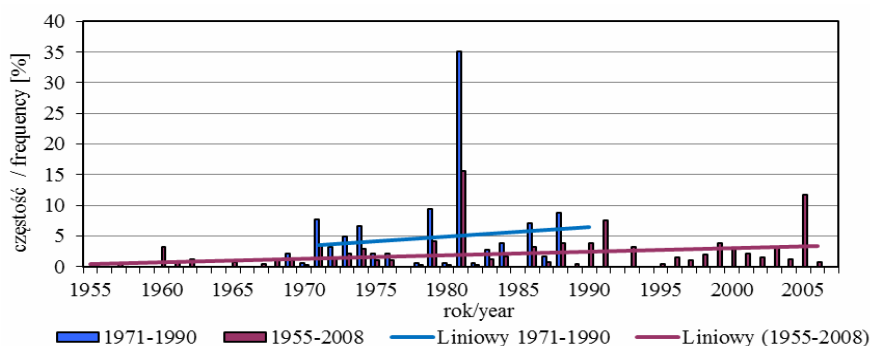
Na Helu największą częstość występowania wezbrań sztormowych zaobserwowano w 1980 r. oraz w 2004 r. (rys. 2). Przebieg linii trendu wskazuje, że intensywność wezbrań sztormowych wzrasta zarówno dla okresu podstawowego, jak i referencyjnego. W okresie 1955-2008 najczęściej wezbrania sztormowe odnotowano w 1983 r. (15,6% przypadków) oraz w 2007 r. (11,7% przypadków).

Ocena długoterminowych zmian poziomów morza dotyczyła również maksymalnych rocznych poziomów. Przeanalizowano ich występowanie na poszczegól-

nych stacjach w okresie 1955-2008 oraz zidentyfikowano wieloletni trend zjawiska. Wyniki analizy w Świnoujściu przedstawiono na rys. 3. Absolutne maksimum na mareografie w Świnoujściu wynosiło 669 cm (listopad 1995). W Świnoujściu na 192 zaobserwowane wezbrania sztormowe w 11 przypadkach poziom morza przekroczył 620 cm, natomiast w 4 przekroczył 640 cm. Poziom alarmowy (580 cm) został przekroczony aż w 107 notowanych wezbraniach. Wykazano za pomocą linii trendu wzrost maksymalnych rocznych poziomów w Świnoujściu.



Rys. 1. Częstość występowania wezbrań sztormowych w Świnoujściu w okresie 1955-2008 oraz w okresie referencyjnym 1971-1990

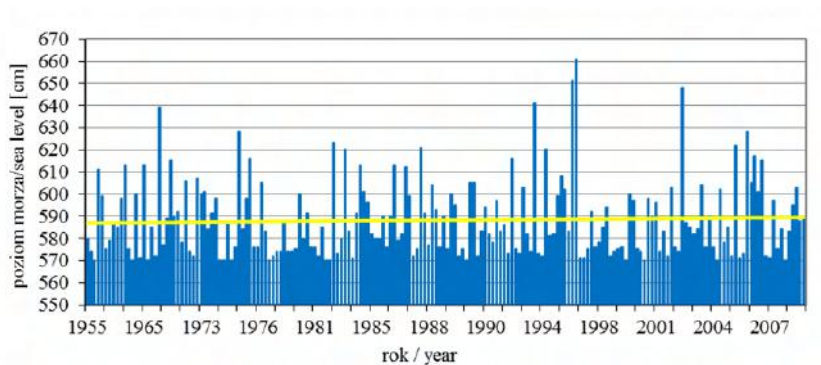


Rys. 2. Częstość występowania wezbrań sztormowych w Helu w okresie 1955-2008 oraz w okresie referencyjnym 1971-1990

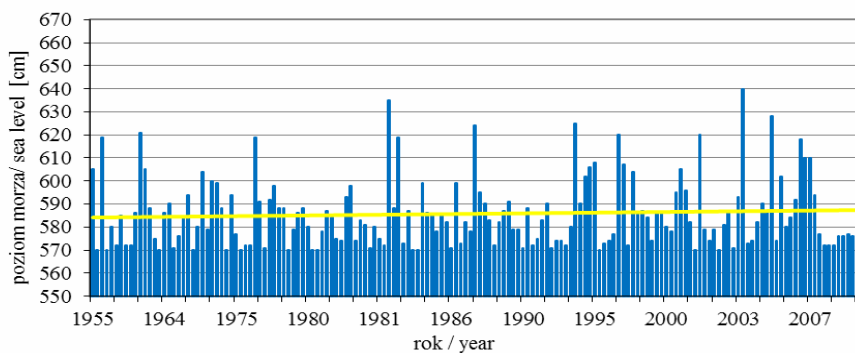
Długoletnie zmiany maksymalnych rocznych poziomów morza w Ustce i Helu przedstawiono na rys. 4 oraz rys. 5.

W Ustce maksymalny poziom zaobserwowano w 2004 r. i wynosił 640 cm. W ponad 160 zaobserwowanych w badanym okresie wezbraniach sztormowych 5 razy maksymalny poziom zawierał się w przedziale 620-630 cm, w latach 1962, 1988, 1992, 1995 oraz 2006. Najczęściej bardzo wysokie stany wody zaobserwo-

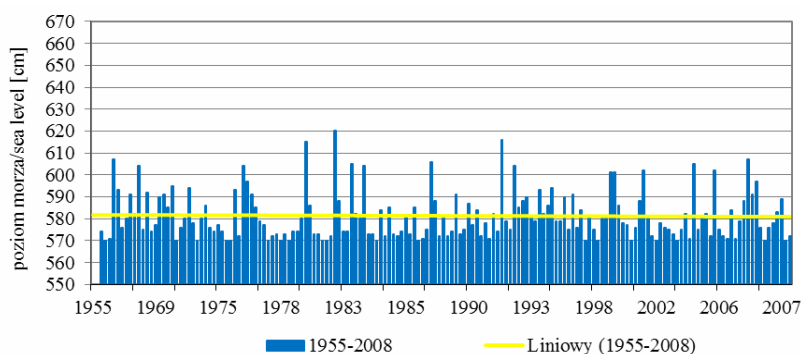
wano w następujących miesiącach: w listopadzie 44 przypadki, w styczniu 40 przypadków oraz w grudniu 35 przypadków. Stwierdzono występowanie trendu rosnącego maksymalnych rocznych poziomów morza.



Rys. 3. Maksymalne poziomy morza zaobserwowane w czasie wezbrań sztormowych w Świnoujściu, 1955-2008



Rys. 4. Maksymalne poziomy morza zaobserwowane w czasie wezbrań sztormowych w Ustce, 1955-2008



Rys. 5. Maksymalne poziomy morza zaobserwowane podczas wezbrań sztormowych w Helu 1955-2008

W Helu w ponad 160 zaobserwowanych wezbraniach sztormowych 3 razy maksymalny poziom przekroczył 620 cm (w 1981, 1983 oraz 1993 r.). W 13 przypadkach zaobserwowano przekroczenie stanu 610 cm. Najczęściej bardzo wysokie poziomy morza występowały w styczniu – 61 przypadków oraz w listopadzie – 33 przypadki i grudniu – 29 przypadków. Nie zanotowano występowania bardzo wysokich poziomów morza (powyżej 570 cm) w okresie od maja do sierpnia. Zaobserwowano rosnący trend maksymalnych rocznych poziomów morza.

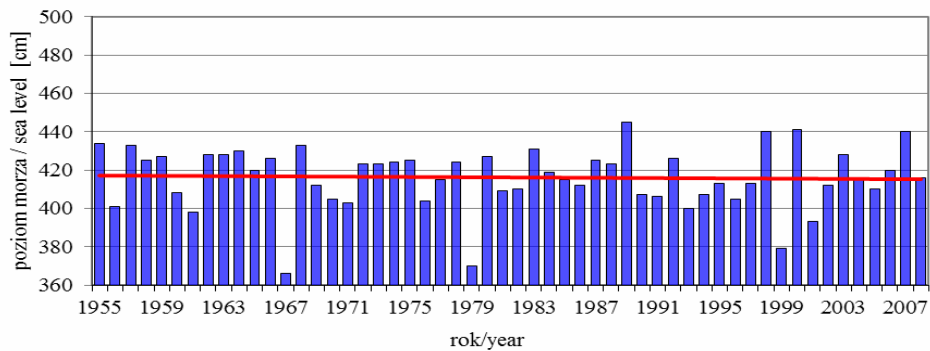
## 5.2. Nizówki

Bardzo niskie poziomy w morzach są zjawiskiem nieregularnym. Zarówno wezbrania, jak i obniżenia poziomu stanowią w większości przypadków dwie fazy tej samej oscylacji poziomu morza. Bardzo niskie poziomy są zagrożeniem dla małych portów oraz żeglugi, ponieważ mogą powodować utrudnienia nawigacyjne.

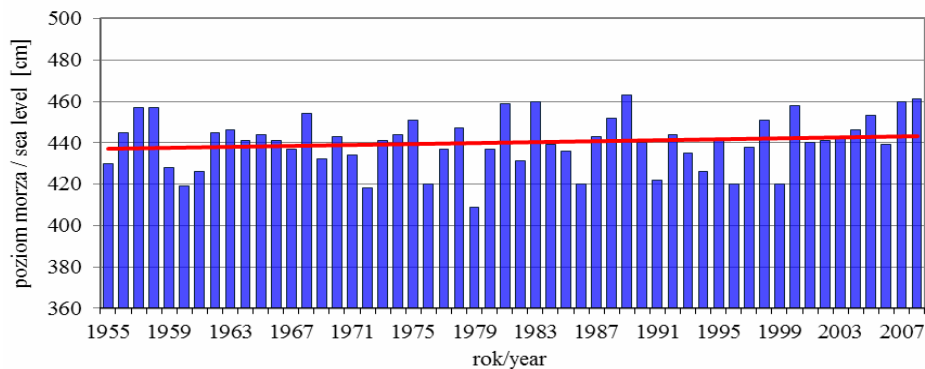
Bardzo niskie poziomy wody w morzach bezpływowych, takich jak Bałtyk, zdarzają się nieregularnie, na ogół jednak omijają letnią porę roku. Roczny cykl występowania niskich poziomów morza dla południowego wybrzeża Bałtyku przedstawiono na przykładzie stacji Świnoujście i Hel w latach 1955-2008. W sezonie letnim (czyli w miesiącach czerwiec, lipiec, sierpień oraz dodatkowo w maju) na wszystkich stacjach polskiego wybrzeża brak jest nizówek. Na wybrzeżu środkowym i wschodnim okres ten wydłuża się nawet o kwiecień i wrzesień. Występowanie niskich poziomów morza przypada więc na miesiące od września do kwietnia w Świnoujściu, od października do marca w Ustce i Helu. Na omawianych stacjach jest widoczna różnica w występowaniu niskich poziomów morza w poszczególnych okresach (sezonach, miesiącach) w zależności od akwenu, daje się również zauważyć przesunięcie największej intensywności występowania niskich poziomów w poszczególnych miesiącach [Stanisławczyk 2005].

Dla polskich wód przybrzeżnych za „nizówkę” przyjęto każdą sytuację hydrologiczną, podczas której nastąpi spadek poziomu morza poniżej 440 cm (włącznie). Dokonano analizy ich występowania, a także częstości występowania w poszczególnych przedziałach wartości oraz rozkłady sezonowe. Przebadano częstości występowania poziomów morza w przedziałach wartości 10 cm dla okresu 1955-2008 oraz dla porównania dla okresu referencyjnego 1971-1990.

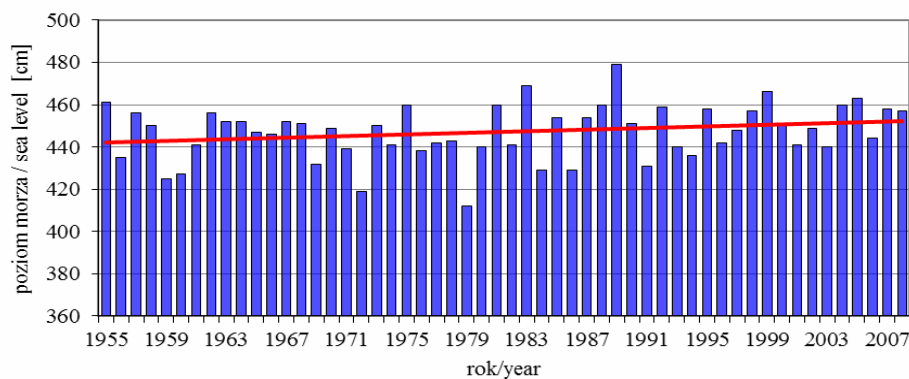
Ze względu na specyfikę morfologiczną i hydrologiczną na wybrzeżu zachodnim występują o wiele niższe poziomy minimalne niż w pozostałym rejonie południowego wybrzeża Bałtyku. Rozpiętość wahań poziomów na zachodzie jest też większa niż we wschodniej części (rys. 6-8). Najniższe poziomy morza zanotowano w zachodniej części, absolutne minimum wystąpiło w Świnoujściu 366 cm (18. 10.1967). Absolutne minimum poziomu morza 409 cm w Ustce z okresu 1955-2008 zanotowano w listopadzie 1979 r., natomiast w Helu zaledwie 412 cm w 1979 r. W Helu i Ustce zaobserwowano nieznacznie rosnący trend minimalnych rocznych poziomów morza, natomiast w Świnoujściu trend utrzymuje się w zasadzie na tym samym poziomie.



Rys. 6. Minimalne roczne poziomy morza w Świnoujściu, 1955-2008



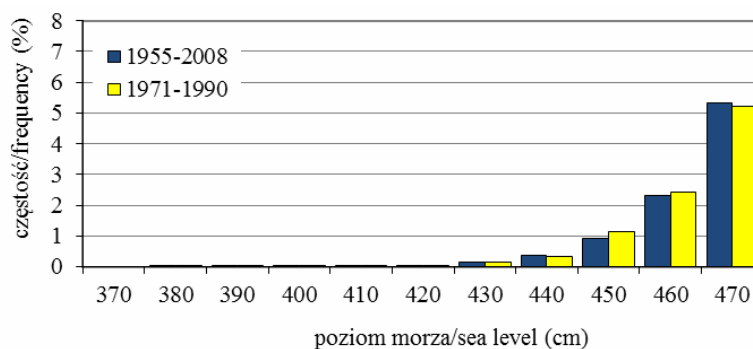
Rys. 7. Minimalne roczne poziomy morza w Ustce, 1955-2008



Rys. 8. Minimalne roczne poziomy morza w Helu, 1955-2008

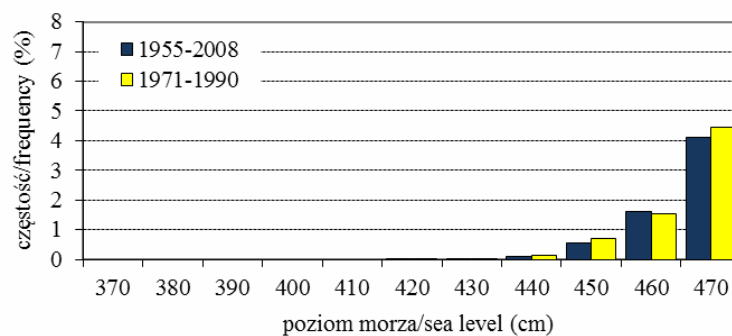
W celu uzyskania charakterystyki poziomów morza zanotowanych w okresie 1955-2008 obliczono częstości ich występowania w przedziałach 10-centymetrowych. Wyniki częstości występowania niskich poziomów ze Świnoujścia przedstawiono na rys. 9, natomiast z Helu na rys. 10. W Świnoujściu w okresie

1955-2008 niskie poziomy najczęściej (5,3%) występowały w przedziale 465-474 cm oraz w przedziale 455-464 cm (2,4%). W okresie referencyjnym 1971-1990 uzyskano podobne wyniki: odpowiednio 5,2% w przedziale 465-474 cm oraz 2,4% w przedziale 455-464 cm.



Rys. 9. Częstość występowania poziomów morza poniżej 470 cm w przedziałach wartości, Świnoujście, 1955-2008, 1971-1990

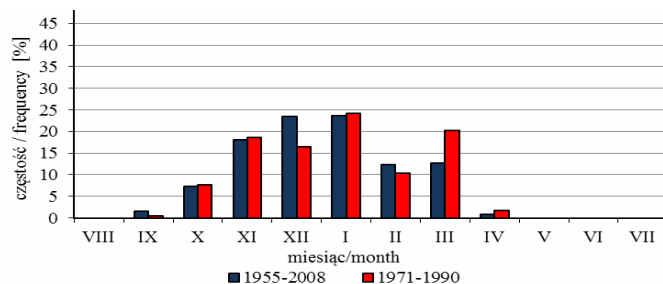
W Świnoujściu w okresie 1955-2008 niskie poziomy najczęściej (4,6%) występowały w przedziale 465-474 cm oraz w przedziale 455-464 cm (1,85%). W okresie referencyjnym 1971-1990 uzyskano podobne wyniki: odpowiednio 4,57% w przedziale 465-474 cm oraz 1,81% w przedziale 455-464 cm. We wszystkich analizowanych okresach niskie poziomy morza najczęściej występowały w Świnoujściu, a najrzadziej w Helu.



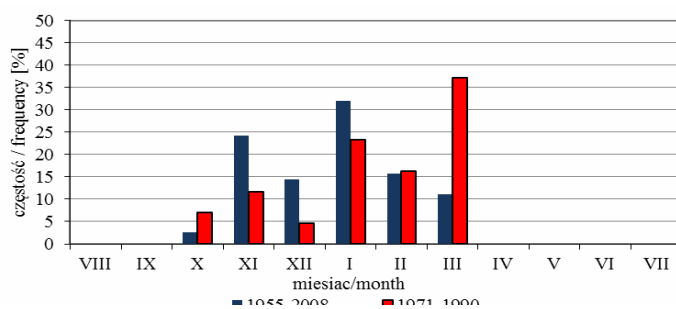
Rys. 10. Częstość występowania poziomów morza poniżej 470 cm w przedziałach wartości, Hel, 1955-2008, 1971-1990

Przeanalizowano występowanie niskich poziomów morza w badanym okresie w poszczególnych sezonach. W okresie letnim brak jest niżówek. Występowanie niskich poziomów morza przypada na przełom roku, czyli od września do kwietnia w Świnoujściu, od października do marca w Ustce i Helu (rys. 11-13). Daje się zauważyć przesunięcie największej intensywności występowania niskich poziomów w poszczególnych miesiącach na stacjach morskich, ale też jest widoczna

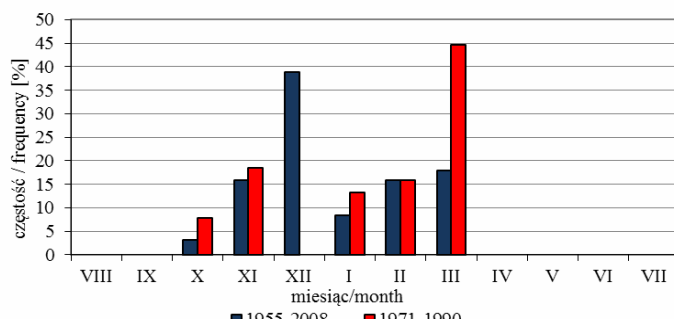
różnica w występowaniu niskich poziomów morza w zadanych okresach, łącznie z okresem referencyjnym, w zależności od akwenu. Porównanie sezonowego rozkładu częstości poziomów morza w obu rozpatrywanych okresach wskazuje na wzrost częstości występowania poziomów niższych niż 440 cm w Ustce i Helu w marcu w okresie referencyjnym.



Rys. 11. Sezonowy rozkład częstości występowania poziomów morza ( $\leq 440$  cm), Świnoujście, 1955-2008, 1971-1990



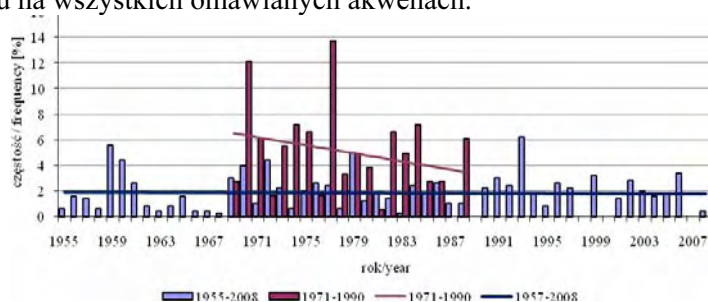
Rys. 12. Sezonowy rozkład częstości poziomów morza ( $\leq 440$  cm), Ustka, 1955-2008, 1971-1990



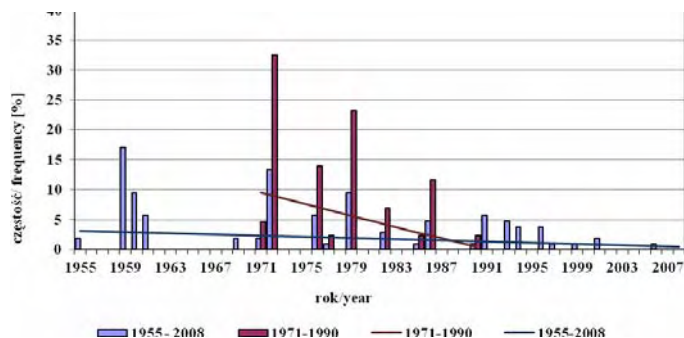
Rys. 13. Sezonowy rozkład częstości poziomów morza ( $\leq 440$  cm), Hel, 1955-2008, 1971-1990



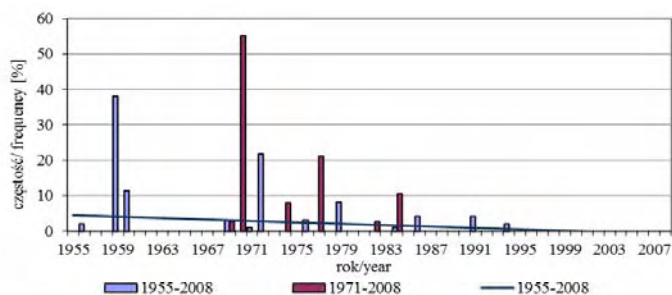
Występowanie niskich poziomów morza ( $\leq 440$  cm) w przebiegu wieloletnim jest nieregularne, notujemy często także brak niskich poziomów (rys. 14-16). Ich występowanie zmniejsza się na polskim wybrzeżu z zachodu na wschód. Największą częstość występowania zaobserwowano w Świnoujściu, mniejszą w Ustce, a najmniejszą w Helu. Przebieg linii trendu wskazuje, że intensywność ich występowania maleje zarówno dla okresu 1955-2008, jak i okresu referencyjnego (przykładowo Świnoujście). Występowanie niskich poziomów morza ( $\leq 440$  cm) na Helu jest bardzo rzadkie. Najwięcej niskich poziomów wystąpiło w roku 1972 oraz w 1979 roku na wszystkich omawianych akwenach.



Rys. 14. Wieloletni przebieg częstości poziomów morza ( $\leq 440$  cm), Świnoujście, 1955-2008 oraz w okresie referencyjnym 1971-1990



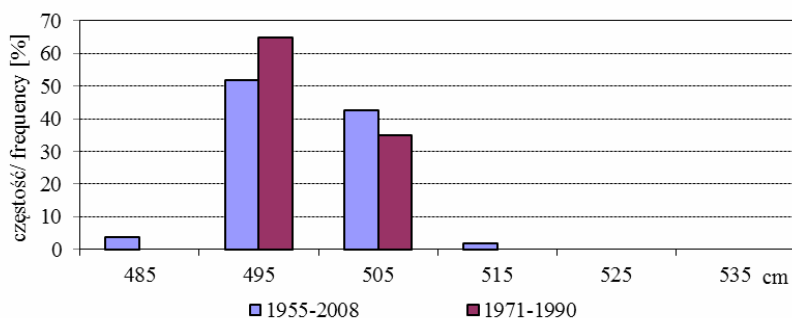
Rys. 15. Wieloletni przebieg częstości poziomów morza ( $\leq 440$  cm), Ustka, 1955-2008 oraz w okresie referencyjnym 1971-1990



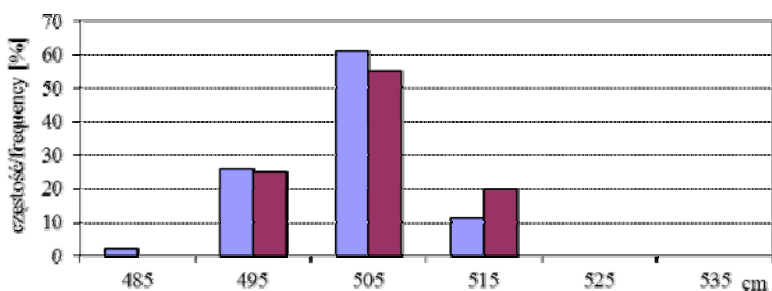
Rys. 16. Wieloletni przebieg częstości poziomów morza ( $\leq 440$  cm), Hel, 1955-2008 oraz w okresie referencyjnym 1971-1990

### 5.3. Średni poziom morza

W ostatnich dekadach zaobserwowano wzrost rocznego średniego poziomu morza wzdłuż wybrzeży południowego Bałtyku, a jednocześnie spadek wzdłuż północnych brzegów [Kowalska, Szobryn 2009]. Na wybrzeżu wschodnim zaobserwowano wyższe średnie poziomy morza niż na zachodnim. W pracy przebadano trendy długookresowych zmian poziomów morza na wybrzeżu zachodnim na przykładzie Świnoujścia, na wybrzeżu wschodnim w Ustce, w Helu i w Gdańsku. Przeanalizowano częstości występowania średnich rocznych poziomów morza w przedziałach 10 cm w Świnoujściu, Ustce, Helu i Gdańsku dla okresu 1955-2008 oraz dla porównania dla okresu referencyjnego 1971-1990. Na rys. 17 przedstawiono rozkład częstości występowania średnich rocznych poziomów morza w Świnoujściu. W rozpatrywanym okresie 1955-2008 roczne średnie poziomy morza najczęściej znajdowały się w przedziale 490-500 cm (52%), podobnie jak w okresie referencyjnym 1971-1990 (65%). Natomiast najniższe i najwyższe średnie roczne poziomy występowały poza okresem porównawczym.



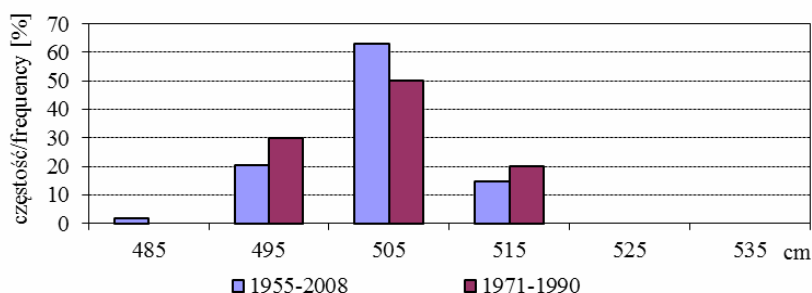
Rys. 17. Rozkład częstości występowania średnich rocznych poziomów morza w Świnoujściu w przedziałach wartości dla okresu 1955-2008 oraz okresu referencyjnego 1971-1990



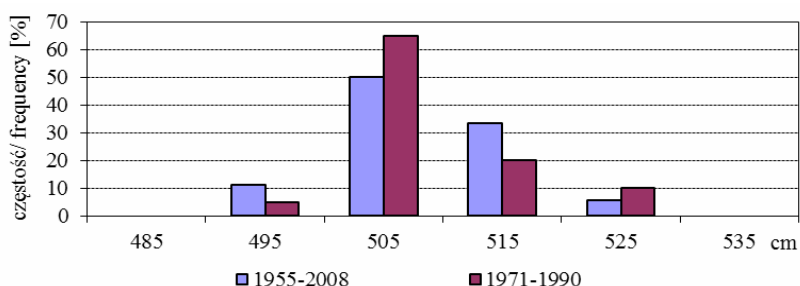
Rys. 18. Rozkład częstości występowania średnich rocznych poziomów morza w Ustce w przedziałach wartości dla okresu 1955-2008 oraz okresu referencyjnego 1971-1990

W obu analizowanych okresach w Ustce najczęściej średnie roczne poziomy morza występowały w przedziale 500-510 cm – odpowiednio 61% w okresie 1955-2008 oraz 55% w okresie 1971-1990 (rys. 18). Natomiast w przedziale największych wartości analizowanych poziomów (510-520 cm) częściej (20%) znajdowały

się poziomy w okresie referencyjnym niż podstawowym (11%). Podobną sytuację zaobserwowano w Helu, gdzie w zakresie poziomów 500-510 cm częściej znajdowały się poziomy z okresu 1955-2008 (63% w stosunku do 50% z okresu referencyjnego), natomiast w zakresie większych wartości częściej występowały poziomy z okresu referencyjnego (rys. 19). W Gdańsku zarówno w głównym, jak i referencyjnym okresie obserwacji średnie roczne poziomy morza najczęściej układały się w przedziale 500-510 cm (rys. 20).



Rys. 19. Rozkład częstości występowania średnich rocznych poziomów morza w Helu w przedziałach wartości dla okresu 1955-2008 oraz okresu referencyjnego 1971-1990

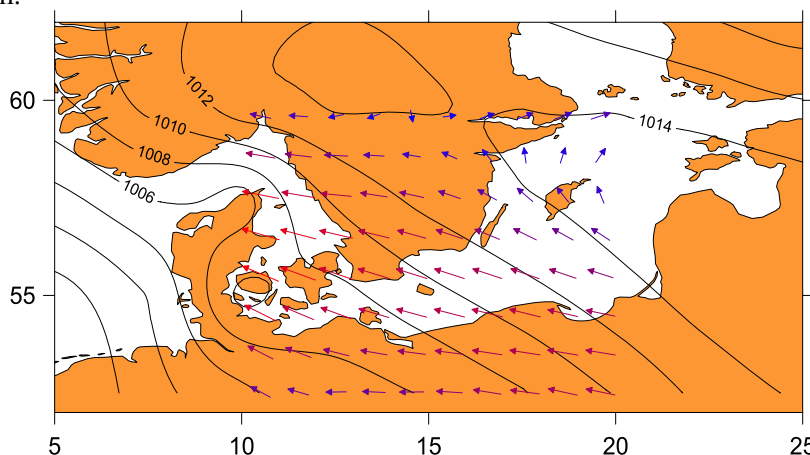


Rys. 20. Rozkład częstości występowania średnich rocznych poziomów morza w Gdańsku w przedziałach wartości dla okresu 1955-2008 oraz okresu referencyjnego 1971-1990

#### 5.4. Testowanie przystosowania modelu hydrologicznego wykorzystywanego w operacyjnej służbie prognoz do modelowania zmian poziomów morza wymuszonych zmianami klimatycznymi

Wyniki badań nad długoterminowymi zmianami poziomów morza wzdłuż polskiego wybrzeża zostały wykorzystane w pracach nad wyborem sytuacji hydrologicznych do rekalkibracji modelu hydrologicznego. Danymi wejściowymi do modelu były: poziom morza, ciśnienie atmosferyczne w wybranych punktach siatki w rejonie Morza Bałtyckiego oraz kierunki i prędkości wiatru, natomiast efektem modelowania była prognoza poziomów morza [Kowalska i in. 2008].

Przeprowadzono rekaliczację z danych wejściowych godzinowych na dane wejściowe średnie dobowe, a następnie średnie miesięczne w celu przystosowania modelu hydrologicznego do modelowania zmian poziomów morza wymuszonych zmianami klimatycznymi. W tym celu wytypowano ponad 30 najgroźniejszych wezbrań sztormowych zarejestrowanych wzdłuż polskiego wybrzeża w okresie 1959-2008, dla których przygotowano zbiory wejściowe do modelu hydrologicznego obejmujące: ciśnienie, kierunek i prędkość wiatru w określonych punktach w rejonie Morza Bałtyckiego oraz dane o poziomach wody zarejestrowanych wzdłuż naszego wybrzeża. Zbiory wejściowe zawierające ciśnienia oraz kierunki i prędkości wiatru zostały przeliczone z bazy danych NOAA dla 12 punktów siatki (obejmującej obszar Morza Bałtyckiego) wykorzystywanych do obliczeń w modelu hydrologicznym. Na rys. 21 przedstawiono przykładowe rozkłady pola ciśnienia i wiatru uzyskane w wyniku przekształcenia danych dotyczących ciśnienia oraz kierunku i prędkości wiatru z października 2004 r. dla obszaru objętego modelowaniem.



Rys. 21. Rozkład ciśnienia, kierunku i prędkości wiatru nad Bałtykiem podczas wezbrania sztormowego w październiku 2004

Po przeprowadzeniu ponownej kalibracji modelu wprowadzono dane wejściowe otrzymane ze scenariuszy A1B, A2 i B1, a następnie poddano analizie otrzymane wyniki zmian poziomów morza do roku 2030 oraz 2081-2100.

## 6. Prognoza w odniesieniu do scenariuszy

Doniesienia, jak i obserwacje dotyczące zmian klimatu zmuszają do przyjęcia założeń polityki rozwoju gospodarczego (np. rozwój energetyki w UE do końca XXI w. na podstawie scenariusza A1B). Jednym z założeń projektu KLIMAT było wykonanie estymacji przewidywanych trendów i tendencji zmian w XXI w. opartych na scenariuszach SRES. W prezentowanej pracy wykorzystano do tego celu dwie metody: obliczenia na podstawie modelu hydrologicznego prognozującego zmiany poziomu morza oparte na funkcjach ortogonalnych oraz modelu empiryczno-statystycznego (wód o określonym prawdopodobieństwie przewyższenia i nieosiągnięcia).

### 6.1. Wyniki z modelu hydrologicznego

Poddano analizie statystycznej wyniki obliczeń zmian poziomów morza za pomocą modelu hydrologicznego przy wykorzystaniu zbiorów ciśnień dla okresu 2011-2100 wygenerowanych dla scenariuszy A1B, A2 oraz B1. Analizując wyniki uzyskane z modelu w odniesieniu do kilku stacji: Świnoujście, Helu i Gdyni można stwierdzić, że niestety nie odwzorowują one przyszłych zmian poziomów morza uzyskanych z innych „klasycznych” modeli klimatycznych [Jakusik i in. 2010]. Zmiany poziomów morza obliczone na podstawie modelu hydrologicznego w poszczególnych okresach XXI w. niewiele różnią się od siebie i nie wykazują istotnej tendencji. Niewielką tendencję rosnącą zmian średniego poziomu morza odnotowano jedynie w wynikach uzyskanych dla Gdyni dla scenariuszy A2 oraz A1B w miesiącach letnich w okresie 2081-2100, jednak przewidywane wzrosty średniego poziomu morza do końca XXI w. nie przekraczają 5 cm. Natomiast wyniki w skali roku otrzymane dla 3 scenariuszy w okresie 2011-2031 (tab. 1) świadczą o prognozowanym niewielkim spadku poziomu morza w stosunku do okresu referencyjnego. Z wyników otrzymanych dla okresu 2081-2100 (tab. 2) jedynie dla Świnoujścia przewiduje się wzrost maksymalnych poziomów morza o kilka cm.

Tab. 1. Otrzymane z modelu hydrologicznego zmiany [cm] średniego ( $H_{sr}$ ), maksymalnego ( $H_{max}$ ) poziomu morza na polskim wybrzeżu w skali roku w okresie 2011-2030 dla trzech scenariuszy emisyjnych (wartości pokazują zmiany w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego 1971-1990)

Element	Scenariusz emisyjny	Świnoujście	Hel	Gdynia
$H_{sr}$	B1	-1	-6	-5
	A1B	-1	-7	-6
	A2	-1	-7	-5
$H_{max}$	B1	2	-1	-7
	A1B	0	-2	-6
	A2	3	-2	-7

Tab. 2. Otrzymane z modelu hydrologicznego zmiany [cm] średniego ( $H_{sr}$ ), minimalnego ( $H_{5\%}$ ) oraz maksymalnego ( $H_{95\%}$ ) poziomu morza na polskim wybrzeżu w skali roku w okresie 2081-2100 dla trzech scenariuszy emisyjnych (wartości pokazują zmiany w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego 1971-1990)

Element	Scenariusz emisyjny	Świnoujście	Hel	Gdynia
$H_{sr}$	B1	-1	-7	-5
	A1B	-2	-7	-5
	A2	-2	-7	-5
$H_{max}$	B1	2	-2	-4
	A1B	3	0	-3
	A2	6	-2	-4

## **6.2. Określanie wartości zjawisk hydrometeorologicznych o założonym prawdopodobieństwie opartych na wynikach scenariuszy na przykładzie niskiego poziomu morza w Helu**

Hel ze względu na swoje położenie jest stacją najlepiej oddającą warunki „morskie”. Występujące tu wezbrania sztormowe mają podobny przebieg, jak na wybrzeżu wschodnim (i w Zatoce Gdańskiej). Wzrostowi poziomu morza w Gdyni czy Gdańsku odpowiada wzrost poziomu w Helu. Na Półwyspie Helskim (Hel) najwyższy poziom morza wyniósł 622 cm 14 stycznia 1993 r. – są to dane z okresu od 1945 r. do chwili obecnej. Natomiast z całego ciągu historycznych obserwacji poziomów morza w Helu, który datuje się od 1896 r., najwyższy poziom morza, jaki tu wystąpił, wynosił 700 cm – 5 grudnia 1899 r. Najniższy obserwowany poziom 412 cm (w okresie po 1945 r. – 4 listopada 1979 r.), natomiast najniższy zanotowany poziom morza w historii obserwacji to 410 cm w 1937 r.

Na rysunku 22 przedstawiono wartości poziomu morza o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 1% dla okresu pomiarowego, tj. 1958-2008, referencyjnego 1971-1990 oraz dwóch okresów projekcyjnych 2011-2030 oraz 2081-2100. Wartości dla okresów scenariuszowych obliczono na podstawie empiryczno-statystycznego modelu, w oparciu o miesięczne percentyle 5%. Poziom z okresu pomiarowego jest wyższy niż z okresu referencyjnego (o 11 cm.). Różnica ta jest najprawdopodobniej skutkiem wyboru okresu 1971-1990 jako okresu referencyjnego. Podstawą takiego wyboru były czynniki i założenia klimatologiczne, które w tym przypadku nie były w całkowitej koincydencji z czynnikami hydrologicznymi. Okres, który powinno się przyjąć do obliczeń hydrologicznych, to 30 lat; dodatkowo w latach 1971-1980 zanotowano najniższe poziomy wody. Estymacja scenariuszowych zmian. Według wszystkich 3 scenariuszy jest przewidywany wzrost wody o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 1%, co jest zgodne z przewidywanym wzrostem średniego poziomu morza. Rząd tych zmian jest dla wszystkich 3 scenariuszy podobny, z tym że w okresie 2011-2030 największe zmiany przewiduje scenariusz B1, a w okresie 2081-2100 – scenariusz A2.

---

Rys. 22. Wartości poziomu morza o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 1% na podstawie obliczeń w stacji Hel w okresie głównym, referencyjnym oraz w okresach scenariuszowych 2011-2030 i 2081-2100

---

Rys. 23. Wartości poziomu morza o prawdopodobieństwie przewyższenia 1% na podstawie obliczeń w stacji Hel w okresie głównym, referencyjnym oraz w okresach scenariuszowych 2011-2030 i 2081-2100

Na rysunku 23 przedstawiono porównanie estymowanych wartości wody stuletniej z obliczonymi dla okresu pomiarowego i referencyjnego. Należy podkreślić, że różnice między tymi okresami (tj. pomiarowym i referencyjnym) wynikają głównie z tego, że w okresie pomiarowym przypadało średnio około pięciu lat z maksymalnymi rocznymi poziomami powyżej 600 cm, natomiast w okresie referencyjnym jedynie 3 lata. W latach 1991-2008 (a więc jedynie w ciągu 18 lat) zanotowano aż 7 przypadków przekroczenia przez maksymalny roczny poziom wartości 600 cm. Wyniki badań nad przewidywanymi na podstawie scenariuszy SRES wartościami poziomów morza o prawdopodobieństwie przewyższenia 1% są zbliżone do wyników otrzymanych na podstawie modelu hydrologicznego. W scenariuszowym okresie 2011-2030 (scenariusz A1B) estymowana wartość tzw. wody stuletniej powinna utrzymywać się na zbliżonym poziomie co w okresie referencyjnym; pozostałe 2 scenariusze przewidują niewielki spadek. Natomiast w okresie 2081-2100 projektowane wartości wody stuletniej powinny osiągnąć (według scenariuszy A1B i B1) nieco wyższy poziom niż w okresie pomiarowym.

## **7. Wnioski i strategia działań**

Na podstawie scenariuszy zakładających stały wzrost poziomu morza wzdłuż polskiej strefy brzegowej jest zalecana realizacja działań w sferze monitorowania i prognozowania (krótkookresowego) zjawisk i procesów hydrologiczno-meteorologicznych. Według ogólnej definicji monitoringu [Lendzion 2011] obejmuje on nie tylko obserwacje, rejestrację i analizy elementów, ale także identyfikację sytuacji krytycznych (bieżących i prognozowanych) na podstawie ocen w uzgodnionej skali takich zjawisk, a w ujęciu szerszym także wydawanie komunikatów o zagrożeniach czy konieczności działań.

Stany poziomu morza oraz ich wpływ na brzeg morski, infrastrukturę i działalność zarówno na wybrzeżu, jak i na morzu należą do kategorii skutków zmian klimatycznych, a nie kategorii działań mających wpływ na skalę tych zmian. Niemniej sumaryczna ocena ryzyka (np. powodziowego) bierze pod uwagę wielkość

oddziaływań – skutków, konsekwencji społecznych i gospodarczych, ewentualnie także ekologicznych.

Niezbędny jest również monitoring strefy brzegowej polegający na pomiarach batymetrycznych i hipsometrycznych, wykonywany w regularnych odstępach czasu. Powinien on obejmować sprawdzenie położenia linii brzegowej i poziomu bezpieczeństwa brzegu. Ponadto powinien być również wykonywany specjalny monitoring budowli (systemów) ochrony brzegów. W związku z tym, że badania powinny być jednym z podstawowych elementów programów ochrony brzegów morskich, należy zadbać o zarezerwowanie funduszy z budżetu państwa. Ponadto prognozowane wzrosty poziomu morza powinny być brane pod uwagę w miejscowych planach zagospodarowania przestrzennego dotyczących obszarów nadbrzeżnych.

Aktualne problemy i przeszkody na szczeblu lokalnym to m.in. niska świadomość społeczeństwa i władz oraz niedostateczny dostęp do informacji na temat zmian klimatu. W celu przygotowania społeczeństwa do odbioru ewentualnych prognozowanych skutków zmian klimatycznych konieczne wydaje się zalecenie działań edukacyjnych łącznie z przeszkoleniem pracowników administracji lokalnej i mieszkańców zagrożonych terenów w celu przekazania odpowiednich wzorców zachowań wobec zagrożenia oraz umiejętności korzystania z dostępnych informacji na temat zjawisk klimatycznych.

Konieczne jest więc zaangażowanie władz na różnych poziomach decyzyjnych:

- Unia Europejska – usprawnianie systemu funduszy strukturalnych i wywieranie wpływu na politykę z zakresu zmian klimatycznych w państwach członkowskich.
- Region Morza Bałtyckiego – stworzenie platformy komunikacyjnej, która ułatwi wymianę lokalnych, regionalnych i krajowych doświadczeń oraz najlepszych praktyk, wspólne projekty badawcze instytucji naukowych i uczelni, które dostarczą informacji i określą działania służące monitorowaniu skutków zmian klimatycznych oraz stworzą innowacyjne strategie adaptacyjne.
- Poziom krajowy – tworzenie warunków dla właściwego reagowania przez określenie najbardziej podatnych sektorów, regionów i grup oraz przez utworzenie trwałych i skutecznych kanałów informacyjnych, nadanie oficjalnych uprawnień jednostkom, utrzymywanie efektywnych struktur wdrażających działania wynikające z podjętych decyzji oraz przepisy prawne.
- Poziom regionalny i lokalny – w tej skali ważne jest dostosowanie ogólnych wytycznych do potrzeb lokalnych, wdrażanie strategii adaptacyjnych, a także ciągle przekazywanie informacji zwrotnych o konkretnych potrzebach adaptacyjnych na wyższe poziomy decyzyjne. Ważne są również kampanie informacyjne, procesy zwiększające aktywność społeczeństwa oraz lokalne oceny potencjalnych skutków zmian klimatycznych. Doświadczenia wyniesione ze zdarzeń ekstremalnych występujących w regionie Morza Bałtyckiego mogą pomóc w rozpoznaniu ryzyka, a także sposobów jego opanowania.



Przewidywanie ryzyka już na etapie planowania jest uzasadnione zarówno z ekonomicznego, jak i społecznego punktu widzenia. Konieczne jest takie kierowanie rozwojem regionalnym, które pozwoli na utrzymanie warunków niezbędnych dla zrównoważonego rozwoju.

- Wyniki badań dostarczyły istotnych informacji na temat długoterminowych zmian intensywności występowania poziomów morza w rejonie polskiego wybrzeża w latach 1957-2008:
- Określenie wezbrania sztormowego wg Majewskiego bardzo dobrze oddaje niebezpieczeństwo wystąpienia powodzi, bądź zniszczenia wybrzeży. Wzrost częstości wezbrań jest prawdopodobnie efektem co najmniej dwóch czynników: zmianą cyrkulacji atmosferycznej w rejonie polskiego wybrzeża oraz wzrostem średniego poziomu morza w całej południowej części Morza Bałtyckiego.
- W zakresie niskich poziomów morza stwierdzono między innymi, że ze względu na specyfikę morfologiczną i hydrologiczną na wybrzeżu zachodnim występują o wiele niższe poziomy minimalne niż na pozostałym rejonie południowego wybrzeża Bałtyku. Rozpiętość wahań poziomów na zachodzie jest większa niż we wschodniej części wybrzeża.
- Przebieg linii trendu wskazuje, że intensywność występowania niskich poziomów morza maleje zarówno dla okresu 1957-2008, jak i okresu referencyjnego. Występowanie niskich poziomów ( $\leq 440$  cm) morza jest nieregularne i rzadkie. Najwięcej przypadków niskich poziomów wystąpiło w 1972 r. oraz w 1979 r. na wszystkich omawianych akwenach.
- Na 187 zaobserwowanych groźnych poziomów morza (wezbrania sztormowe) w Świnoujściu w analizowanym okresie w 11 przypadkach poziom morza przekroczył 620 cm, natomiast w 4 – 640 cm. Poziom alarmowy (580 cm) został przekroczony w 107 przypadkach. Na 159 wezbrań sztormowych zaobserwowanych od 1957 r. do 2008 r. w Ustce w 6 przypadkach poziom morza przekroczył 620 cm. Poziom alarmowy (600 cm) został przekroczony w 22 przypadkach. W Helu w analizowanym okresie 1957-2008 wystąpiło 166 przypadków bardzo wysokich poziomów morza. W prawie 90% (147 przypadków) występujących wezbrań został przekroczony poziom alarmowy 570 cm. W okresie referencyjnym (1971-1990) w 64 wezbraniach. W latach 1957-2008 maksimum najczęściej występowało w przedziale 580-590 cm: w Świnoujściu 69 przypadków, w Ustce – 62, w Helu – 82.
- W zakresie średnich poziomów morza badania potwierdziły występowanie rosnącego trendu zmian średniego poziomu morza wzdłuż polskiego wybrzeża, przy czym zmiany te są intensywniejsze na wybrzeżu wschodnim niż na zachodnim. Wzrasta procentowy udział średnich rocznych poziomów morza w zakresie wyższych poziomów, to znaczy w przedziale 520-530 cm (zwłaszcza na wschodnim wybrzeżu). Na stacji w Gdańsku w latach 1957-2008 stany średnie w przedziale 520-530 stanowiły 5% wszystkich stanów średnich, a w latach 1971-1990 – 10%.

- Przystosowanie modelu hydrodynamicznego do modelowania zmian poziomów morza wymuszonych zmianami klimatycznymi wykazało ograniczoną przydatność wspomnianego modelu do tego typu badań.
- W przypadku wszystkich 3 scenariuszy obliczone wartości wody o prawdopodobieństwie nieosiągnięcia 1% wykazały wzrost w XXI w., co jest zgodne z wykazanymi tendencjami wzrostu średniego poziomu morza.

## Literatura

- Jakusik E. i in., 2010, Wpływ zmian pola barycznego nad Europą i Północnym Atlantykiem na zmiany średniego poziomu Morza Bałtyckiego w strefie polskiego wybrzeża, Instytut Geografii Uniwersytetu Przyrodniczego Jana Kochanowskiego w Kielcach, Kielce
- Kowalska B., Stanisławczyk I., Mykita M., 2008, Morskie modele prognostyczne jako element portalu „Środowisko polskiej strefy przybrzeżnej”, w: Materiały konferencyjne: VII Międzynarodowa Konferencja „Ochrona człowieka w morskim środowisku pracy”, Świnoujście-Kopenhaga, Akademia Morska w Szczecinie, 132-139
- Kowalska B., Sztobryn M., 2009, Mean sea changes along Polish coast, *Quaestiones Geographicae*, Series A, Physical Geography, 28A/2, 69-74
- Lendzion J., 2011, Działania zmierzające do określenia strategii adaptacyjnej Polski, Raport IMGW-PIB, niepublikowana, Gdynia
- Miętus M., Sztobryn M. (red.), 2011, Stan środowiska polskiej strefy przybrzeżnej Bałtyku w latach 1986-2005, IMGW-PIB, Warszawa, 154
- Stanisławczyk I., 2005, Występowanie niskiego poziomu morza na Bałtyku w zachodniej części polskiego wybrzeża Bałtyku, w: Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne, PTG, IMGW, Warszawa, 456-462
- Stanisławczyk I. i in., 2009, Climate of Low Sea Levels on the Southern Baltic Sea Coast, *Polish Journal of Environmental Studies*, Vol. 18, No. 2A, 205-212
- Sztobryn M., 2006, Wezbrania sztormowe jako zagrożenie wybrzeża Bałtyku, VII Szkoła „Nadzwyczajne zagrożenia środowiska”, IMGW, wydane na CD
- Sztobryn M., Stigge H-J. (red.), 2005, Wezbrania sztormowe wzdłuż południowego Bałtyku (zachodnia i środkowa część), IMGW, Warszawa, 76
- Sztobryn M., Kowalska B., Letkiewicz B., 2005, Maksymalne wysokie poziomy morza na Bałtyku w zachodniej części polskiego wybrzeża, w: Ekstremalne zjawiska hydrologiczne i meteorologiczne, PTG, IMGW, Warszawa, 447-455
- Sztobryn M. i in., 2010, Metodyka obliczania maksymalnych poziomów wody o określonym prawdopodobieństwie przewyższenia dla wybrzeża oraz ujściowych odcinków rzek będących pod wpływem oddziaływania morza w celu wykorzystania wyników do modelowania hydrodynamicznego, a następnie opracowania map zagrożenia powodziowego oraz map ryzyka powodziowego, Metodyka zatwierdzona przez KZGW
- Zerbini S. i in. (w tym M. Sztobryn), 1996, Sea Level in the Mediterranean: A First Step Towards Separating Crustal Movements and Absolute Sea-Level Variations”. *Global and Planetary Change*. Global and Planetary Change, Elsevier, 1-48

# **Występowanie zlodzenia na Bałtyku – stan obecny i spodziewane zmiany w przyszłości**

*Marzenna Sztobryn, Robert Wójcik, Mirosław Miętus*

## **1. Wprowadzenie**

Warunki zlodzenia są definiowane jako występowanie lodu morskiego, zaś zasięg i długość trwania pokrywy lodowej są jednym z najbardziej czułych na zmiany klimatu elementów środowiska morskiego. Informacja o zlodzeniu jest jednocześnie bardzo ważnym determinantem warunków zimowej nawigacji na Bałtyku. Corocznie występujący na Bałtyku lód morski utrudnia lub nawet uniemożliwia żeglugę, transport towarów i pasażerów oraz pracę portów morskich, czyli kluczowych zagadnień dla gospodarki morskiej. Opracowanie scenariuszy spodziewanych zmian występowania warunków zlodzenia na Bałtyku miałyby więc istotne znaczenie z punktu widzenia ewentualnych działań adaptacyjnych do obserwowanej zmiany klimatu. Stadia rozwoju lodu morskiego są ściśle związane z warunkami termicznymi (oddawaniem ciepła z wody do atmosfery, temperaturą powietrza). Podstawowym przejawem obecnej zmiany klimatu jest wzrost średniej temperatury powietrza, szczególnie widoczny w ciągu ostatnich kilkunastu lat. Naturalną konsekwencją obserwowanych i przewidywanych zmian klimatu może więc być zmniejszenie zasięgu występowania lodu morskiego oraz skrócenie okresu zlodzenia. Zmniejszenie zasięgu pokrywy lodowej na Bałtyku do końca XXI wieku jest konkluzją wielu prac badawczych, bazujących na różnych modelach (downscaling statystyczny i dynamiczny) oraz scenariuszach emisyjnych [The BACC Author Team 2008].

## **2. Cel pracy**

Najsurowsze warunki zlodzenia w XX w. wystąpiły w latach 40. i 60., następnie, poza zimą 1986/1987, na polskim wybrzeżu obserwuje się systematyczny spadek liczby dni ze zlodzeniem [Sztobryn 1994, Girjatowicz i Kożuchowski 1995, Girjatowicz i Kożuchowski 1999, HELCOM 2007, Marosz i in. 2011].

Zaznacza się również wyraźna zmienność zlodzenia z roku na rok oraz duże zróżnicowanie występowania zlodzenia wzdłuż polskiego wybrzeża [Sztobryn i Stanisławczyk 2002]. Rozpoznanie procesów kształtujących tak znaczną zmien-

ność występowania zlodzenia stworzyłyby podstawy do opracowania scenariuszy zmian zlodzenia w przyszłości. Próba wskazania kierunku i zakresu ewolucji klimatu nabiera szczególnego znaczenia w obliczu ocieplenia obserwowanego w skali globalnej.

Celem badań przeprowadzonych w ramach projektu KLIMAT dotyczących występowania zlodzenia była (1) identyfikacja czynników kształtujących czasową i przestrzenną zmienność występowania zlodzenia na Bałtyku ze szczególnym uwzględnieniem polskiego wybrzeża oraz (2) próba określenia przyszłych zmian występowania zlodzenia.

### **3. Metodyka badań**

W celu identyfikacji głównych wzorców czasowo-przestrzennej zmienności występowania zlodzenia zastosowano technikę empirycznych funkcji własnych (*Empirical Orthogonal Function*) [m.in. Miętus 1999, von Storch i Zwiers 2001]. Metoda ta umożliwia oddzielenie zmienności przestrzennej i czasowej. Dzięki normalizacji wariancji głównych składowych funkcje własne przedstawiają anomalie od wartości średnich wyrażone w jednostkach typowych dla danego elementu. Stowarzyszone z nimi serie czasowe opisują zmienność w czasie wkładu poszczególnych wzorców do całkowitego sygnału. Wyznaczenia głównych mód zmienności występowania zlodzenia dokonano na podstawie danych z całego dostępnego zakresu czasowego, czyli 1951-2008 w przypadku liczby dni ze zlodzeniem oraz 1956-2005 w przypadku wskaźnika surowości zlodzenia.

Wpływ regionalnych procesów atmosferycznych na występowanie zlodzenia zidentyfikowano za pomocą szeroko stosowanej w badaniach klimatologicznych metody kanonicznych korelacji (*Canonical Correlation Analysis*) [m.in. Werner i von Storch 1993, Miętus 1999, von Storch i Zwiers 2001, Wilks 2008]. Materiałem wejściowym w tym przypadku były empiryczne funkcje własne pola regionalnego (czynnik wymuszający) i elementu lokalnego (pole odpowiedzi) wyznaczone na podstawie serii czasowych, z których uprzednio usunięto trendy i cykliczność roczną [Miętus 1999]. Rezultatem zastosowania metody kanonicznych korelacji są liniowe kombinacje wektorów własnych pola regionalnego i lokalnego, cechujące się największymi możliwymi wartościami współczynników korelacji między stowarzyszonymi z nimi seriami czasowymi. Wpływ regionalnych procesów atmosferycznych na występowanie zlodzenia wyznaczono na podstawie danych z przyjętego w Projekcie okresu referencyjnego 1971-1990.

Opracowane modele statystyczno-empiryczne były podstawą do opracowania scenariuszy zmian wybranych elementów klimatu. Modele globalne symulują zmiany całej gamy różnych elementów klimatu, jednak ze względu na ograniczoną rozdzielczość przestrzenną tych modeli (w wielu przypadkach 200 km) dokładność symulacji w skali lokalnej jest poważnie ograniczona. W tym miejscu znajduje zastosowanie statystyczny downscaling. Pozyskując informacje z modeli globalnych o przyszłych zmianach wielkoskalowego pola wybranego predyktora, cechującego się stosunkowo niewielką zmiennością przestrzenną, oraz znając relacje

łącznie zmiany elementu lokalnego z tym predyktorem (model statystyczno-empiryczny), można wyznaczyć scenariusze o większej dokładności przestrzennej, tj. dla konkretnych lokalizacji.

Przy opracowaniu scenariuszy statystyczno-empirycznych źródłem informacji o przyszłych zmianach zastosowanych predyktorów w rejonie północnego Atlantyku oraz Europy były symulacje modelu globalnego ECHAM5 (run 1). Wykorzystano wyniki symulacji przeprowadzonych z założeniem zmian koncentracji gazów cieplarnianych zgodnych z trzema scenariuszami emisyjnymi – B1, A1B oraz A2. Scenariusze te przedstawiają odmienne ścieżki społeczno-gospodarczego rozwoju świata [Nakićenović i Swart 2000], a ich założenia przekładają się na ilość emitowanych gazów cieplarnianych powodujących wzrost średniej temperatury w ujęciu globalnym. Przewidywany wzrost globalnej temperatury powietrza pod koniec XXI w. w stosunku do okresu 1980-1999 w przypadku scenariusza B1 wynosi 1,8°C (możliwy zakres od 1,1°C do 2,9°C), A1B – 2,8°C (1,7°C-4,4°C), A2 – 3,4°C (2,0°C-5,4°C) [IPCC 2007].

#### **4. Informacje o danych**

Wpływ procesów atmosferycznych zachodzących w skali regionalnej na występowanie zlodzenia analizowano w dwóch skalach przestrzennych: polskiego wybrzeża i całego Bałtyku. W przypadku rejonu polskiego wybrzeża jako charakterystykę opisującą występowanie zlodzenia przyjęto liczbę dni z lodem morskim w całym sezonie. Wykorzystano serie obserwacji zlodzenia z okresu 1951-2008 pochodzące z 6 punktów (Świnoujście, Kołobrzeg, Ustka, Hel, Gdynia, Gdańsk). Dane te odnoszą się do akwenów o zróżnicowanej batymetrii i linii brzegowej.

Bałtyckie Służby Lodowe do badań klimatycznych na obszarze południowego Bałtyku przyjmują za początek sezonu zimowego sytuację hydrologiczną, gdy pokrywa lodowa przykrywa nie mniej niż 10% obszaru obserwowanego lub sięga co najmniej 100 m od brzegu. Stosowanie takich kryteriów już od końca XIX w. sprzyja zachowaniu jednorodności serii, przy jednoczesnej minimalizacji błędów obserwatora oraz wskazuje na stabilizację i pewną trwałość warunków zlodzenia. Serie pomiarowe opierały się na obserwacjach prowadzonych przez Oddział Morski Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej – Państwowego Instytutu Badawczego.

Zagadnieniem wymagającym innego podejścia jest charakterystyka zlodzenia dla większych obszarów leżących w różnych częściach Bałtyku w sposób pozwalający na ich porównanie do celów klimatycznych. W przeszłości stworzono wiele metod określania wskaźnika surowości zlodzenia [Prufer 1942, Betin i Probrażenskij 1962, Girjatowicz 1983, Drużyński i Paszkiewicz 1990, Wiśniewska 1991, Stanisławczyk i in. 1995], jednakże najczęściej były one opracowywane dla jednego, wybranego regionu, lub bazowały na parametrach, które nie wszędzie były obserwowane. Z tego względu nie można było ich wykorzystać do porównania różnych akwenów różniących się znacząco pod względem klimatu zlodzenia. Wobec trudności ze stosowaniem poszczególnych klasyfikacji opraco-

wano nową metodę wyznaczania surowości zlodzenia opartą jedynie na parametrach zlodzenia – wskaźnik surowości zlodzenia [Sztobryn 2006], definiowany następująco:

$$S = 0,05 \times \frac{1}{i} \sum_j \left( \frac{N}{p} \right)_j$$

gdzie:  $S$  – wskaźnik surowości zlodzenia,  $N$  – liczba dni ze zlodzeniem na poszczególnych posterunkach lub akwenach,  $p$  – prawdopodobieństwo wystąpienia zlodzenia na danej stacji lub akwie,  $i$  – liczba analizowanych stacji lub akwenów.

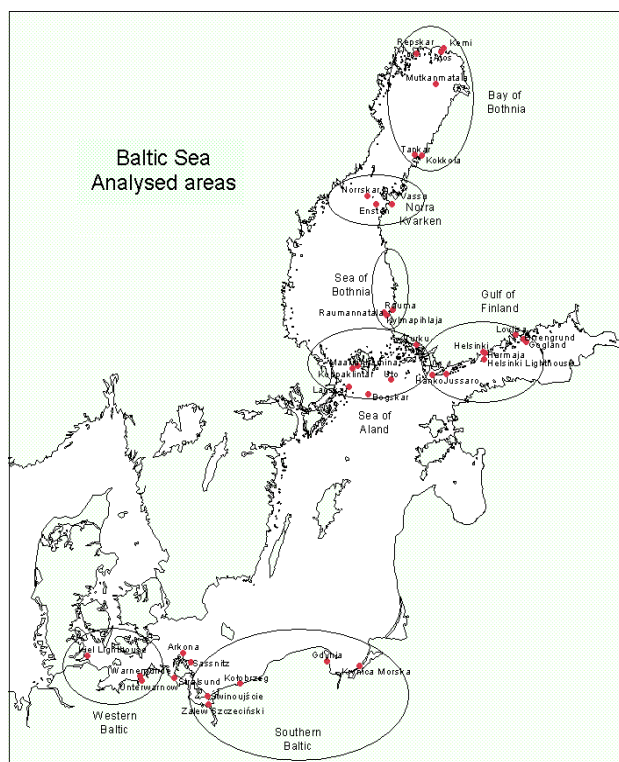
Duże wartości wskaźnika świadczą o znacznej surowości zlodzenia, z kolei małe – na łagodny jego przebieg. Wartości równe 0 świadczą z kolei o tym, iż zlodzenie w ogóle nie wystąpiło. W odróżnieniu od analizy dla polskiego wybrzeża wartości wskaźnika nie odnoszą się do poszczególnych punktów obserwacyjnych, lecz są charakterystyką warunków lodowych większego obszaru. Wykorzystano dane z 7 akwenów: Bałtyku Zachodniego, Bałtyku Południowego, Zatoki Fińskiej, Morza Alandzkiego, Morza Botnickiego, Norra Kvarken i Zatoki Botnickiej [Schmelzer i in. 2008]. Zakres czasowy dostępnych serii obserwacyjnych obejmował lata 1956-2005. Do określenia wskaźnika surowości zlodzenia Południowego Bałtyku (wybrzeże RP) wybrano 5 stacji reprezentujących odmienne typy warunków hydrograficznych:

- zalewy – Zalew Wiślany (Krynica Morska) i Zalew Szczeciński,
- zatoki – Zatoka Gdańska (Gdańsk) oraz Zatoka Pomorska (Świnoujście),
- wybrzeże środkowe – akwen Kołobrzegu.

Do określenia wartości wskaźnika na pozostałych akwenach Bałtyku (rys. 1) wykorzystano obserwacje z następujących stacji: Bałtyk Zachodni (3): Unterwar-now, Warnemunde, Kiel LH; Zatoka Fińska (8): Hanko, Russarö, Helsinki, Harmaja, Helsinki LH, Loviisa, Orregrund, Hogland; Morze Alandzkie (6): Maarianhamina, Koppaklintar, Långskär, Turku, Bogskär (kihti), Utö; Morze Botnickie (3): Rauma, Kylmäpihlaja, Raumanmatala; Norra Kvarken (3): Vaasa, Ensten, Norrskär; Zatoka Botnicka (6): Ajos, Mutkanmatala, Kemi one, Ykspihlaja, Repskär, Tankar. Dane do obliczeń udostępniły fińska i niemiecka służba lodowa.

W celu znalezienia optymalnego predyktora występowanie zlodzenia zarówno w rejonie polskiego wybrzeża, jak i w skali całego Bałtyku zdecydowano się powiązać ze zmianami regionalnej cyrkulacji atmosferycznej (charakteryzowanej przez rozkład ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza) oraz warunków termicznych zachodzących przy powierzchni ziemi (na wysokości 2 m n.p.g.), a także w swobodnej atmosferze (na poziomie izobarycznym 700 hPa, tj. na wysokości ok. 3 km n.p.m.). Dane opisujące zmiany wartości predyktorów w okresie 1951-2008 pozyskano z reanalizy NCEP [Kalnay i in. 1996]. W przypadku regionalnej cyrkulacji atmosferycznej domena przestrzenna analizy obejmowała północny Atlantyk i Europę (35°-75°N, 50°W-40°E). W przypadku zmian temperatury powietrza zakres przestrzenny ograniczono do rejonu Morza Bałtyckiego (10°E-30°E, 52,5°N-70°N). Wartości predyktorów, ze względu na znaczny zakres dat pojawiania się

i zaniku zlodzenia, uśredniono dla okresu od listopada do kwietnia. Wyniki symulacji modelu ECHAM5 zarówno w zakresie wartości referencyjnych (1971-1990), jak i spodziewanych zmian wartości predyktorów w przyszłości (2011-2030 oraz 2081-2100) pozyskano z bazy danych WCRP CMIP3 Multi-Model Data.



Rys. 1. Wybrane do analizy akweny Bałtyku

## 5. Diagnoza stanu

Warunki zlodzenia polskiej strefy brzegowej są bardzo niejednorodne: od akwenów, na których lód pojawia się każdej zimy (Zalew Wiślany) do obszarów o prawdopodobieństwie występowania nawet poniżej 0,2 (Hel). Średnia liczba dni ze zlodzeniem w okresie referencyjnym (1971-1990) na polskim wybrzeżu była stosunkowo niewielka i wynosiła od ok. 16 dni w Świnoujściu do ok. 10 dni na pozostałych wziętych pod uwagę stacjach (tab. 1). Jedynie w Helu, ze względu na wysunięcie Półwyspu w kierunku otwartego morza oraz bliskość Głębi Gdańskiej, zlodzenie obserwowano średnio zaledwie przez ok. 2 dni.

Mimo stosunkowo niewielkiej średniej liczby dni ze zlodzeniem, podczas wyjątkowo srogich zim ich liczba dochodziła do 50-60 (tab. 1). Jedynie w Helu maksymalna liczba w okresie 1971-1990 wyniosła jedynie 24 dni. Warto zauważyć, iż biorąc pod uwagę wielolecie 1951-2008 maksymalne wartości osiągały 80-90 dni, a w Świnoujściu nawet ponad 100 dni (rys. 2). Z drugiej strony częstą na polskim

wybrzeżu środkowym sytuacją jest całkowity brak zlodzenia. W okresie 1971-1990 częstość występowania sezonów całkowicie wolnych od lodu, z wyjątkiem Świnoujścia, wyniosła co najmniej 50%. Zlodzenie rzadko pojawia się zwłaszcza w Ustce i Helu (tab. 1).

Daty pojawienia się i zaniku zjawisk lodowych cechują się dużą zmiennością z roku na rok. W okresie 1971-1990 na analizowanych stacjach najwcześniej zlodzenie odnotowano w drugiej połowie grudnia (Świnoujście i Gdynia) lub w pierwszych dniach stycznia (tab. 1). Jedynie w Helu pojawiło się dopiero 20 stycznia. Zanik zlodzenia na wszystkich stacjach odnotowano najpóźniej pod koniec marca.

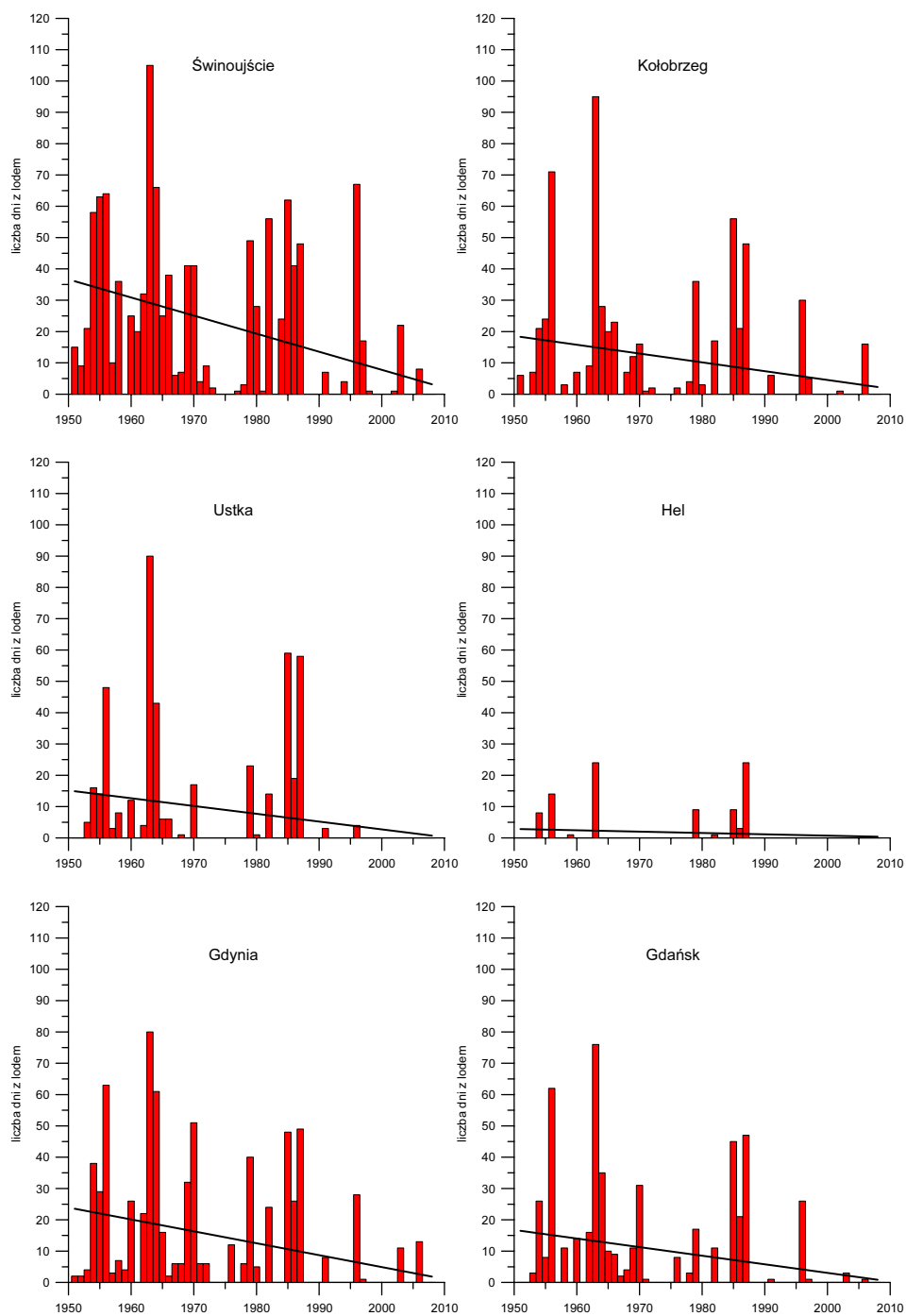
Tab. 1. Średnia, maksymalna i minimalna liczba dni ze zlodzeniem oraz skrajne daty pojawiania się i zaniku zjawisk lodowych na polskim wybrzeżu (1971-1990)

	Świnoujście	Kołobrzeg	Ustka	Hel	Gdynia	Gdańsk
Średnia	16,4	9,5	8,7	2,3	11,1	7,7
Maksymalna	62	56	59	24	49	47
Minimalna	0	0	0	0	0	0
Liczba sezonów bez zlodzenia	7 (35%)	10 (50%)	14 (70%)	15 (75%)	10 (50%)	12 (60%)
Najwcześniejsza data pierwszego lodu	17.XII	1.I	6.I	20.I	23.XII	3.I
Najpóźniejsza data ostatniego lodu	28.III	25.III	26.III	31.III	27.III	25.III

W rozpatrywanym wieloleciu 1951-2008 zaszły dość istotne zmiany w liczbie dni ze zlodzeniem na polskim wybrzeżu. Charakterystyczną cechą jest ich systematyczny spadek na wszystkich wziętych pod uwagę stacjach (rys. 2), w przypadku Świnoujścia, Gdyni i Gdańska mający cechy istotnego statystycznie ( $1-\alpha = 0,95$ ) trendu. W tych miejscach tempo spadku wynosi odpowiednio 5,8, 3,8 oraz 2,7 dnia/10 lat. Nieznacznie wolniejsze zmiany zachodzą w Kołobrzegu i Ustce, natomiast najmniejsze – w Helu. Zmianie ulega nie tylko liczba dni ze zlodzeniem w sezonie, ale również częstość występowania zlodzenia – w latach 50. i 60. występowało niemal corocznie, podczas gdy w ostatnich latach analizowanego okresu dominowały sezony bez zlodzenia. Pod względem częstości występowania i trwałości zlodzenia wyróżnia się stacja w Helu (rys. 2).

Zastosowanie techniki empirycznych funkcji własnych pozwoliło na identyfikację podstawowych mód zmienności liczby dni ze zlodzeniem wzdłuż polskiego wybrzeża w okresie 1951-2008. Rezultaty wskazują, iż w przestrzeni sygnału można wyróżnić 3 empiryczne funkcje własne wyjaśniające łącznie ok. 98,3% wariancji liczby dni ze zlodzeniem (tab. 2). Zaznacza się wyraźna dominacja pierwszej funkcji własnej (1. EOF) wyjaśniającej ponad 90% wariancji liczby dni ze zlodzeniem. Jednakowy znak anomalii na wszystkich analizowanych stacjach w przypadku 1. EOF wskazuje, iż typową sytuacją jest występowanie ponadprzeciętnej lub mniejszej od średniej liczby dni ze zlodzeniem wzdłuż całego Wybrzeża. Taki rozkład anomalii należy wiązać z oddziaływaniem czynnika o skali co najmniej regionalnej. Seria czasowa stowarzyszona z 1. EOF, pokazująca jej wkład w przes-





Rys. 2. Zmienność liczby dni ze zlodzeniem w okresie 1951-2008 (dodatkowo zaznaczono linię trendu)

Tab. 2. Empiryczne funkcje własne liczby dni ze zlodzeniem na polskim wybrzeżu oraz wyjaśniana przez nie wariancja (%) (1951-2008)

	Wariancja (%)	Anomalie [cm]					
		Świnoujście	Kołobrzeg	Ustka	Hel	Gdynia	Gdańsk
1.EOF	90,3	22,9	17,9	16,4	4,0	18,4	15,6
2.EOF	5,9	-8,1	3,0	5,1	2,1	-0,1	2,7
3.EOF	2,1	-1,6	-3,0	-1,0	-0,8	5,0	1,1

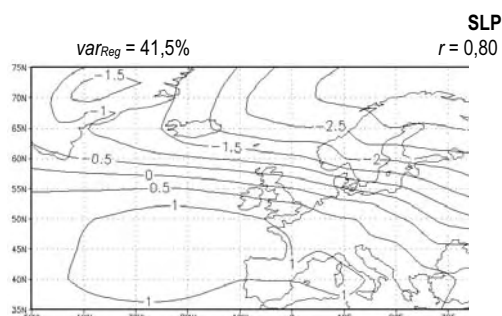
przebiegu sygnału, cechuje się istotnym statystycznie spadkiem wartości w okresie 1951-2008, wskazując na stopniowe osłabianie się czynnika powodującego dodatnie anomalie wzdłuż całego Wybrzeża, co w konsekwencji powoduje systematyczny spadek liczby dni ze zlodzeniem. Pozostałe funkcje własne mają znacznie mniejsze znaczenie w wyjaśnianiu zmienności liczby dni ze zlodzeniem i wskazują na lokalne odrębności występowania zlodzenia w rejonie Świnoujścia (2. EOF) i Zatoki Gdańskiej (3. EOF).

Wpływ regionalnych czynników atmosferycznych na liczbę dni ze zlodzeniem na polskim wybrzeżu został określony z wykorzystaniem metody kanonicznych korelacji. Opracowano trzy niezależne wersje modelu statystyczno-empirycznego, w których jako predyktor wykorzystano ciśnienie atmosferyczne na poziomie morza w rejonie północnego Atlantyku i Europy (SLP), średnią temperaturę powietrza z poziomu 2 m n.p.g. (T2) lub średnią temperaturę powietrza z poziomu 700 hPa (T700). Biorąc pod uwagę wszystkie zidentyfikowane pary map kanonicznych, łączna ilość wyjaśnianej wariancji elementu lokalnego niezależnie od predyktora osiąga 98,2% (tab. 3). Podstawową relację w przypadku każdej wersji modelu przedstawia pierwsza para map wyjaśniająca od 81% (T2) do ponad 88% (T700) wariancji liczby dni ze zlodzeniem (tab. 3). Również wartości współczynnika korelacji kanonicznej, wskazujące na siłę relacji, są znacznie większe niż w przypadku drugiej pary map.

Tab. 3. Wariancja (*var*, %) wyjaśniania przez kolejne pary map kanonicznych (CCA) i współczynnik i korelacji (*r*) między seriami czasowymi stowarzyszonymi z regionalnym polem wymuszenia (SLP, T2, T700) oraz liczbą dni ze zlodzeniem na polskim wybrzeżu (*LDZ*) w okresie 1971-1990

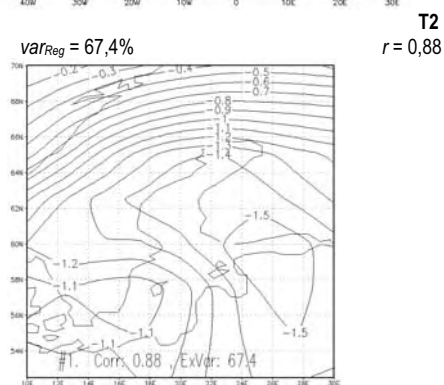
Wskaźnik	SLP			T2			T700		
	CCA		Suma: (%)	CCA		Suma (%)	CCA		Suma (%)
	1.	2.		1.	2.		1.	2.	
<i>R</i>	0,80	0,42	-	0,88	0,61	-	0,76	0,37	-
<i>var<sub>Reg</sub></i>	41,5	4,6	46,1	67,4	8,2	75,7	41,3	15,9	57,2
<i>var<sub>LDZ</sub></i>	86,6	11,6	98,2	81,0	17,3	98,2	88,3	10,0	98,2

Pierwsza para map kanonicznych (1.CCA) ciśnienia atmosferycznego w rejonie północnego Atlantyku i Europy oraz zlodzenia na polskim wybrzeżu przedstawia sytuację, w której znaczny spadek liczby dni ze zlodzeniem wzdłuż całego wybrzeża jest związany z wyraźną intensyfikacją splotu północno-zachodniego w rejonie niemal całej Europy, w tym południowego Bałtyku (rys. 3). Taka sytuacja występuje w przypadku obecności ujemnych anomalii barycznych w północno-



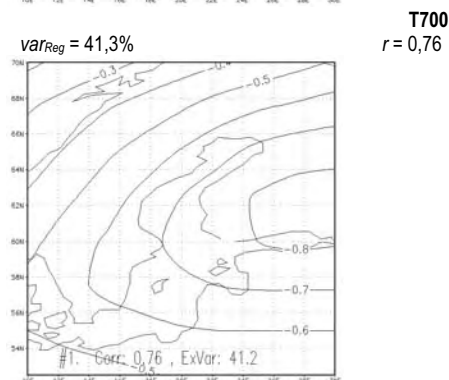
$var_{LDZ} = 86,6\%$

Stacja	Anomalia
Świnoujście	-20,4
Kołobrzeg	-15,0
Ustka	-14,8
Hel	-3,9
Gdynia	-15,1
Gdańsk	-11,6



$var_{LDZ} = 81,0\%$

Stacja	Anomalia
Świnoujście	20,7
Kołobrzeg	14,2
Ustka	13,8
Hel	3,5
Gdynia	14,4
Gdańsk	10,7



$var_{LDZ} = 88,3\%$

Stacja	Anomalia
Świnoujście	17,2
Kołobrzeg	15,9
Ustka	16,6
Hel	4,7
Gdynia	15,5
Gdańsk	13,1

Rys. 3. Pierwsza para map kanonicznych regionalnego pola wymuszenia (SLP, T2, T700) oraz liczby dni ze zlodzeniem na polskim wybrzeżu (1971-1990). Podano ilość wyjaśnianej wariancji ( $var$ ) oraz wartości współczynników korelacji między stowarzyszonymi z mapami seriami czasowymi ( $r$ )

wschodniej części rozpatrywanego obszaru oraz dodatnich anomalii w rejonie Wyżu Azorskiego. Przy wartościach anomalii barycznych zaprezentowanych na pierwszej mapie pola regionalnego ujemne wartości anomalii elementu lokalnego przewyższają wartość średnią z okresu referencyjnego. Tak więc pierwsza para map przedstawia cyrkulacyjne uwarunkowania prowadzące do braku zlodzenia na całym polskim wybrzeżu. Taka sytuacja ma miejsce w przypadku dominacji napływu ciepłych mas powietrza znad Atlantyku, sprzyjających występowaniu łagodnych zim. Przy zmianie znaku anomalii barycznych, czyli w przypadku intensyfikacji splotu zimnych i suchych kontynentalnych mas powietrza z południowe-

go wschodu, liczba dni ze zlodzeniem wzrasta o ok. 10-15 dni, a w Świnoujściu o ponad 20 dni; jedynie w Helu anomalia nie przekracza 4 dni. Serie czasowe stowarzyszone z przedstawionymi układami cechują się dużą wartością współczynnika korelacji ( $r = 0,80$ ), świadcząc o silnej zależności między przedstawionym wymuszeniem cyrkulacyjnym a liczbą dni ze zlodzeniem.

W przypadku modelu, w którym rolę czynnika wymuszającego pełni temperatura powietrza z poziomu 2 m n.p.g., bardzo wyraźny wzrost liczby dni ze zlodzeniem wzdłuż całego wybrzeża jest stowarzyszony z ujemnymi anomaliami temperatury rzędu 1,1-1,3°C w rejonie południowego Bałtyku oraz ok. 1,5°C w rejonie Zatoki Fińskiej (rys. 3). W warunkach takiego obniżenia temperatury liczba dni ze zlodzeniem jest aż 2-2,5-krotnie większa w porównaniu do średniej wieloletniej (1971-1990). Z odwrócenia sytuacji wynika, że wzrost w rejonie południowego Bałtyku średniej temperatury powietrza w okresie od listopada do kwietnia o 1,0-1,5°C w stosunku do wartości z okresu referencyjnego stwarza warunki wystarczające do niewystąpienia zlodzenia. Serie czasowe stowarzyszone z mapami charakteryzują się bardzo silną zależnością ( $r = 0,88$ ).

W przypadku modelu, w którym jako predyktor wykorzystano temperaturę powietrza z poziomu 700 hPa, mapa pola regionalnego przedstawia ujemne anomalie termiczne na całym obszarze z maksymalnymi wartościami w rejonie Zatoki Fińskiej (-0,8°C), a na obszarze polskiego wybrzeża rzędu 0,5-0,6°C (rys. 3). Z takimi warunkami jest stowarzyszony wzrost liczby dni ze zlodzeniem wzdłuż całego wybrzeża, na niektórych stacjach (Ustka, Hel, Gdynia) ich liczba przewyższa 3-krotnie średnią wartość wieloletnią. W sytuacji przeciwnej, tj. w przypadku wystąpienia dodatnich anomalii termicznych o analogicznych wartościach zlodzenie, na polskim wybrzeżu nie pojawia się w ogóle. Przedstawiona relacja pokazuje, iż występowanie zlodzenia jest bardzo czułe na zmiany temperatury powietrza w swobodnej atmosferze. Serie czasowe stowarzyszone z przedstawionymi układami pola regionalnego i lokalnego cechuje silna zależność ( $r = 0,76$ ).

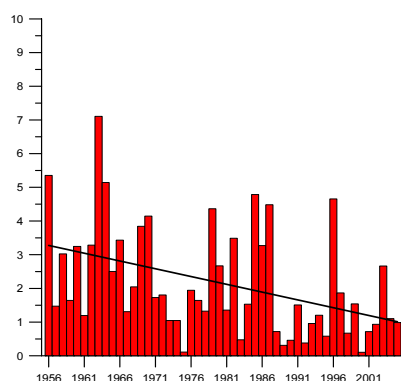
Zróżnicowanie warunków występowania zlodzenia na Bałtyku scharakteryzowano na podstawie wartości wskaźnika surowości zlodzenia na 7 wymienionych wcześniej akwenach. Średnia wartość wskaźnika w okresie 1971-1990 była najmniejsza na Bałtyku Zachodnim i wyniosła 1,3 (tab. 4). Nieco większa jego wartość cechowała Bałtyk Południowy i Morze Alandzkie. Wyraźnie najbardziej surowe warunki pod względem zlodzenia występują w Norra Kvarken i Zatoce Botnickiej – odpowiednio 6,2 i 7,9. Znacznie mniejszym zróżnicowaniem charakteryzują się maksymalne wartości wskaźnika surowości zlodzenia odnotowane w okresie 1971-1990. W tym przypadku wartości zawierają się między 4,8 (Bałtyk Południowy) a 9,3 (Zatoka Botnicka). Najmniejsze odnotowane wartości analizowanej miary wskazują, iż w czasie łagodnych zim w przypadku niektórych akwenów zlodzenie może w ogóle się nie pojawiać (Bałtyk Zachodni, Morze Alandzkie) lub być zjawiskiem krótkotrwałym (Bałtyk Południowy, Zatoka Fińska, Morze Botnickie). W przypadku Zatoki Botnickiej absolutne minimum wartości wskaźnika surowości zlodzenia jest większe lub zbliżone do maksymalnych wartości odnotowanych na Bałtyku Zachodnim i Południowym oraz Morzu Alandzkim, co pokazuje

jak zróżnicowane są warunki występowania zlodzenia na obszarze stosunkowo niewielkiego Morza Bałtyckiego.

Na wszystkich rozpatrywanych akwenach wartość wskaźnika w okresie 1956-2005 uległa systematycznemu obniżeniu. Zdecydowanie największe i istotne statystycznie tempo zmian jest obserwowane na Bałtyku Południowym, gdzie osiąga niemal 0,5 na 10 lat (rys. 4). Trend spadkowy zaznacza się również w Norra Kvarken (prawie 0,3 na 10 lat). W przypadku pozostałych akwenów można mówić jedynie o tendencji spadkowej.

Tab. 4. Średnia, maksymalna i minimalna wartość wskaźnika surowości zlodzenia na wybranych akwenach Morza Bałtyckiego (1971-1990) (WB – Bałtyk Zachodni, SB – Bałtyk Południowy, GF – Zatoka Fińska, AL – Morze Alandzkie, SoB – Morze Botnickie, NK – Norra Kvarken, BoB – Zatoka Botnicka)

	WB	SB	GF	AL	SoB	NK	BoB
Średnia	1,3	1,9	4,3	2,3	4,1	6,2	7,9
Max	5,6	4,8	6,6	5,8	6,5	8,0	9,3
Min	0,0	0,1	0,8	0,0	0,5	2,9	5,6



Rys. 4. Zmienność wskaźnika surowości zlodzenia na Bałtyku Południowym w okresie 1956-2005 (dodatkowo zaznaczono linię trendu)

Zastosowanie techniki empirycznych funkcji ortogonalnych pozwoliło wyróżnić 5 podstawowych mód czasowo-przestrzennej zmienności wskaźnika surowości zlodzenia na Morzu Bałtyckim, wyjaśniających łącznie 98,8% wariancji tego elementu (tab. 5). Zdecydowanie największą część wariancji wskaźnika (niemal 80%) tłumaczy pierwsza funkcja własna (1. EOF). Wskazuje, iż najbardziej typową sytuacją jest występowanie anomalii jednakowego znaku na całym Bałtyku, tj. generalne wydłużenie lub skrócenie okresu zalegania zlodzenia. Wartości anomalii wynoszą od 1,3 (Norra Kvarken) do 1,8 (Morze Alandzkie), jedynie w przypadku Zatoki Botnickiej jest dużo mniejsza i wynosi 0,6. Jednakowy znak anomalii sugeruje, iż 1. EOF reprezentuje czynnik, którego skala oddziaływania jest większa od obszaru Morza Bałtyckiego. Seria czasowa stowarzyszona z 1. EOF, przedstawiająca jej wkład w przestrzeń sygnału, cechuje się istotnym statystycznie spadkiem wartości w okresie 1956-2005, wskazując na systematyczne osłabianie się czynnika powodującego dodatnie anomalie wskaźnika surowości zlodzenia na Bałtyku. Stosun-

kowo duże jest znaczenie drugiej funkcji własnej (2. EOF) wyjaśniającej niemal 12% wariacji wskaźnika surowości zlodzenia na Bałtyku. Wskazuje ona na sytuację, w której anomalie jednakowego znaku występują na Bałtyku Zachodnim i Południowym oraz Morzu Alandzkim (tab. 5). Znaczenie kolejnych funkcji własnych jest niewielkie.

Tab. 5. Empiryczne funkcje własne wskaźnika surowości zlodzenia na Bałtyku oraz wyjaśniania przez nie wariacja (%) (1956-2005) (oznaczenia akwenów jak w tab. 4)

Funkcja własna	Wariacja [%]	Anomalie						
		WB	SB	GF	AL	SoB	NK	BoB
1.EOF	78,9	1,4	1,4	1,7	1,8	1,6	1,3	0,6
2.EOF	11,6	-1,0	-0,5	0,4	-0,1	0,5	0,5	0,4
3.EOF	3,4	0,1	0,2	-0,4	-0,4	0,1	0,3	0,5
4.EOF	2,7	-0,3	0,5	-0,1	-0,1	0,2	-0,1	-0,2
5.EOF	2,2	0,1	-0,2	-0,3	0,1	0,5	-0,1	-0,2

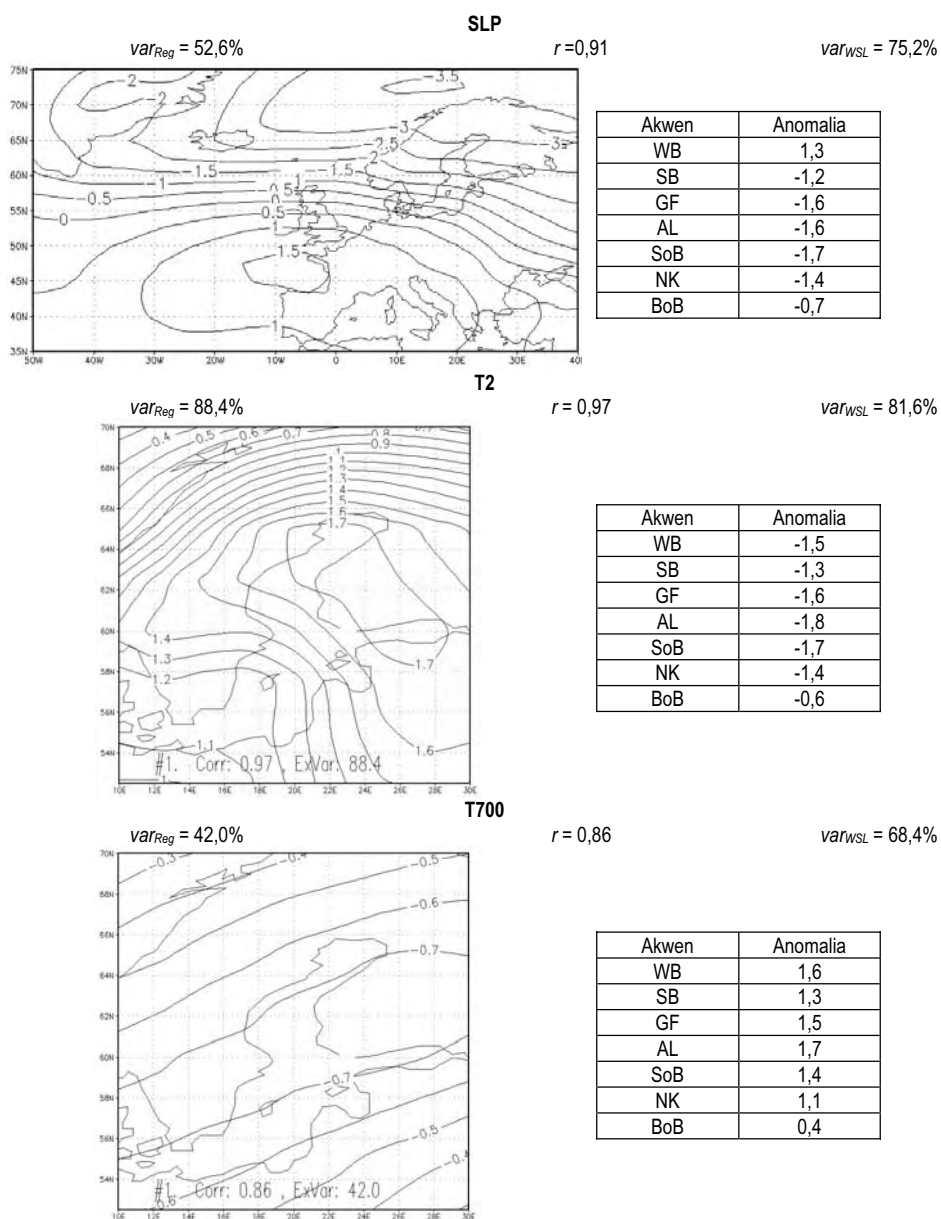
Wpływ regionalnych czynników atmosferycznych na kształtowanie zmienności wskaźnika surowości zlodzenia na Bałtyku określono analogicznie jak w przypadku liczby dni ze zlodzeniem na polskim wybrzeżu. Relacje między regionalnym polem wymuszenia zostały przedstawione przez 3 (T2) lub 4 (SLP, T700) pary map kanonicznych. Całkowita ilość wyjaśnianej wariacji wskaźnika surowości zlodzenia osiąga prawie 97% w przypadku modelu T2 oraz niemal 99% w przypadku modeli SLP i T700 (tab. 6). Zdecydowanie największą część zmienności elementu lokalnego tłumaczy najsilniej skorelowana pierwsza para map. Ilość tłumaczonej wariacji elementu lokalnego w tym wypadku wynosi od ok. 68% (T700) do ok. 82% (T2).

Tab. 6. Wariacja (*var*, %) wyjaśniania przez kolejne pary map kanonicznych (CCA) i współczynniki korelacji (*r*) między seriami czasowymi stowarzyszonymi z regionalnym polem wymuszenia (SLP, T2, T700) oraz wskaźnikiem surowości zlodzenia na wybranych akwenach Bałtyku (*WSL*) w okresie 1971-1990

Wskaźnik	SLP					T2				T700				
	CCA				suma: (%)	CCA			suma: (%)	CCA				Suma: (%)
	1.	2.	3.	4.		1.	2.	3.		1.	2.	3.	4.	
<i>R</i>	0,91	0,65	0,57	0,45	-	0,97	0,60	0,28	-	0,86	0,68	0,44	0,08	-
<i>var<sub>Reg</sub></i>	52,6	7,3	4,2	13,6	77,7	88,4	5,3	3,5	97,2	42,0	41,8	7,8	7,0	98,6
<i>var<sub>WSL</sub></i>	75,2	9,6	8,3	5,8	98,9	81,6	9,5	5,8	96,9	68,4	19,3	8,4	2,8	98,9

Podstawowa relacja obrazująca wpływ regionalnej cyrkulacji atmosferycznej na wartości wskaźnika surowości zlodzenia na Bałtyku przedstawia sytuację, w której na wszystkich rozpatrywanych akwenach wartość wskaźnika ulega wyraźnemu zmniejszeniu w stosunku do wartości średniej, w przypadku Bałtyku Zachodniego stwarzając warunki do niewystąpienia pokrywy lodowej. Wartości anomalii wskaźnika surowości zlodzenia wynoszą od 0,7 (Zatoka Botnicka) do 1,7 (Morze Botnickie). Przyczyną złagodzenia surowości zlodzenia jest znaczna intensyfikacja spływu mas powietrza z kierunku zachodniego (rys. 5). W przypadku sytuacji przeciwnej, a więc intensyfikacji cyrkulacji wschodniej i południowo-

wschodniej, na całym Bałtyku następuje znaczne nasilenie zjawisk lodowych. Serie czasowe stowarzyszone z przedstawionymi wzorcami obu pól cechują się bardzo dużą wartością współczynnika korelacji ( $r = 0,91$ ), świadcząc o silnym związku między zaprezentowanymi układami anomalii.



Rys. 5. Pierwsza para map kanonicznych regionalnego pola wymuszenia (SLP, T2, T700) oraz wskaźnika surowości zlodzenia (1971-1990). Podano ilość wyjaśnianej wariancji ( $var$ ) oraz wartości współczynników korelacji między stowarzyszonymi z mapami seriami czasowymi ( $r$ ) (oznaczenia akwenów jak w tab. 4)

W przypadku modelu bazującego na zmianach temperatury powietrza z poziomu 2 m n.p.g. pierwsza mapa pola regionalnego przedstawia dodatnie anomalie termiczne na całym rozpatrywanym obszarze przekraczające 1°C w stosunku do wartości średnich z okresu referencyjnego, z maksymalnymi wartościami powyżej 1,7°C w rejonie Zatoki Fińskiej i Botnickiej (rys. 5). Z wyraźnie ponadprzeciętnymi temperaturami powietrza jest stowarzyszony spadek wartości wskaźnika surowości zlodzenia na wszystkich analizowanych akwenach. Wartości anomalii wahają się od 1,3 (Bałtyk Południowy) do 1,8 (Morze Alandzkie), jedynie w przypadku Zatoki Botnickiej są wyraźnie mniejsze (0,6). Bałtyk Zachodni w przedstawionej sytuacji jest wolny od zjawisk lodowych. Stowarzyszone serie czasowe cechuje bardzo duża wartość współczynnika korelacji ( $r = 0,97$ ) świadcząca o silnej, niemal liniowej, zależności.

W przypadku modelu T 700 hPa pierwsza mapa pola regionalnego przedstawia ujemne anomalie termiczne rzędu 0,5-0,7°C w stosunku do średniej z okresu 1971-1990, z największymi wartościami w centralnej części analizowanego obszaru (rys. 5). Z niższą od średniej temperaturą jest związany wzrost wartości wskaźnika surowości zlodzenia na wszystkich rozpatrywanych akwenach, wartości anomalii wynoszą od 1,1 (Norra Kvarken) do 1,7 (Morze Alandzkie), jedynie w Zatoce Botnickiej – zaledwie 0,4. Stowarzyszone z zaprezentowanymi układami anomalii serie czasowe charakteryzują się dużą wartością współczynnika korelacji ( $r = 0,86$ ) świadcząca o silnej między nimi relacji.

Warto zauważyć, iż podstawowe pola wymuszeń (cyrkulacyjne i termiczne) warunkujące zmienność zlodzenia na Bałtyku są bardzo zbliżone do rezultatów analizy przeprowadzonej dla rejonu polskiego wybrzeża (rys. 3). Fakt ten pokazuje, iż główne czynniki kształtujące występowanie zlodzenia na Bałtyku mają charakter co najmniej regionalny, a lokalne warunki wzdłuż wybrzeży wpływają jedynie na stosunkowo nieznaczne wzmoczenie lub osłabienie ich wpływu.

Jako alternatywę dla modeli opracowanych metodą statystyczno-empirycznego downscalingu opracowano regresyjny model korelacyjno-empiryczny opisujący zależności wskaźnika zlodzenia od warunków termicznych. W przypadku Bałtyku Południowego korelacja między średnią temperaturą zimy (tj. grudnia, stycznia i lutego) w regionie Pobrzeży a wskaźnikiem surowości wyniosła aż 0,91, jest to więc kolejny model do obliczania scenariuszy.

Wartości wskaźnika surowości zlodzenia na Bałtyku Południowym powiązano ponadto z różnymi wskaźnikami klimatycznymi, hydrologicznymi i oceanograficznymi. Badania wzajemnej zależności surowości zlodzenia i klimatu przeprowadzono na następujących seriach: temperatura powietrza, dane o zlodzeniu Bałtyku, w tym maksymalny zasięg pokrywy lodowej wg Seina i Palosuo [1996], współczynnik akumulowanej grubości lodu wg Kosłowskiego i Glasera [1995], liczba układów cyklonalnych i antycyklonalnych nad Bałtykiem oraz indeksy klimatyczne reprezentowane przez sezonową i roczną oscylację Północnego Atlantyku – NAO, Północnoeuropejską Oscylację Zimową (NEWO) oraz indeks arktyczny NA. W tabeli 7 przedstawiono listę parametrów, dla których znaleziono statystycznie



znaczące wartości współczynnika korelacji liniowej ze wskaźnikiem surowości zlodzenia na Bałtyku Południowym.

Największą wartość korelacji (ok. 0,90) otrzymano w przypadku związku z sumą chłodu w Danii (definiowaną jako suma ujemnych średnich dobowych temperatur powietrza obliczana dla jednego sezonu zimowego dla wybranej lokalizacji), nieco mniejszą dla średniej zimowej temperatury powietrza [Lorenc 2000] w Warszawie (-0,88). Stosunkowo wysoki współczynnik korelacji otrzymano również dla identyfikatora zlodzenia całego Bałtyku (maksymalny zasięg pokrywy lodowej 0,76). Relatywnie słabą korelację (-0,23) otrzymano w przypadku indeksu NAO uśrednionego dla 4 miesięcy zimowych: grudnia, stycznia, lutego i marca (tab. 7). Wyniki te pokazują silne uzależnienie występowania zlodzenia od warunków termicznych i wyraźnie słabsze od wielkoskalowych układów cyrkulacyjnych (NAO). Jednak zlodzenie mórz, jego trwałość, intensywność występowania są w znacznej mierze warunkowane przez typy cyrkulacji atmosferycznej występujące podczas trwania sezonu lodowego. W celu znalezienia cyrkulacyjnych warunkowań zmienności zlodzenia na Bałtyku Południowym podjęto próbę identyfikacji wpływu częstości występowania w okresie grudzień-luty typów cyrkulacji sklasyfikowanych według Grosswetterlagen, Niedźwiedzia, Lityńskiego i Osuchowskiej [Osuchowska-Klein 1978, Pawłowska i in. 2000, Stępniewska-Podraźka 1991, Niedźwiedź 2009].

Tab. 7. Statystycznie znaczące wartości współczynnika korelacji liniowej między wskaźnikiem surowości zlodzenia polskiej strefy brzegowej (Bałtyk Południowy) a seriami danych klimatycznych

			Parametr	Współczynnik korelacji	Poziom istotności p
Prosta proporcja	Temperatura powietrza	Dania	Średnia suma chłodu – cieśniny duńskie	0,91	P=0,00
			Suma chłodu – w portach	0,89	P=0,00
			Suma chłodu – morze	0,88	P=0,00
	Parametry warunków lodowych		Maksymalna pokrywa lodowa	0,76	P=0,00
Odwrotna proporcja	Wskaźnik klimatu		NAO	-0,23	P=0,17
	Temperatura powietrza	Warszawa	Średnia roczna	-0,20	P=0,48
			Średnia miesięczna grudnia	-0,40	P=0,00
			Średnia sezonowa (zimowa)	-0,88	P=0,00

Rezultaty wskazują, iż najlepsze wyniki, tj. najwyższe współczynniki korelacji, uzyskano w przypadku zastosowania klasyfikacji Lityńskiego. Najwyższe zależności (rzędu 0,60-0,70 w okresie referencyjnym) uzyskano dla wschodniej cyrkulacji zarówno cyklonalnej (Ec), jak i antycyklonalnej (Ea). Cyrkulacje zachodnie (Wa, Wo) i południowo-zachodnie (SWa, SWc, SWo) także charakteryzują się wysokim stopniem korelacji z surowością zlodzenia na Bałtyku Południowym. Również zastosowanie klasyfikacji Niedźwiedzia wskazuje, iż największe znaczenie odgrywa antycyklonalna cyrkulacja wschodnia (Ea) (0,64), łącznie z południowo-wschodnią cyrkulacją antycyklonalną (E+SEa) (0,66). Nieznacznie słabszą korelację odnotowano dla cyrkulacji zachodniej antycyklonalnej – Wa oraz

W+NWa (po -0,51). W przypadku klasyfikacji Grosswetterlagen największe wartości współczynnika korelacji (nieco powyżej 0,40) uzyskano dla typu cyrkulacji HFZ, czyli wyżu nad Fennoskandią zarówno dla cyklonalnej (korelacje ujemne), jak i antycyklonalnej (korelacje dodatnie). Zależność wskaźnika surowości zlodzenia na Bałtyku Południowym od typów cyrkulacji atmosferycznej wg klasyfikacji Osuchowskiej-Klein jest niewielka i mimo że korelacje są statystycznie znaczące, nie powinny być stosowane w analizie zmian intensywności zlodzenia. Przedstawione rezultaty, wskazując na dominującą rolę cyrkulacji strefowej w kształtowaniu surowości zlodzenia na Bałtyku Południowym, są jakościowo zgodne z rezultatami modelu statystyczno-empirycznego.

## **6. Przewidywane zmiany występowania zlodzenia w XXI w.**

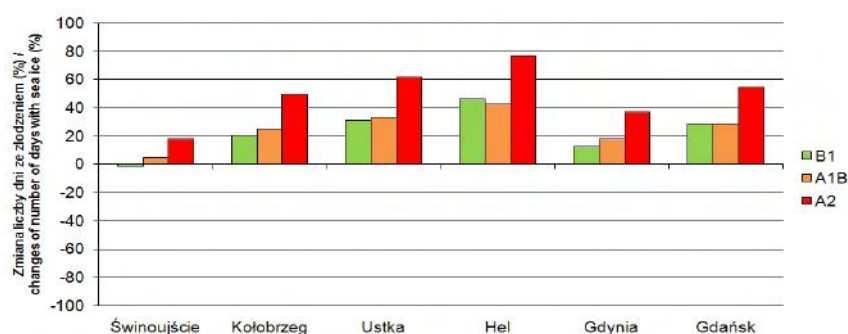
2011-2030

Scenariusze zmian występowania zlodzenia opracowano na podstawie symulowanych przez model globalny ECHAM5 (run 1) zmian regionalnego pola barycznego (SLP), pola średniej temperatury powietrza z poziomu 2 m n.p.g. (T2) oraz pola średniej temperatury powietrza z poziomu 700 hPa (T700), przy czym dla każdego z wymienionych predyktorów sporządzono osobne scenariusze. Przyszłe zmiany zlodzenia określono wykorzystując modele statystyczne opisujące ilościowe relacje między regionalnym polem wymuszenia a liczbą dni ze zlodzeniem lub wartością wskaźnika surowości zlodzenia, których weryfikacja potwierdziła ich reprezentatywność.

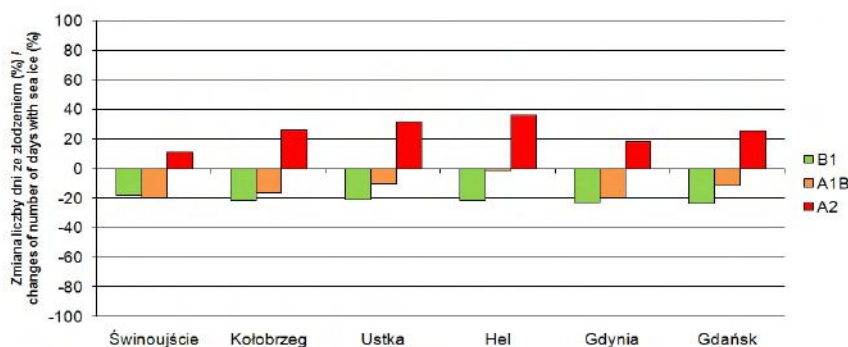
Rezultaty scenariuszy opracowanych na podstawie przyszłych zmian pola barycznego w rejonie Europy i północnego Atlantyku (rys. 6) wskazują, iż w okresie 2011-2030 należy oczekiwać wyraźnego wzrostu liczby dni ze zlodzeniem wzdłuż polskiego wybrzeża w stosunku do okresu odniesienia 1971-1990. Większa liczba dni ze zlodzeniem jest spodziewana w przypadku każdego analizowanego scenariusza emisyjnego. Skala zmiany jest wyraźnie zróżnicowana przestrzennie, przy czym najmniejsza jest w Świnoujściu, a największa – w Ustce i Helu. W przypadku scenariusza emisyjnego B1 zmiany w Ustce i Gdańsku osiągają ok. 30%, a w Helu przekraczają 45%. Jedynie w Świnoujściu można spodziewać się bardzo nieznacznego spadku liczby dni ze zlodzeniem w stosunku do okresu referencyjnego (o niespełna 2%). Nieco większy wzrost wartości analizowanego elementu na większości stacji jest spodziewany w przypadku scenariusza A1B. Wyraźnie największą skalę wzrostu liczby dni ze zlodzeniem przedstawiają rezultaty scenariusza emisyjnego A2 – w tym przypadku zmiany wyniosą od niespełna 20% w Świnoujściu do ponad 75% w Helu.

Odmienne pod względem znaku zmiany scenariusze otrzymano biorąc pod uwagę spodziewane zmiany pola średniej temperatury powietrza z poziomu 2 m n.p.g. w rejonie basenu Morza Bałtyckiego (rys. 7). Jedynie w przypadku scenariusza emisyjnego A2, podobnie jak dla scenariuszy opracowanych zmian pola barycznego, jest spodziewany wzrost liczby dni ze zlodzeniem wzdłuż całego wy-

wybrzeża – od ok. 11% w Świnoujściu do ponad 30% w Ustce i Helu. Z kolei w przypadku scenariuszy emisyjnych B1 i A1B można spodziewać się mniejszej niż w okresie referencyjnym liczby dni ze zlodzeniem. Rezultaty scenariusza B1 wskazują na spadek rzędu 20% na wszystkich analizowanych punktach pomiarowych, przy czym wartość zmiany wzrasta nieznacznie w kierunku wschodnim. W przypadku scenariusza A1B skala zmian jest znacznie bardziej zróżnicowana i wynosi od niespełna 2% w Helu do niemal 20% w Świnoujściu i Gdyni.



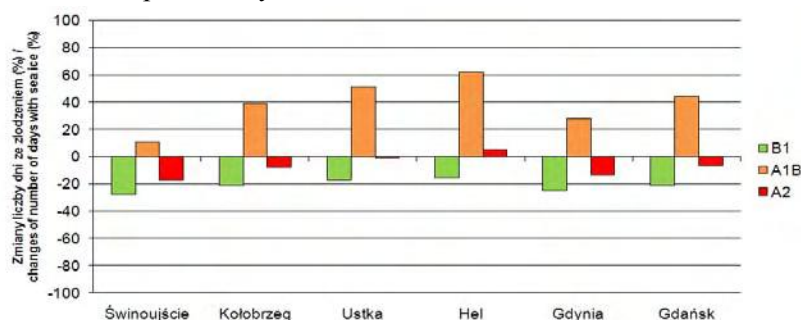
Rys. 6. Spodziewane zmiany liczby dni ze zlodzeniem na polskim wybrzeżu w okresie 2011-2030 opracowane na podstawie zmian regionalnej cyrkulacji atmosferycznej (SLP) symulowanych przez model ECHAM5. Wartości przedstawiają zmiany w % w stosunku do wartości średniej z okresu referencyjnego 1971-1990



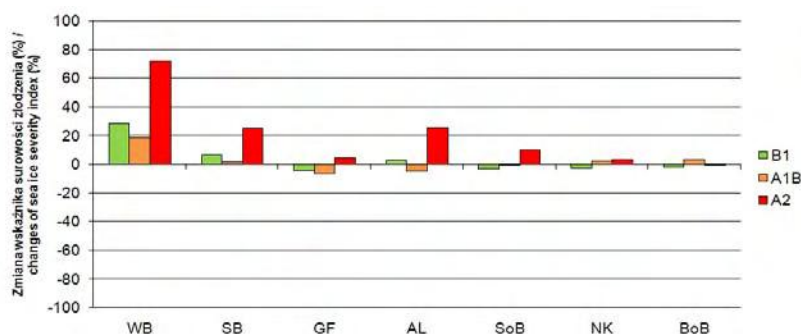
Rys. 7. Spodziewane zmiany liczby dni ze zlodzeniem na polskim wybrzeżu w okresie 2011-2030 opracowane na podstawie zmian średniej temperatury powietrza z poziomu 2m n.p.g. (T2) symulowanych przez model ECHAM5. Wartości przedstawiają zmiany w % w stosunku do wartości średniej z okresu referencyjnego 1971-1990

Różny kierunek zmian w zależności od scenariusza emisyjnego przedstawiają rezultaty opracowane na podstawie spodziewanych zmian pola średniej temperatury powietrza z poziomu 700 hPa (rys. 8). W przypadku scenariusza B1 w okresie 2011-2030 nastąpi wyraźne zmniejszenie średniej liczby dni ze zlodzeniem w stosunku do wielolecia 1971-1990. Na większości rozpatrywanych stacji zmiany przekroczą 20%, a w Świnoujściu zbliżą się nawet do 30%, jedynie w Ustce i Helu wyniosą ok. 15-17%. Spadek liczby dni, choć wyraźnie mniejszy niż w przypadku

B1, jest również spodziewany w przypadku scenariusza A2, z maksymalnymi wartościami w Gdyni i Świnoujściu (odpowiednio ok. 13% i 17%). Jedynie w Helu rezultaty wskazują na nieznaczne zwiększenie średniej liczby dni ze zlodzeniem. Zupełnie odmienny kierunek zmian jest spodziewany w przypadku scenariusza A1B wskazującego na znaczny wzrost liczby dni ze zlodzeniem wzdłuż całego wybrzeża od ok. 30% w Gdyni do ponad 60% w Helu, jedynie w Świnoujściu wzrost nieznacznie przekroczy 10%.



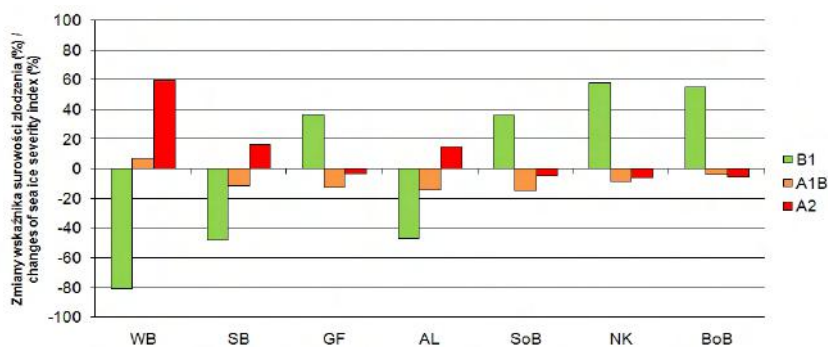
Rys. 8. Spodziewane zmiany liczby dni ze zlodzeniem na polskim wybrzeżu w okresie 2011-2030 opracowane na podstawie zmian średniej temperatury powietrza z poziomu 700 hPa (T700) symulowanych przez model ECHAM5. Wartości przedstawiają zmiany w % w stosunku do wartości średniej z okresu referencyjnego 1971-1990



Rys. 9. Spodziewane zmiany wskaźnika surowości zlodzenia na Bałtyku w okresie 2011-2030 opracowane na podstawie zmian regionalnej cyrkulacji atmosferycznej (SLP) symulowanych przez model ECHAM5. Wartości przedstawiają zmiany w % w stosunku do wartości średniej z okresu referencyjnego 1971-1990 (oznaczenia akwenów jak w tab. 4)

W analogiczny sposób opracowano scenariusze statystyczno-empiryczne w przypadku wskaźnika surowości zlodzenia dla 7 akwenów Morza Bałtyckiego. Scenariusze opracowane na podstawie zmian średniego pola barycznego w rejonie Europy i północnego Atlantyku przedstawiają zróżnicowany kierunek zmian wartości wskaźnika surowości zlodzenia w okresie 2011-2030 w stosunku do wielolecia referencyjnego 1971-1990 (rys. 9). Jedynie na Bałtyku Zachodnim i Bałtyku Południowym niezależnie od scenariusza emisyjnego jest przewidywany wzrost

wartości wskaźnika, wyraźnie największy w przypadku A2 – odpowiednio ok. 72% i 25%. Na pozostałych analizowanych akwenach spodziewane zmiany są, z wyjątkiem scenariusza A2, stosunkowo niewielkie (do 5-6%) i zróżnicowane pod względem znaku w zależności od scenariusza emisyjnego.



Rys. 10. Spodziewane zmiany wskaźnika surowości zlodzenia na Bałtyku w okresie 2011-2030 opracowane na podstawie zmian średniej temperatury powietrza z poziomu 2m n.p.g (T2) symulowanych przez model ECHAM5. Wartości przedstawiają zmiany w % w stosunku do wartości średniej z okresu referencyjnego 1971-1990 (oznaczenia akwenów jak w tab. 4)



Rys. 11. Spodziewane zmiany wskaźnika surowości zlodzenia na Bałtyku w okresie 2011-2030 opracowane na podstawie zmian średniej temperatury powietrza z poziomu 700 hPa (T700) symulowanych przez model ECHAM5. Wartości przedstawiają zmiany w % w stosunku do wartości średniej z okresu referencyjnego 1971-1990 (oznaczenia akwenów jak w tab. 4)

Jeszcze większe zróżnicowanie pod względem kierunku zmiany prezentuje scenariusz opracowany na podstawie zmian pola średniej temperatury powietrza z poziomu 2 m n.p.g (rys. 10). W przypadku scenariusza emisyjnego B1 bardzo duży spadek wskaźnika może wystąpić na Bałtyku Zachodnim (o ok. 80%) oraz Bałtyku Południowym i Morzu Alandzkim (o ok. 50%). Na pozostałych akwenach jest natomiast spodziewany istotny wzrost wartości, zwłaszcza w północnej części Bałtyku – o niemal 60%. Co ciekawe, na przeciwny kierunek zmian na wszystkich akwenach wskazują rezultaty scenariusza A2, przy czym skala zmian jest wyraźnie

mniejsza niż w przypadku B1 – rzędu kilku-, kilkunastu procent, jedynie na Bałtyku Zachodnim wzrost może osiągnąć ok. 60%. W przypadku scenariusza A1B na wszystkich analizowanych akwenach, z wyjątkiem Bałtyku Zachodniego, jest spodziewany spadek wartości wskaźnika surowości zlodzenia od niespełna 5% w Zatoce Botnickiej do niemal 15% na Morzu Botnickim.

Scenariusze bazujące na zmianach pola średniej temperatury powietrza z poziomu 700 hPa przedstawiają stosunkowo niewielkie zmiany wskaźnika surowości zlodzenia (rys. 11). W przypadku scenariusza B1 na niemal wszystkich akwenach średnia wartość wskaźnika w okresie 2011-2030 będzie mniejsza niż w okresie referencyjnym od ok. 5% (Bałtyk Południowy, Zatoka Botnicka) do ok. 13% (Morze Botnickie), jedynie na Bałtyku Zachodnim może wystąpić wzrost o ok. 12%. Podobny rozkład przestrzenny zmian uzyskano w przypadku scenariusza emisyjnego A2, przy czym skala zmian jest tu ogólnie nieco mniejsza. W przypadku scenariusza A1B bardzo nieznaczny spadek wartości wskaźnika zaznacza się tylko od Morza Botnickiego po Zatokę Botnicką, na pozostałych akwenach surowość zlodzenia wzrośnie, najbardziej na Bałtyku Zachodnim.

#### 2081-2100

Scenariusze opracowane na podstawie zmian regionalnego pola barycznego pokazują, iż w pod koniec XXI w. (2081-2100) średnia liczba dni ze zlodzeniem może być, podobnie jak w wieloleciu 2011-2030, większa niż w okresie referencyjnym 1971-1990. Podobną skalę wzrostu wskazują wyniki scenariuszy emisyjnych B1 i A1B – od ok. 10% w Gdyni do niemal 40% w Helu. Jedynie w Świnoujściu liczba dni ze zlodzeniem nie ulegnie znaczącym zmianom. Nieco bardziej złożony obraz zmian przedstawia scenariusz A2. W tym przypadku jest spodziewany spadek liczby dni ze zlodzeniem w Świnoujściu (o ponad 30%) i Gdyni (o ok. 8%). Z kolei w Ustce i Gdańsku oraz w Helu jest przewidywane wyraźne zwiększenie ich liczby (odpowiednio o ok. 14% i 37%).

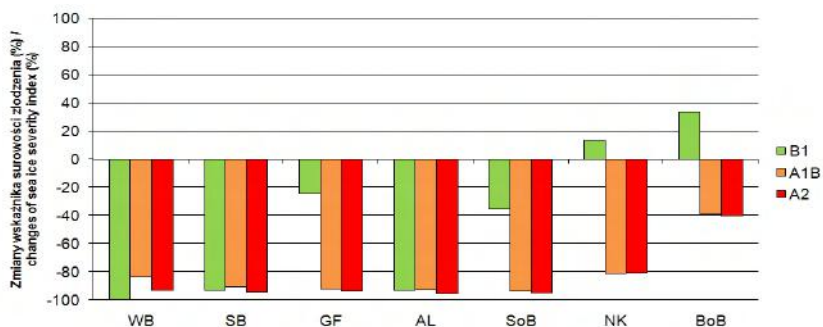
Scenariusze bazujące na zmianach średniej temperatury powietrza (z poziomu 2 m n.p.g. oraz 700 hPa) przewidują natomiast, iż w okresie 2081-2100 zlodzenie wzdłuż polskiego wybrzeża może być rzadkością lub nawet w ogóle nie występować. Większość scenariuszy wskazuje na całkowity zanik zlodzenia, jedynie w przypadku zmian średniej temperatury powietrza z poziomu 2 m n.p.g. według scenariusza B1 spadek liczby dni ze zlodzeniem w stosunku do okresu referencyjnego wyniesie ok. 90%.

W przypadku analizy dla całego Bałtyku rezultaty uzyskane z wykorzystaniem zmian regionalnego pola barycznego wskazują, iż kierunek i skala zmian wskaźnika surowości zlodzenia w okresie 2081-2100 będą uzależnione od scenariusza emisyjnego (rys. 12). W przypadku scenariusza emisyjnego B1 jest przewidywany znaczny wzrost wartości wskaźnika na Bałtyku Zachodnim (o niemal 40%) oraz na Bałtyku Południowym i Morzu Alandzkim (o ok. 10%). Na pozostałych akwenach surowość zlodzenia nie ulegnie znaczącym zmianom w stosunku do okresu referencyjnego 1971-1990. Scenariusze opracowane dla scenariuszy emisyjnych A1B i A2 pokazują natomiast spadek wartości wskaźnika surowości zlodzenia na

wszystkich analizowanych akwenach z wyjątkiem Bałtyku Zachodniego. Największych spadków można spodziewać się w Zatoce Fińskiej, Morzu Alandzkim i Morzu Botnickim, gdzie wyniosą ok. 10% w przypadku scenariusza A1B i ok. 20% w przypadku A2.



Rys. 12. Spodziewane zmiany wskaźnika surowości zlodzenia na Bałtyku w okresie 2081-2100 opracowane na podstawie zmian regionalnej cyrkulacji atmosferycznej (SLP) symulowanych przez model ECHAM5. Wartości przedstawiają zmiany w % w stosunku do wartości średniej z okresu referencyjnego 1971-1990 (oznaczenia akwenów jak w tab. 4)

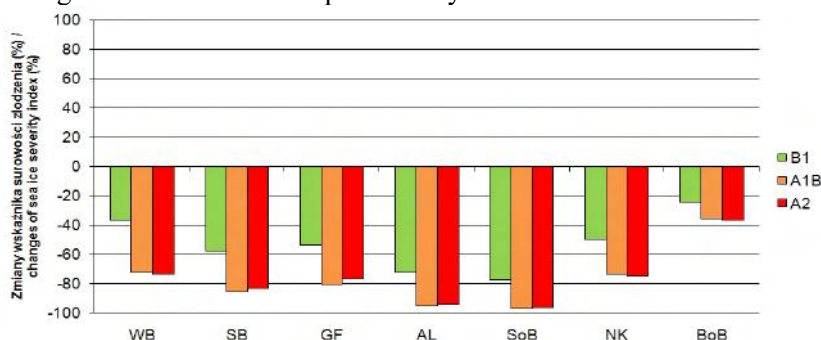


Rys. 13. Spodziewane zmiany wskaźnika surowości zlodzenia na Bałtyku w okresie 2081-2100 opracowane na podstawie zmian średniej temperatury powietrza z poziomu 2m n.p.g (T2) symulowanych przez model ECHAM5. Wartości przedstawiają zmiany w % w stosunku do wartości średniej z okresu referencyjnego 1971-1990 (oznaczenia akwenów jak w tab. 4)

Scenariusze opracowane na podstawie przewidywanych zmian średniej temperatury powietrza na poziomie 2 m n.p.g. wskazują na bardzo istotny spadek wartości analizowanego wskaźnika na wszystkich rozpatrywanych akwenach (rys. 13). Jedyne w przypadku scenariusza B1 zaznacza się wzrost surowości zlodzenia w północnej części Bałtyku. Według scenariuszy A1B i A2 spadek w stosunku do okresu referencyjnego przekroczy 80%, a nawet 90%, tylko w Zatoce Botnickiej osiągnie ok. 40%.

Generalny spadek wartości wskaźnika, równoznaczny ze złagodzeniem zlodzenia, przedstawiają również scenariusze bazujące na zmianach średniej temperatury powietrza z poziomu 700 hPa (rys. 14). Największe zmiany są spodziewane na

Morzu Alandzkim i Morzu Botnickim, gdzie wyniosą ok. 75% w przypadku scenariusza B1 i aż ok. 95% w przypadku A1B i A2. Najmniejsze zmiany w stosunku do okresu referencyjnego są przewiduje w Zatoce Botnickiej – od ok. 25% do ok. 35% w zależności od scenariusza emisyjnego. Na Bałtyku Południowym spadek wartości wskaźnika wyniesie od ok. 60% (B1) do ponad 80% (A1B i A2), wskazując na znaczne złagodzenie zlodzenia na polskim wybrzeżu.



Rys. 14. Spodziewane zmiany wskaźnika surowości zlodzenia na Bałtyku w okresie 2081-2100 opracowane na podstawie zmian średniej temperatury powietrza z poziomu 700 hPa (T700) symulowanych przez model ECHAM5. Wartości przedstawiają zmiany w % w stosunku do wartości średniej z okresu referencyjnego 1971-1990 (oznaczenia akwenów jak w tab. 4)

Podsumowując rezultaty scenariuszy statystyczno-empirycznych należy podkreślić, iż rezultaty dla wielolecia 2011-2030 są niejednoznaczne – zarówno znak, jak i skala zmian jest uzależniona od scenariusza emisyjnego i wykorzystanego predyktora. Zauważalna jest jednak pewna właściwość – przewidywane zmiany cyrkulacji atmosferycznej wskazują raczej na wydłużenie czasu zalegania pokrywy lodowej, podczas gdy scenariusze bazujące na zmianach temperatury powietrza przedstawiają wyniki bardzo zróżnicowane. Rezultaty te wskazują, iż symulowane zmiany cyrkulacji (np. osłabienie cyrkulacji zachodniej) będą sprzyjały pojawianiu się i zaleganiu pokrywy lodowej, z kolei wymuszenie antropogeniczne w tym okresie będzie na tyle nieznaczące, że nie zdeterminuje w sposób jednoznaczny kierunku ewolucji badanego elementu. Potwierdza to, że nie zaznacza się związek między kierunkiem i skalą zmian występowania zlodzenia a emisją gazów cieplarnianych opisywaną przez trzy różne scenariusze. Wyniki scenariusza A2, zakładającego największą skalę antropogenicznej presji na system klimatyczny, nie zawsze przedstawiają największe zmiany analizowanego elementu. Relacja taka jest natomiast zauważalna w przypadku wyników dla okresu 2081-2100. Skutkiem spodziewanego wzrostu temperatury powietrza w skali XXI w. może być całkowity zanik zjawisk lodowych w rejonie polskiego wybrzeża (otwarte morze). Z kolei zmiany cyrkulacji atmosferycznej wskazywałyby na zwiększenie liczby dni ze zlodzeniem na polskim wybrzeżu. Tak więc w świetle symulacji modelu ECHAM5 pod koniec XXI w. kluczową rolę w kształtowaniu zmian zlodzenia na Bałtyku będzie odgrywał czynnik globalny, tj. wzrost średniej temperatury powietrza.



Warto podkreślić, iż analiza przeprowadzona dla dwóch różnych skal przestrzennych (Bałtyk, polskie wybrzeże) przedstawia ten sam kierunek zmian występowania zlodzenia w rejonie południowego Bałtyku. Tak więc scenariusze opracowane na bazie dwóch niezależnie skonstruowanych modeli są zgodne pod względem jakościowym. Trudniej, ze względu na zastosowanie odmiennych wskaźników charakteryzujących zlodzenie, porównać wyniki pod względem ilościowym. Ma to szczególne zastosowanie w odniesieniu do liczby dni z lodem, gdzie ze względu na prawdopodobieństwo występowania zjawisk lodowych (często mniejsze niż 100%) populacja danych do konstrukcji modelu jest mniejsza niż w przypadku wskaźnika zlodzenia.

Tab. 8. Anomalie wartości parametrów statystycznych wskaźnika surowości obliczone na podstawie scenariuszy (Bałtyk Południowy)

	Okres referencyjny 1971-1990	2011-2030		
		anomalie w stosunku do okresu referencyjnego		
		B1 r1	A1B r1	A2 r1
Średnia	1,9	0,0	-0,4	0,1
Mediana	1,5	0,5	-0,1	0,7
Minimum	0,1	-0,1	-0,1	-0,1
Maksimum	4,8	-0,7	-1,0	0,1

Przewidywane tendencje zmian na Bałtyku Południowym wyliczone na podstawie modelu korelacyjno-empirycznego charakteryzują się podobnymi trendami, jak wykazane w poprzednich analizach [Sztobryn 2011a, Sztobryn 2011b], szczególnie w przypadku okresu 2011-2030 (różne tendencje dla różnych scenariuszy). Przewidywane zmiany wskaźnika surowości zlodzenia są niewielkie, co przedstawiono w tab. 8.

Mimo mniejszych zmian niż przewidywane przez modele statystyczno-empiryczne, wnioski są podobne:

- zostanie zachowana różnorodność warunków zlodzenia w akwenie morza Bałtyckiego (tzn. najsurowsze warunki będą panowały w Zatoce Botnickiej, najłagodniejsze na Bałtyku Zachodnim i Bałtyku Południowym),
- najbardziej znaczące zmiany dotyczyć będą Bałtyku Południowego, gdzie w XXI w. należy spodziewać się kilku zim bez pokrywy lodowej na Zalewie Wiślanym,
- należy spodziewać się wzrostu liczby łagodnych zim,
- bardzo surowe zimy nadal będą występować,
- prawdopodobnie zmieni się struktura występowania różnych stadiów rozwoju lodu, np. na Bałtyku Południowym oznaczać to będzie większą liczbę dni z początkowymi postaciami lodu, w tym ze śryżem i lepą śnieżną – niebezpiecznymi dla żeglugi małych jednostek.

## 7. Wnioski i strategia działań

Na aktualnym etapie prac zmierzających do określenia strategii adaptacyjnej Polski wobec zmian klimatycznych proponowana jest tu tylko sygnalizacja charak-

terystycznych trendów i tendencji zmian warunków zlodzenia przewidywanych w XXI wieku dla scenariuszy emisyjnych SRES. Zmiany warunków zlodzenia będą wpływać na żeglugę na morzu, pracę portów, morfologię wybrzeży i ich ochronę oraz zagrożenie powodziowe miast nadmorskich.

Skala niepożądanych zmian może – i powinna – podlegać pewnemu łagodzeniu przez działania ochronne (zabezpieczające) i ratunkowe. Ogólne podejście do określenia strategii działań wynika z cech sytuacji problemowej [Lendzion 2011]. Zatem powinna to być strategia:

- elastyczna i adaptatywna, odpowiednio dostosowywana w zależności od rezultatów przewidywań,
- przygotowana na sytuacje krytyczne (antycypacja możliwości takich sytuacji, koncentracja i sprawne mechanizmy kooperacji),
- różnicująca działania w czasie (krótki okres, długi/dalszy okres, wyróżnione etapy),
- wielosektorowa i wielozadaniowa,
- oparta na jasnym układzie priorytetów, m.in. związanych z wartościowaniem elementów podlegających ochronie – od życia ludzi, poprzez funkcjonowanie infrastruktury krytycznej, podstawowych działań gospodarki i sfer życia społecznego do ochrony majątku ruchomego.

Do wczesnego przygotowania się do zmian klimatu i ograniczania skutków negatywnych konieczne jest:

- budowanie umiejętności administracji,
- współpraca z organizacjami społecznymi i społecznościami lokalnymi,
- badanie, zbieranie danych i monitoring, przygotowanie informacji internetowej,
- podnoszenie świadomości społecznej,
- obniżanie kosztów negatywnych skutków przez m.in. tzw. działania nie-techniczne – odsuwanie zabudowy od zagrożonego wybrzeża, zmiana użytkowania terenu, edukacja.

W tym procesie kluczowa jest rola władz lokalnych i regionalnych. Jednak, aby działania podejmowane na poziomie lokalnym mogły być w pełni skuteczne i prawidłowo przeprowadzone, konieczne jest też wsparcie władz centralnych. Także prywatne podmioty powinny dzielić odpowiedzialność i aktywnie zaangażować się w konkretne działania adaptacyjne.

Zaprezentowane scenariusze statystyczno-empiryczne nie pozwalają na jednoznaczne określenie kierunku ewolucji występowania zlodzenia na polskim wybrzeżu w okresie 2011-2030. Nawet biorąc pod uwagę najbardziej skrajny scenariusz, spadek liczby dni ze zlodzeniem nie będzie w najbliższym dwudziestoleciu na tyle duży, by nie stwarzać utrudnień w nawigacji i pracy portów oraz nie na tyle, by wykluczyć zagrożenie powodziami zatorowymi w ujściach rzek – szczególnie Wisły. Oznacza to, że w zakresie monitoringu i osłony żeglugi powinno się:

- utrzymywać aktualną bazę lodołamaczy (holowniki) i ich technologii,
- stworzyć infrastrukturę dla małych jednostek,

- adaptować małe jednostki do żeglugi w warunkach występowania śryżu i lepy śnieżnej,
- zwiększyć monitoring zjawisk lodowych ze szczególnym uwzględnieniem początkowych postaci lodu.

Ponadto należy zwrócić uwagę na:

- dobór metod do ostrzegania o początkowych postaciach lodu, rozwój technik przewidywania rozwoju zjawisk lodowych i systemów wczesnego ostrzegania,
- większą liczbę przypadków przechodzenia temperatury przez „zero”, skutkujące szybszym tempem niszczenia brzegów,
- zabezpieczenie przeciwpowodziowe miast leżących w ujściach rzek (w szczególności Gdańsk i Szczecin); wyliczone scenariusze nie wykluczają możliwości powstawania zatorów lodowych, które mogą zatopić miasto w ciągu kilkunastu godzin – należy więc nie likwidować lodołamaczy,
- właściwe gospodarowanie zasobami transportowymi.

Przedstawione scenariusze dla okresu 2081-2100, wskazujące na bardzo duże skrócenie okresu zalegania pokrywy lodowej, łącznie z jej możliwym całkowitym zanikiem, należy, ze względu na odległość czasową tych przewidywań, traktować z dużą dozą krytycyzmu. Rezultaty te pokazują jedynie, jakie mogą być konsekwencje symulowanego przez modele globalne wzrostu średniej temperatury powietrza spowodowanego przede wszystkim rosnącą koncentracją gazów cieplarnianych w atmosferze.

Należy podkreślić, że przedstawiona praca jest pierwszą próbą określenia zmian warunków zlodzenia na polskim wybrzeżu na podstawie globalnych modeli i scenariuszy emisyjnych. Nie należy jej traktować jako ścisłej prognozy na poszczególne sezony, ale uznać za próbę ustalenia tendencji zmian w XXI w. Należy pamiętać, że zarówno scenariusze emisyjne SRES, jak i globalne modele klimatu (np. ECHAM5), a tym samym również zaprezentowane scenariusze zmian występowania zlodzenia na polskim wybrzeżu i Bałtyku, są obarczone błędami wynikającymi z niedostatecznego jeszcze rozpoznania emisji wszystkich antropogenicznych gazów i aerozoli oraz ich wpływu na warunki klimatyczne w skali regionalnej i lokalnej. Otrzymane wyniki, zgodne co do charakteru przewidywanych zmian, pozwalają jednak na rozpoczęcie, opartych na rezultatach Projektu, prac do przygotowania strategii adaptacyjnej do zmian klimatu zlodzenia Bałtyku Południowego.

### **Literatura**

- Betin B., Preobrażenskij J., 1962, Surovost` zim v Evropie i ledowst Baltiki, Gidrometeoizdat, Leningrad
- Drużyński B., Paszkiewicz C., 1990, Metoda prognozowania surowości zim u polskich brzegów Bałtyku, Materiały Oddziału Morskiego IMGW, Gdynia
- Girjatowicz J.P., 1983, Stopień surowości zim i możliwość jego przewidywania na podstawie niektórych zjawisk fenologiczno-przyrodniczych, Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej w Szczecinie, 103, 65-73

- Girjatowicz J.P., Kożuchowski K., 1995, Contemporary changes of Baltic Sea ice, *Geographia Polonica*, 65, 43-50
- Girjatowicz J.P., Kożuchowski K., 1999, Variations of thermic and ice conditions in the Szczecin Lagoon region, w: A. Jarvet (red.), Publ. 2nd Workshop on the Baltic Sea Ice Climate, Dept. Geography, Univ. Tartu, 84, 69-73
- HELCOM, 2007, Climate Change in the Baltic Sea Area, HELCOM Thematic Assessment in 2007, *Baltic Sea Environment Proceedings*, 111, 52
- IPCC, 2007, Climate Change 2007: Synthesis Report, Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC, Genewa, 104
- Kalnay E. i in., 1996, The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437-471
- Kosłowski G., Glaser R., 1995, Reconstruction of the Ice Winter Severity since 1701 in the Western Baltic, *Clim. Change*, 31, 79-98
- Lendzion J., 2011, Działania zmierzające do określenia strategii adaptacyjnej Polski, Raport IMGW-PIB, niepublikowany
- Lorenc H., 2000, Studia nad 220-letnią (1779-1998) serią temperatury powietrza w Warszawie oraz ocena jej wiekowych tendencji, *Mat. Bad. IMGW, ser. Meteorologia – 31*, IMGW, Warszawa 104
- Marosz M. i in., 2011, Zmienność klimatu Polski od połowy XX wieku, *Rezultaty projektu KLIMAT, Prace i Studia Geograficzne*, 47, 51-66
- Miętus M., 1999, Rola regionalnej cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu warunków klimatycznych i oceanograficznych w polskiej strefie brzegowej Morza Bałtyckiego, *Mat. Bad. IMGW, ser. Meteorologia – 29*, IMGW, Warszawa, 157
- Nakićenović N., Swart R. (red.), 2000, IPCC Special Report on Emissions Scenarios, A Special Report of IPCC Working Group III, Cambridge University Press
- Niedźwiedz T., 2009, Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej – strona internetowa Uniwersytetu Śląskiego 2009, [klimat.wnoz.us.edu.pl/podstrony/kalendarztn.html](http://klimat.wnoz.us.edu.pl/podstrony/kalendarztn.html)
- Osuchowska-Klein B., 1978, Katalog typów cyrkulacji atmosferycznej, IMGW, Warszawa
- Pawłowska J. i in., 2000, Kalendarz typów cyrkulacji atmosferycznej wg J. Lityńskiego (1991-1999), IMGW, Warszawa
- Pruefer G., 1942, Die Eisverhältnisse in den deutschen und den ihnen benachbarten Ost- und Nordseegebieten, *Ann. d. Deut. Hydr. Mar. Met., H.II*
- Schmelzer N. i in. (w tym M. Sztobryn), 2008, Ice, In: State and Evolution of the Baltic Sea, 1952-2005, Leibniz Institute for Baltic Sea Research, Germany
- Seina A., Palosuo E., 1996, The classification of the maximum annual extent of ice cover in the Baltic Sea 1720-1995, Based on the material collected by Risto Jurva (winters 1720-1940) and material of the Ice service of the Finnish Institute of Marine research (winters 1941-1995), *Meri – Report Series of the Finnish Institute of Marine Research*, No. 27, 79-91
- Stanisławczyk I., Sztobryn M., Drużyński, B., 1995, Features of severity of winters at the Polish coast, IMGW report
- Stępniewska-Podrażka J., 1991, Kalendarz typów cyrkulacji atmosferycznej (1951-1990), IMGW, Warszawa
- Sztobryn M., 1994, Long-term changes in ice conditions at the Polish coast of the Baltic Sea, *Proc. IAHR Ice Symposium, Norwegian Inst. Techn.*, 345-354
- Sztobryn M., 2006, Warunki zlodzenia polskich wód przybrzeżnych 1955-2005, Raport z projektu IMGW – DS.-H7
- Sztobryn M., 2011a, Baltic Navigation in Ice in the Twenty First Century, In: *Miscellaneous Problems in Maritime Navigation. Transport and shipping*, CRC Press Balkema, Taylor & Francis Group, Londyn – New York – Leiden, 17-24

- Sztobryn M., 2011b, Severity of Sea Ice till 2100 – the Southern Baltic, Gukf of Finland and Gulf of Bothnia, *Oceanology*
- Sztobryn M., Stanisławczyk I., 2002, Changes of sea ice climate during the XX century – Polish coastal Waters, In: A. Omstedt, L. Axell (red.), *Fourth Workshop on the Baltic Sea Ice Climate*, Norrköping, Sweden, SMHI, *Oceanography*, 72, 69-76
- The BACC Author Team, 2008, *Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin*, Springer, 473
- von Storch H., Zwiers F., 2001, *Statistical Analysis in Climate Research*, Cambridge Univ. Press, 499
- Werner C.P., von Storch H., 1993, Interannual variability of Central European mean temperature in January-February and its relation to large-scale circulation, *Climate Research*, 3, 195-207
- Wilks D.S., 2008, *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, Second Edition, International Geophysics Series 91, Academic Press
- Wiśniewska A., 1991, Surowość zlodzenia polskiej strefy przybrzeżnej Bałtyku, *Inż. Morska i Geotechnika*, 2, 48-50

# **Zmiany wysokości falowania na Bałtyku Południowym w XXI wieku**

*Ewa Jakusik, Bartosz Czernecki, Michał Marosz,  
Michał Pilarski, Mirosław Miętus*

## **1. Wprowadzenie i cel prac**

W ostatnich latach zmiany zachodzące w systemie klimatycznym stały się przedmiotem wnikliwych badań wielu dyscyplin naukowych. Przykładem tego może być działalność oraz okresowe oceny wydawane przez IPCC. Podkreślić należy, iż dotychczasowe opracowania poświęcone temu zagadnieniu rzadko dotyczą szczegółowej analizy stanu oraz spodziewanych zmian klimatu w skali lokalnej. W znacznym stopniu ogranicza to możliwość wykorzystania uzyskanych rezultatów badań na potrzeby opracowania szczegółowej strategii działań adaptacyjnych. Przyczyną tego jest niewystarczająca rozdzielczość przestrzenna danych oraz niezadowalająca zdolność modeli do szczegółowego odwzorowywania procesów zachodzących w skali podgridowej.

Wzrost częstości występowania zjawisk o charakterze ekstremalnym znajduje potwierdzenie w monitoringach hydrologicznym i meteorologicznym w południowej części Morza Bałtyckiego, co zobowiązuje zarówno do zdefiniowania/opisania stanu obecnego, jak i określenia kierunku i charakteru spodziewanych zmian w XXI w. Jest to również podyktowane koniecznością przygotowania odpowiednich koncepcji adaptacyjnych oraz strategii działań przez odpowiednie organa administracji publicznej.

Celem prowadzonych badań jest analiza aktualnego zróżnicowania przestrzennego charakterystyk falowania w południowej części Morza Bałtyckiego, jak również oszacowanie, z wykorzystaniem modeli statystyczno-empirycznego downscalingu, spodziewanych zmian charakterystyk statystycznych (wybranych kwantyli: 50% oraz 95%) wysokości falowania całkowitego na Bałtyku Południowym. Nadmienić należy, iż za czynnik wymuszający przyjęto zmienność cech regionalnej cyrkulacji atmosferycznej w XXI w., symulowany przez globalny model klimatyczny – ECHAM5.

## 2. Zakres wykonanych prac

Realizacja zarysowanego celu odbyła się w kilku etapach i w najogólniejszym założeniu bazowała na modelowaniu parametrów funkcji gęstości prawdopodobieństwa wysokości fali całkowitej. W pierwszym etapie prac wyznaczono estymowane wartości miesięczne parametrów: skali ( $A$ ) oraz kształtu ( $k$ ) rozkładu Weibulla dla terminowych (co 3 h) wartości wysokości fali całkowitej ( $H_C$ ). Analiza obejmowała wielolecie 1988-1993 w sezonach: sztormowym (IX-III), bezsztormowym (IV-VIII) oraz w skali roku (I-XII). Następnie określono ilościowe relacje między polem regionalnym (SLP) a polem lokalnym parametrów opisujących kształt rozkładu wysokości fali całkowitej na podstawie metody korelacji kanonicznych (CCA, *Canonical Correlations Analysis*). Opracowane modele statystyczne zweryfikowano w oparciu o współczynniki korelacji między serią rzeczywistą a zrekonstruowaną na podstawie opracowanych modeli oraz różnice wartości współczynników kierunkowych równania trendu w obu seriach.

Wykorzystując zidentyfikowane ilościowe relacje między polem regionalnym a lokalnym, opracowano scenariusze zmian anomalii wartości mediany (kwantyl 50%) i ekstremalnych (kwantyl 95%) wysokości falowania całkowitego na Bałtyku Południowym w latach 2011-2030 oraz 2081-2100 dla wybranych scenariuszy emisyjnych (A1B, A2, B1) na podstawie symulacji modelu ECHAM-5. Wyniki przedstawiono w postaci map (w skali roku i sezonów) zmian średnich wartości kwantyla 50% oraz 95% w stosunku do okresu referencyjnego 1988-1993.

## 3. Metodyka prac

### 3.1. Rozkład Weibulla

Spśród rozkładów teoretycznych w celu dopasowania do empirycznego rozkładu wysokości fali najczęściej stosowany jest dwuparametryczny rozkład Weibulla [m.in. Jakusik 2006, Wilks 2008]. Zastosowanie wspomnianego rozkładu, opisanego parametrami skali ( $A$ ) i kształtu ( $k$ ), do opisu charakterystyk wysokości fali pozwala w odróżnieniu od posługiwania się wartościami bezwzględными na scharakteryzowanie badanego zjawiska w ujęciu probabilistycznym. Takie podejście jest szczególnie korzystne w przypadku badań modelowych dotyczących spodziewanych zmian klimatu, w których możliwość dowolnego definiowania prawdopodobieństwa wystąpienia zjawiska umożliwia zarówno detekcję wysokości fali o charakterze normalnym, anomalnym, jak również ekstremalnym. Oprócz wymienionych korzyści należy także wspomnieć o możliwości ekstrapolacji występujących wartości na podstawie uzyskanego przebiegu funkcji gęstości prawdopodobieństwa [Wilks 2008], co pozwala na analizę prawdopodobieństwa występowania wysokości falowania, które do tej pory nie były notowane. Rozkład Weibulla dla dodatnich wartości parametru skali ( $A$ ) i kształtu ( $k$ ) jest opisany funkcją gęstości prawdopodobieństwa (1) i dystrybuanty (2) w postaci [Mortensen i in. 2004]:

$$f(x) = \frac{k}{A} \left( \frac{H_C}{A} \right)^{k-1} \exp \left( - \left( \frac{H_C}{A} \right)^k \right) \quad (1)$$

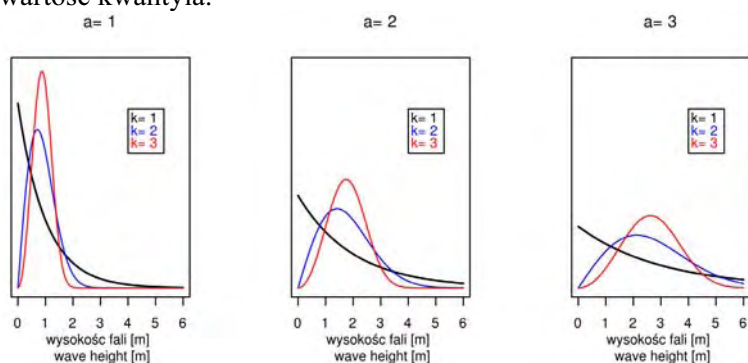
$$F(x) = \exp \left( - \left( \frac{H_C}{A} \right)^k \right) \quad (2)$$

gdzie:  $A$  – parametr  $A$  rozkładu Weibulla,  $k$  – parametr  $k$  rozkładu Weibulla,  $H_C$  – wysokość fali całkowitej.

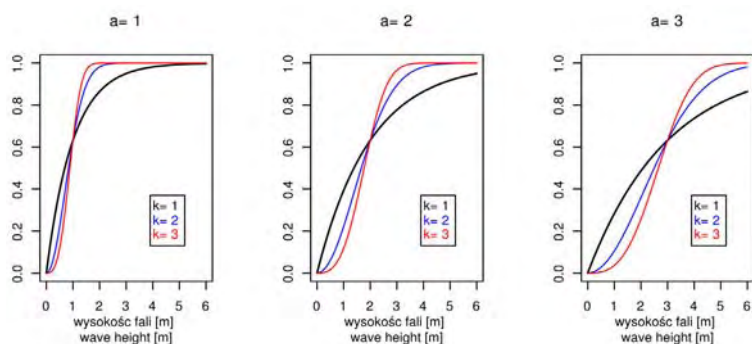
Wysokość fali o określonym prawdopodobieństwie wystąpienia może być zatem oszacowana na podstawie równania:

$$H_C = A \left( \ln \left( \frac{1}{1-q} \right)^{\frac{1}{k}} \right) \quad (3)$$

gdzie:  $q$  – wartość kwantyla.



Rys. 1. Rozkład gęstości prawdopodobieństwa rozkładu Weibulla dla wybranych wartości parametru skali ( $A$ ) i kształtu ( $k$ )



Rys. 2. Dystrybuanta rozkładu Weibulla dla wybranych wartości parametru skali ( $A$ ) i kształtu ( $k$ )



W zależności od przyjmowanych wartości parametrów  $A$  i  $k$  przebieg funkcji gęstości prawdopodobieństwa oraz dystrybuanty może się istotnie różnić (rys. 1, 2). Jak można zauważyć (rys. 1), parametr skali ( $A$ ) wskazuje w przybliżeniu na dominantę, a według niektórych autorów jest również proporcjonalny do wartości średniej [Stull 2000]. Natomiast parametr kształtu ( $k$ ) w przypadku funkcji gęstości prawdopodobieństwa (PDF) może wskazywać na stopień spłaszczenia rozkładu. Dla wartości parametru  $k=1$  wykres przedstawia zależność charakterystyczną dla funkcji wykładniczej, dla  $k=2$  przebieg funkcji jest zbliżony do funkcji Rayleigha, natomiast dla  $k=3$  uzyskiwana zależność jest podobna do znanej z rozkładu normalnego [Prمود 2011].

### 3.2. Statystyczno-empiryczny downscaling

Zastosowana metoda statystycznego downscalingu składa się z kilku etapów. W pierwszej kolejności jest określana statystyczna zależność między zmienną lokalną, w tym przypadku reprezentowaną przez parametry rozkładu Weibulla wysokości falowania, a wielkoskalowym polem wymuszenia opisanym przez zredukowane do poziomu morza ciśnienie atmosferyczne (SLP). Przeprowadzana analiza zmienności czasowo-przestrzennej obu pól została wykonana przy zastosowaniu techniki empirycznych funkcji własnych (*Empirical Orthogonal Function*, EOF), na podstawie których skonstruowano model statystyczno-empirycznych funkcji przejścia między polem regionalnym i lokalnym, wykorzystując do tego celu metodę kanonicznych korelacji (*Canonical Correlation Analysis*, CCA). Szczegółowy opis zastosowanego aparatu matematycznego metody oraz dyskusję poświęconą interpretacji wyników można znaleźć m.in. w pracach Barnetta i Preisendorfera [1987], von Storcha i Zwiersa [2001], Miętusa i Filipiaka [2002] oraz Wilksa [2008].

Jakość utworzonego modelu kanonicznych korelacji (CCA) określono przez wykonanie rekonstrukcji serii danych pola lokalnego w latach 1988-1993. Porównanie otrzymanej serii z wartościami rzeczywistymi pozwoliło na wyznaczenie wartości współczynnika korelacji. Dodatkowo dla wszystkich analizowanych punktów w serii rzeczywistej i rekonstruowanej zostały wyznaczone wartości współczynników kierunkowych równania trendu w celu określenia stopnia zbieżności między kierunkami ewentualnych zmian występujących w obu seriach.

Zdefiniowane relacje między polem wymuszenia a polem lokalnym w modelu kanonicznych korelacji (CCA) wykorzystano następnie do obliczenia spodziewanych wartości kwantyla 0,50 i 0,95 wysokości falowania w latach 2011-2030 i 2081-2100. Jako pole regionalne (wymuszenia) wykorzystano wartości pierwszej symulacji (run 1) pola ciśnienia (SLP) pozyskanego z globalnego modelu cyrkulacji atmosfery ECHAM-5 dla wybranych scenariuszy emisyjnych (A1B, A2 oraz B1) [Roeckner i in. 2003]. Różnice między wartościami SLP z symulacji kontrolnej (20C3M) modelu globalnego a wartościami SLP z reanalizy reprezentującymi realną zmienność warunków klimatycznych zostały uwzględnione przez obliczenie wartości poprawki (na tzw. *dryft* modelu dynamicznego) dla obliczonych wartości

scenariuszowych w obu analizowanych okresach XXI w., uzyskując ostateczny obraz spodziewanych zmian klimatu falowania w południowej części Morza Bałtyckiego.

#### 4. Informacje o danych

Do opracowania charakterystyk falowania wykorzystano dane z symulacji hybrydowym, dwuwymiarowym modelem w przybliżeniu płytkiej wody HYPAS, rozwijanego w GKSS Forschungszentrum w Geesthacht k. Hamburga [Gayer i in. 1995, Lampe 1998]. W opracowaniu zestawiono wartości miesięczne estymowanych parametrów rozkładu Weibulla opisujących zmienność wysokości fali w 293 punktach gridowych na Bałtyku Południowym (rys. 3). Wspomniany *hindcast* modelu HYPAS przeprowadzono dla okresu od lutego 1988 r. do marca 1993 r., otrzymując dane z rozdzielczością czasową 3 h [Jakusik i in. 2011], co pozwala na wyznaczenie wieloletnich statystyk opisujących pole falowania, zgodnie z wytycznymi przyjętymi przez Marine Climatological Summary Scheme [MCSS WMO-No.558 1990 i WMO-No.781 1994, Jakusik 2006]. Warto podkreślić, iż seria danych dotyczących falowania z modelu HYPAS z okresu 1988-1993 z krokiem czasowym co 3 h odpowiada 40-letniej serii obserwacyjnej (przy założeniu dobowej rozdzielczości czasowej). Analizy przeprowadzono oddzielnie dla dwóch sezonów: sztormowego (IX-III), bezsztormowego (IV-VIII) oraz w skali roku [Miętus, von Storch 1997].

Regionalne pole wymuszenia w modelu statystyczno-empirycznym (SLP) pozyskano z reanalizy NCEP/NCAR [Kalnay i in. 1996]. Przyjęty obszar pola regionalnego objął zasięgiem rejon północnego Atlantyku i Europy pomiędzy 50°W a 40°E i 35°N a 75°N z rozdzielczością przestrzenną danych 2,5° x 2,5°. Analogiczna domena przestrzenna danych dotyczących ciśnienia atmosferycznego została pozyskana z dynamicznego modelu klimatycznego ECHAM-5. Jego rozdzielczość przestrzenną dostosowano do danych wsadowych z reanalizy NCEP/NCAR. Wykorzystany zakres czasowy objął zarówno dwudziestowieczną symulację kontrolną, jak i docelowe okresy analizy dla lat: 2011-2030 i 2081-2100.

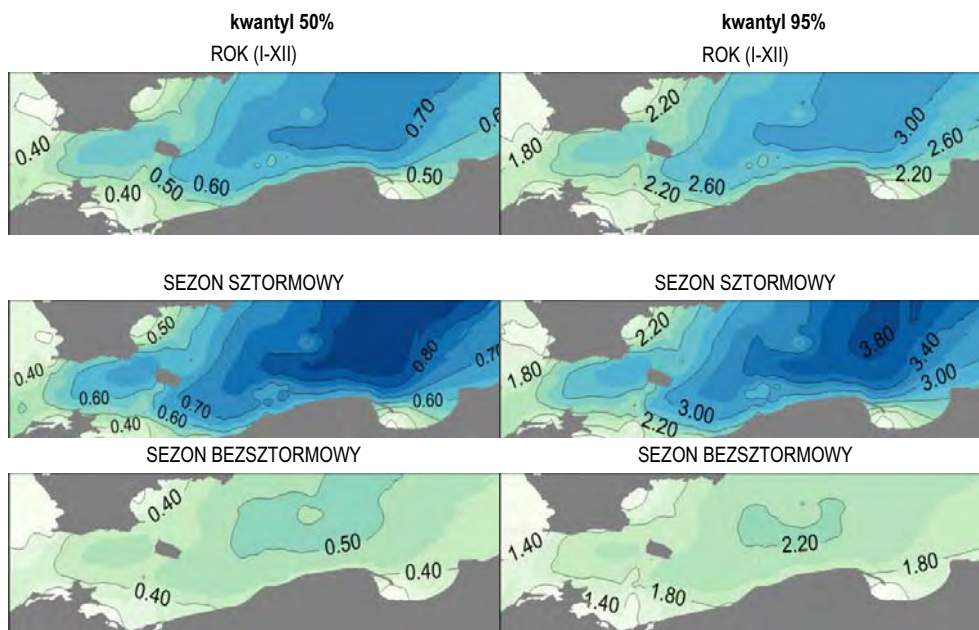


Rys. 3. Rozkład przestrzenny punktów gridowych w modelu HYPAS

## 5. Diagnoza stanu

### 5.1. Rozkład przestrzenny wartości kwantyla 50% i 95% wysokości falowania całkowitego (m) w południowej części Morza Bałtyckiego

Uzyskane wartości zróżnicowania przestrzennego parametrów rozkładu Weibulla pozwoliły na określenie wysokości fali o prawdopodobieństwie przekroczenia równym 5% (kwantyl 0,95) oraz 50% (kwantyl 0,50 – mediana). Rozkład wartości kwantyla 50% i 95% wysokości falowania całkowitego w skali roku (rys. 4) pokazuje, że największe wartości analizowanych wskaźników występowały w centralnej części Wschodniego Basenu Gotlandzkiego, a najmniejsze na obszarze akwenu położonego między Rugią, Zelandią i południową Skandynawią. W sezonie sztormowym największe średnie wartości analizowanych kwantyli uzyskano z obliczeń dla rejonów Głębi Gotlandzkiej i Głębi Gdańskiej oraz nieco mniejsze dla Głębi Bornholmskiej, a najmniejsze – dla części zachodniej Bałtyku. W sezonie bezsztormowym największe wysokości falowania występują w Centralnym Basenie Głębokim, a poczynając od tego akwenu w kierunku zachodnim zachodzi stopniowe zmniejszanie się tych wartości. Możemy zauważyć, iż najmniejsze wartości kwantyli uzyskano (zarówno w skali roku, jak i sezonów) w zachodniej części Bałtyku, co może być spowodowane obecnością Bornholmu i przyległych do niej płytczn, które utrudniają lub całkowicie uniemożliwiają transfer energii falowania



Rys. 4. Rozkład przestrzenny wartości kwantyla 50% i 95% wysokości falowania całkowitego (m) w południowej części Morza Bałtyckiego w latach 1988-1993

z centralnych, głębokowodnych akwenów Bałtyku. Według Paszkiewicza [1989] podobną rolę spełniają również ławice: Słupska i Odrzańska, gdyż ich niewielkie głębokości rozpraszają część energii falowania, której ograniczenie powoduje z kolei zmniejszenie falowania u wybrzeży.

## 5.2. Związek zmienności wysokości falowania całkowitego opisanego parametrami rozkładu Weibulla na Bałtyku południowym z regionalną cyrkulacją atmosferyczną nad Europą i północnym Atlantykiem

Analizę zmienności czasowo-przestrzennej parametrów rozkładu Weibulla opisującej zależność wysokości falowania całkowitego od cyrkulacji atmosferycznej nad Europą i północnym Atlantykiem wykonano z wykorzystaniem metody kanonicznych korelacji (CCA), bazując na wcześniej wyznaczonych wartościach empirycznych funkcji własnych dla obu omawianych pól. Wykorzystanie wyróżnionych wzorców rozkładu ciśnienia atmosferycznego pozwala zdiagnozować zarówno główne czynniki wpływające na pole wysokości falowania na Bałtyku, a więc prędkość i kierunek wiatru, determinującą rozbieg fali oraz ilość energii przekazywanej środowisku wodnemu.

Dla parametru skali ( $A$ ) rozkładu Weibulla otrzymano po 3 pary map kanonicznych w sezonie sztormowym i w skali roku oraz 4 pary map kanonicznych w sezonie bezsztormowym. Mapy pola lokalnego wyjaśniają łącznie 96,97% zmienności w sezonie bezsztormowym do ok. 98,00% w sezonie sztormowym, jak i w skali roku, natomiast mapy pola regionalnego wyjaśniają odpowiednio 47,71%, 63,66% oraz 57,08% wariancji.

Tab. 1. Wyjaśniana wariancja (%) oraz współczynniki korelacji kanonicznej ( $r$ ) regionalnego pola barycznego (SLP) oraz parametru skali  $A$  rozkładu Weibulla (%) w latach 1988-1993

Sezon		CCA1	CCA2	CCA3	CCA4	Suma
Bezsztormowy	$r$	0,92	0,74	0,64	0,30	-
	var $A$	3,88	5,15	76,91	11,03	96,97
	var SLP	25,29	11,68	6,10	4,64	47,71
Sztormowy	$r$	0,89	0,74	0,50	-	-
	var $A$	8,10	64,19	25,84	-	98,13
	var SLP	29,22	27,34	7,10	-	63,66
Rok	$r$	0,85	0,73	0,41	-	-
	var $A$	5,91	52,92	39,09	-	97,92
	var SLP	25,72	21,77	9,59	-	57,08

Dla parametru kształtu ( $k$ ) otrzymano w każdym z analizowanych sezonów po 7 par map kanonicznych. Mapy pola lokalnego wyjaśniają łącznie 95,03% wariancji w skali roku oraz ponad 96% w ujęciu sezonowym. Zmienność pola regionalnego jest wyjaśniana w 86,99% w sezonie bezsztormowym, 90,43% w skali roku oraz 96,43% w sezonie sztormowym.

Uzyskane rezultaty wskazują na duże różnice między przestrzenią sygnału a odpowiedzią pola lokalnego, zwłaszcza w przypadku parametru skali ( $A$ ). Wyjaśniana wariancja pola ciśnienia jest w sezonie bezsztormowym blisko o 50% większa niż pola lokalnego. Natomiast w sezonie sztormowym, w którym pole ciśnienia cechuje się większymi poziomymi gradientami ciśnienia, różnica wariancji zmniejsza się do 34,5%. Tak dużych dysproporcji nie stwierdzono dla parametru kształtu, dla których maksymalne różnice nie przekraczają 10% (tab. 1, 2). Największe wartości wariancji pola lokalnego dla parametru skali ( $A$ ) stwierdzono dla drugiej pary map, z wyjątkiem sezonu bezsztormowego (3 para), natomiast dla parametru skali jest to 5 (sezon bezsztormowy) i 4 (rok, sezon sztormowy) para map.

Tab. 2. Wyjaśniana wariancja (%) oraz współczynniki korelacji kanonicznej ( $r$ ) regionalnego pola barycznego (SLP) oraz parametru kształtu  $k$  rozkładu Weibulla (%) w latach 1988-1993

Sezon		CCA1	CCA2	CCA3	CCA4	CCA5	CCA6	CCA7	Suma
Bezsztormowy	R	0,94	0,82	0,75	0,60	0,46	0,43	0,34	-
	var $k$	9,97	17,19	3,90	13,43	26,43	9,10	16,19	96,21
	var SLP	8,24	14,96	8,15	7,21	15,43	22,13	10,87	86,99
Sztormowy	R	0,92	0,81	0,66	0,61	0,33	0,20	0,05	-
	var $k$	17,43	6,84	20,92	39,41	4,65	3,84	3,51	96,60
	var SLP	41,43	15,06	4,51	4,31	11,00	10,57	9,55	96,43
Rok	R	0,82	0,67	0,50	0,47	0,21	0,10	0,06	-
	var $k$	16,66	15,27	2,90	37,19	7,81	3,33	11,87	95,03
	var SLP	27,65	21,13	4,69	5,51	8,99	14,37	8,09	90,43

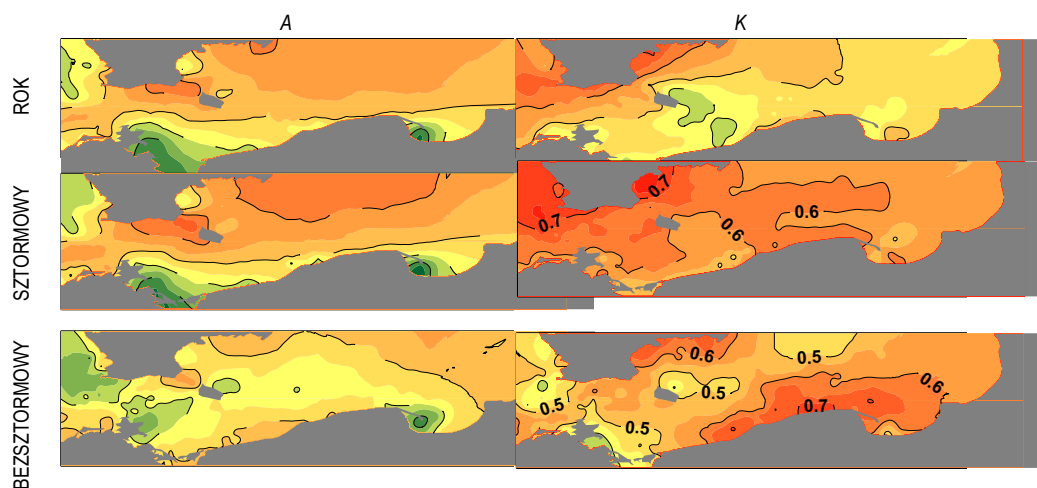
Warto także wspomnieć o dużych wartościach współczynników korelacji kanonicznych uzyskanych dla pierwszych 2-3 map w przypadku parametru skali ( $A$ ) oraz pierwszych 3-4 par map w przypadku parametru skali ( $k$ ), co zdaje się potwierdzać istnienie fizycznej relacji między cyrkulacją atmosferyczną a zmiennością wysokości falowania na Bałtyku Południowym.

### 5.3. Weryfikacja modeli statystyczno-empirycznego downscalingu

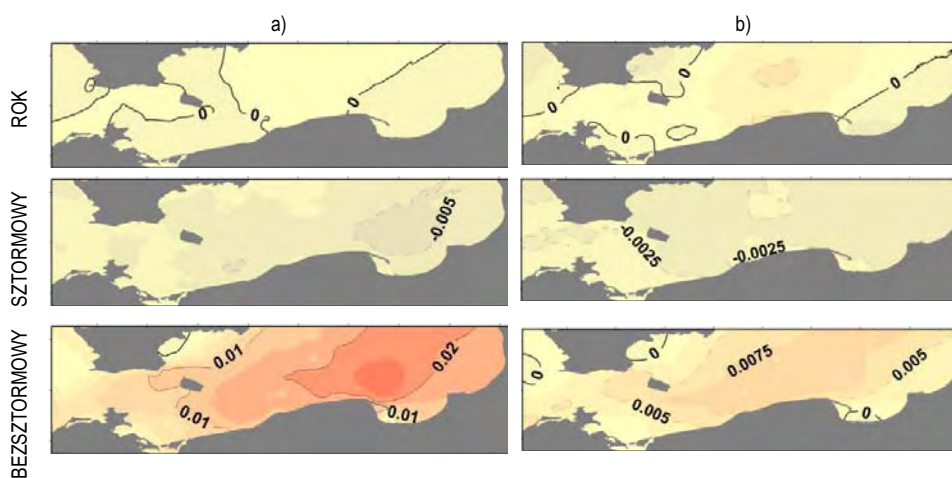
Jakość skonstruowanych modeli statystyczno-empirycznego downscalingu została określona za pomocą współczynnika korelacji Pearsona między serią obserwacyjną (model HYPAS) a zrekonstruowaną przez model, a także przez porównanie zmienności długookresowej – współczynniki trendu. Określenie jakości stworzonych modeli jest zagadnieniem kluczowym w kontekście określenia charakteru spodziewanych zmian wysokości falowania na Bałtyku Południowym w wybranych okresach XXI w.

W przypadku parametru ( $A$ ) najmniejsze wartości współczynnika korelacji w polskiej strefie brzegowej występują w każdym z analizowanych okresów we wschodniej części Zatoki Gdańskiej, gdzie omawiany wskaźnik nie przekracza wartości 0,40. W sezonie sztormowym oraz w skali roku również małe wartości są charakterystyczne dla rejonu Zatoki Pomorskiej, gdzie zawierają się między 0,25

i 0,35. W środkowej części Wybrzeża uzyskane wartości współczynnika korelacji są zbliżone do uzyskiwanych w środkowej części Południowego Bałtyku wynosząc ok. 0,50 (rys. 5).



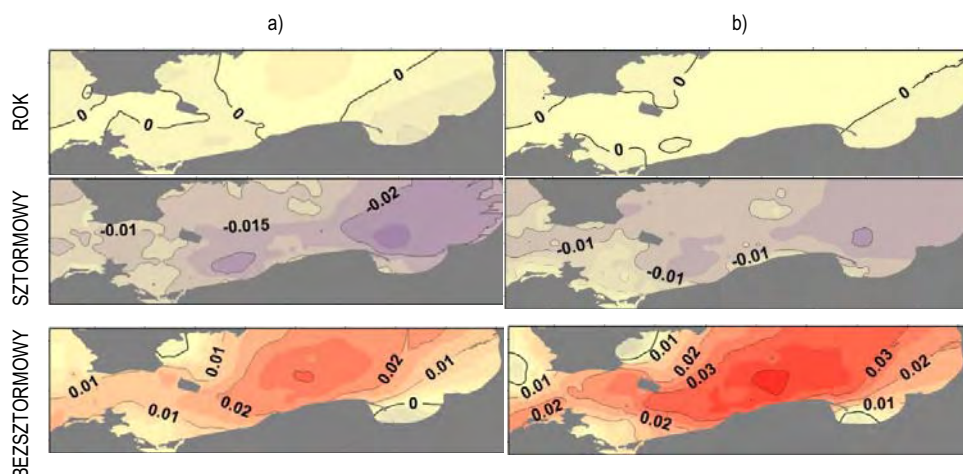
Rys. 5. Wartość współczynnika korelacji między serią obserwacyjną i zrekonstruowaną w okresie 1988-1993 dla parametrów  $A$  i  $k$  rozkładu Weibulla



Rys. 6. Porównanie wyznaczonych trendów liniowych wartości kwantyla 50% wysokości fali całkowitej dla serii obserwacyjnej (a) i zrekonstruowanej (b)

Zdecydowanie lepszej jakości modele uzyskano dla parametru kształtu ( $k$ ), dla których współczynniki korelacji w zależności od sezonu wynoszą od 0,40 (Zatoka Pomorska, w skali roku) do 0,60, a lokalnie nawet do 0,70 (okolice Łeby, sezon bezsztormowy), co może wskazywać na zdecydowanie lepsze odzwierciedlenie przez stworzone modele charakterystyki czasowej zmienności falowania niż samej wysokości fali (rys. 5).

W ocenie możliwości odtwarzania zmian długookresowych (ich kierunku, jak i wartości) posłużono się współczynnikiem trendu liniowego obliczonym na podstawie obserwowanych i rekonstruowanych parametrów rozkładu Weibulla w okresie referencyjnym przeliczonych do wartości kwantyli 0,50 i 0,95 wysokości falowania całkowitego (rys. 6, 7).



Rys. 7. Porównanie wyznaczonych trendów liniowych wartości kwantyla 95% wysokości fali całkowitej dla serii obserwacyjnej (a) i rekonstruowanej (b)

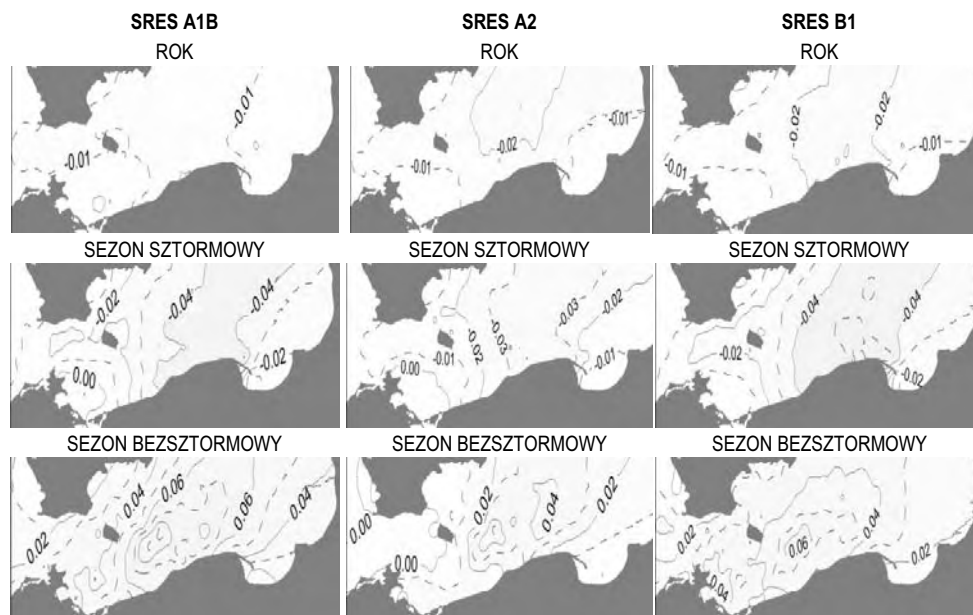
Jak wynika z uzyskanych map rozkładu przestrzennego wyznaczonych wartości trendów liniowych dla obu analizowanych kwantyli, stworzone modele pozwalają na poprawne określenie kierunku obserwowanych zmian w analizowanym wieloleciu. Zmienność przestrzenna wyznaczonych kierunków zmian jest porównywalna dla obu rozpatrywanych serii. Zauważalna jest jednak różnica w ich amplitudzie, która w przypadku wartości modelowych jest często nieznacznie niedoszacowana. Mimo to należy uznać, iż stworzone modele w znacznym stopniu pozwalają na poprawne określenie tendencji obserwowanych zmian na obszarze analizy, umożliwiając konstrukcję warunków przyszłych na podstawie symulacji scenariuszowych wykonanych dynamicznymi modelami klimatu.

## 6. Spodziewane zmiany wysokości fali całkowitej w XXI wieku

W skali roku w okresie 2011-2030 we wszystkich scenariuszach opartych na symulacji modelem ECHAM5 należy oczekiwać niewielkiego spadku (w stosunku do okresu referencyjnego 1988-1993) wartości mediany wysokości fali całkowitej w południowej części Morza Bałtyckiego (rys. 8). Według wszystkich scenariuszy emisyjnych największe zmiany będą we Wschodnim Basenie Bornholmskim i Wschodnim Basenie Gotlandzkim i w zasadzie nie powinny przekroczyć 0,02 m.

W ostatnim dwudziestolecu XXI w. wzrost wartości kwantyla 50% wysokości falowania całkowitego jest również niewielki, jakkolwiek wyraźniej zróżni-

cowany przestrzennie (rys. 10). Największy przyrost nastąpi w przypadku scenariusza A2, a wartości anomalii przekroczą 0,06 m. Dla porównania Według dwóch pozostałych scenariuszy emisyjnych, tj. A1B i B1, wartość rozpatrywanego elementu w końcowym dwudziestoleciu XXI wieku winna być większa odpowiednio ok. 0,04 m i 0,03 m. Największe zmiany będą dotyczyć Głębi Gdańskiej.



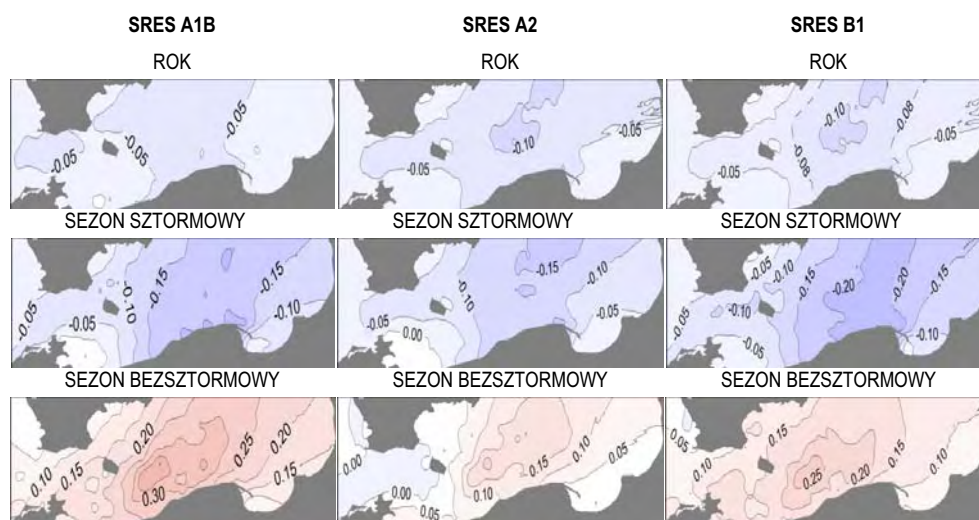
Rys. 8. Spodziewane zmiany kwantyla 50% wysokości falowania całkowitego (m) w latach 2011-2030 w skali roku i sezonach w odniesieniu do okresu 1988-1993 na podstawie statystyczno-empirycznego downscalingu (CCA) ECHAM5

W przypadku sezonów zarysowuje się silne zróżnicowanie zarówno co do charakteru, jak i tempa spodziewanych zmian kwantyla 50% wysokości falowania całkowitego w południowej części Morza Bałtyckiego. W sezonie sztormowym wszystkie scenariusze emisyjne sygnalizują w obu podokresach XXI w. spadek wartości omawianego wskaźnika w przeważającej części analizowanego obszaru badań (rys. 8, 10). W okresie 2011-2030 największych zmian należy spodziewać się we Wschodnim Basenie Gotlandzkim, gdzie mogą one sięgać w zależności od ścieżki emisyjnej od 0,03 m (A2) do 0,05 m (B1). Jedyne w przypadku scenariusza A1B i B1 w rejonie Zatoki Pomorskiej nie należy spodziewać się zmiany wartości wskaźnika w odniesieniu do okresu referencyjnego. Pod koniec XXI w. uzyskane rezultaty symulacji dają zróżnicowany obraz spodziewanych zmian dla wartości kwantyla 50% wysokości falowania całkowitego w południowej części Morza Bałtyckiego (rys. 10). W przypadku scenariusza A1B i B1 należy spodziewać się wzrostu wartości rozważanego elementu w rejonie Zatoki Gdańskiej i w południowej części Basenu Bornholmskiego. Według ścieżki emisyjnej A2 największy przyrost (przekraczający 0,03 m) nastąpi w rejonie Zatoki Pomorskiej, jak i Zatoki Gdańskiej oraz w południowej części Basenu Bornholmskiego i we Wschodnim



Basenie Gotlandzkim. Na pozostałym obszarze w przypadku wszystkich scenariuszy emisyjnych nastąpi zmniejszenie wysokości fali.

W sezonie bezszstormowym rezultaty symulacji zmian wartości kwantyla 50% wysokości falowania całkowitego w każdym z trzech rozpatrywanych scenariuszy emisyjnych wskazują na systematyczny wzrost wartości analizowanego elementu w stosunku do przyjętego okresu referencyjnego 1988-1993 (rys. 8, 10). Należy przy tym podkreślić, iż zmiany te są o wiele wyraźniejsze niż w przypadku roku oraz sezonu szstormowego. Obszarem najsilniejszego wzrostu średniej wartości kwantyla 50% wysokości falowania w południowej części Morza Bałtyckiego jest Wschodni Basen Bornholmski, a dokładnie rejon Głębi Bornholmskiej. Najmniej wartość omawianego kwantyla powinna wzrosnąć w Zatoce Gdańskiej oraz w Zachodnim Basenie Bornholmskim i u wschodnich wybrzeży Szwecji. W podokresie 2011-2030 wzrost wartości elementu nie powinien być większy niż 0,08 m według scenariusza A1B. Można spodziewać się, że w końcowym dwudziestolecu XXI wieku wartość rozpatrywanego kwantyla będzie większa o ponad 0,10 m.

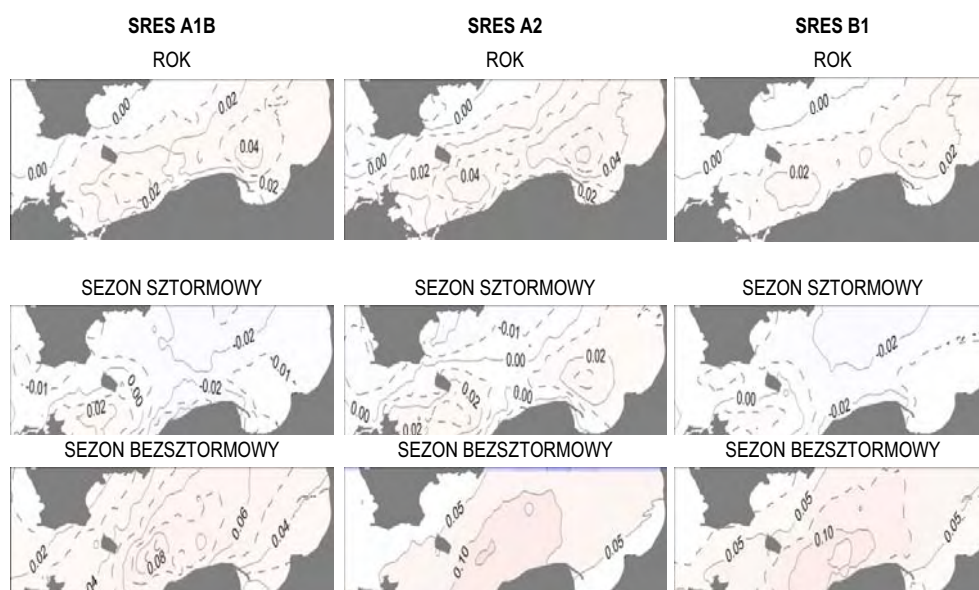


Rys. 9. Spodziewane zmiany kwantyla 95% wysokości falowania całkowitego (m) w latach 2011-2030 w skali roku i sezonach w odniesieniu do okresu 1988-1993 na podstawie statystyczno-empirycznego downscalingu (CCA) ECHAM5

Spodziewane zmiany kwantyla 95% wysokości falowania całkowitego w latach 2011-2030, w skali roku, w odniesieniu do okresu 1988-1993 dla analizowanych scenariuszy emisyjnych będą niewielkie i z reguły nie przekroczą 0,10 m (rys. 9). Generalnie należy zaznaczyć, iż w przypadku wszystkich scenariuszy emisyjnych największych zmian (spadków) należy spodziewać się wzdłuż granicy między Wschodnim Basenem Bornholmskim a Wschodnim Basenem Gotlandzkim.

W ostatnim dwudziestolecu XXI w. spodziewane zmiany kwantyla 95% wysokości falowania wskazują na nieznaczne wzrosty wartości analizowanego

wskaźnika w odniesieniu do okresu referencyjnego 1988-1993 (rys. 11). Największe wzrosty rozpatrywanego elementu są spodziewane w rejonie Głębi Gdańskiej i mogą przekraczać 0,20 m (SRES: A2). Warto podkreślić, iż wzdłuż wybrzeży Szwecji spodziewane zmiany wskaźnika najprawdopodobniej utrzymają się na poziomie z uwzględnianego okresu referencyjnego, czyli będą oscylować wokół wartości 0 m.

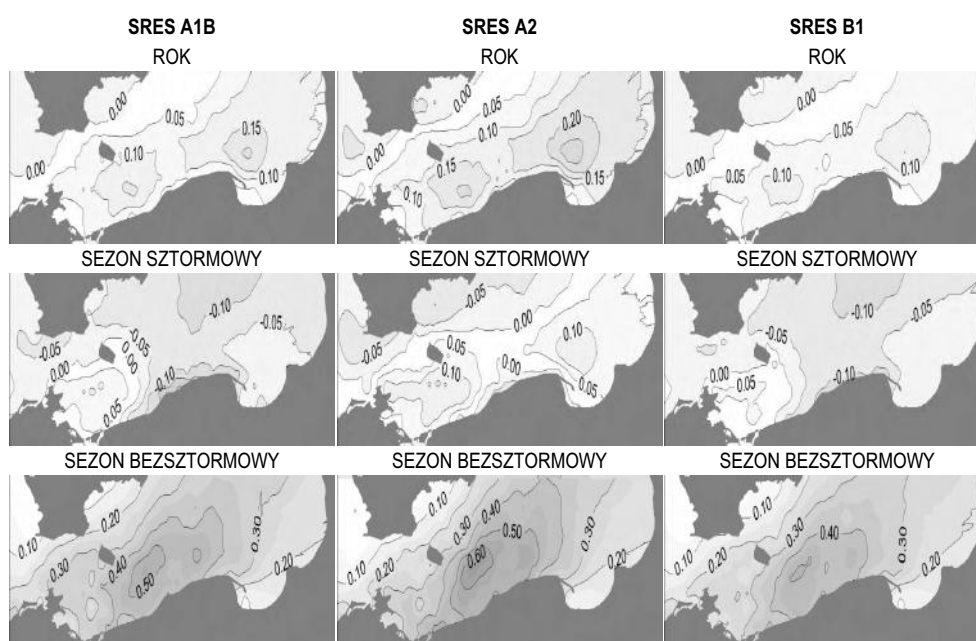


Rys. 10. Spodziewane zmiany kwantyla 50% wysokości falowania całkowitego (m) w latach 2081-2100 w skali roku i sezonach w odniesieniu do okresu 1988-1993 na podstawie statystyczno-empirycznego downscalingu (CCA) ECHAM5

W sezonie sztormowym niemal na całym obszarze badań w dwudziestoleciu 2011-2030 są spodziewane nieznaczne (do 0,20 m) spadki wartości kwantyla 95% wysokości fali całkowitej (rys. 9). Najslabiej zaznaczają się one w pobliżu wybrzeży, najsilniej w otwartym morzu. Obraz zróżnicowania przestrzennego jest bardzo zbliżony w przypadku wszystkich analizowanych scenariuszy, przy czym najmniejsze zmiany wartości analizowanego wskaźnika są spodziewane w Zatoce Pomorskiej oraz w Zachodnim Basenie Bornholmskim i u wschodnich wybrzeży Szwecji, a największe w centralnej części Wschodniego Basenu Gotlandzkiego (rys. 9). W ostatnim dwudziestoleciu XXI w. zakres spodziewanych zmian ekstremów falowania znacznie się zmniejszy i w przypadku scenariuszy emisyjnych A1B oraz B1 można się spodziewać spadku wartości o nieco ponad 0,10 m (ujemny znak anomalii dla większości obszaru badań). W przypadku scenariusza emisyjnego A2 spadki wysokości fali nie powinny przekroczyć 0,05 m (rys. 11).

W sezonie bezsztormowym w całym analizowanym obszarze wyraźnie zaznaczają się wzrosty wartości kwantyla 95% wysokości fali całkowitej. W przypadku

dwóch analizowanych wieloleci największe zmiany rozważanego wskaźnika są spodziewane w centralnej części Wschodniego Basenu, dokładnie w rejonie Głębi Bornholmskiej, a najmniejsze w Zachodnim Basenie Bornholmskim i wzdłuż południowo-wschodnich wybrzeży Szwecji oraz w zatokach. W podokresie 2011-2030 (rys. 9) najmniejsze zmiany (wzrosty) są spodziewane według scenariusza A2 ( $> 0,15$  m), a największe według scenariusza A1B ( $> 0,30$  m). W ostatnim dwudziestolecu XXI w. w sezonie bezszstormowym spodziewane zmiany kwantyla 95% wysokości falowania całkowitego będą wyraźniej zaznaczone niż w okresie 2011-2030 (rys. 11). Najbardziej zaznaczy się to w przypadku scenariusza A2 i B1, gdzie anomalie najprawdopodobniej przekroczą 0,50 m i będą o ponad 0,25 m wyższe w stosunku do wcześniej analizowanego okresu. Anomalie notowane w przypadku scenariusza A1B tylko nieznacznie odbiegają od wielolecia 2011-2030.



Rys. 11. Spodziewane zmiany kwantyla 95% wysokości falowania całkowitego (m) w latach 2081-2100 w skali roku i sezonach w odniesieniu do okresu 1988-1993 na podstawie statystyczno-empirycznego downscalingu (CCA) ECHAM5

Przedstawione spodziewane anomalie wysokości falowania całkowitego wskazują na kierunki zmian zachodzące w hydrografii basenu Południowego Bałtyku, przy czym należy pamiętać, iż uzyskane wyniki symulacji nie uwzględniają lokalnych czynników zmienności klimatu falowania oraz możliwych zmian własności fizycznych elementów kształtujących wysokość fali. Warto podkreślić, iż wielkość fali zależy od czynnika wymuszającego – wiatru, ale również od ukształtowania poziomego danej części morza, profilu dna, wymiaru basenu itd. Ponadto wzrost prawdopodobieństwa pojawienia się wyższych fal może jednocześnie

wskazywać na zmiany w dynamice występowania zjawisk o charakterze ekstremalnym w tym rejonie Bałtyku.

## **7. Wnioski i strategia działań**

Klimat falowania w południowej części Morza Bałtyckiego w latach 2011-2030 bez względu na analizowany scenariusz emisyjny nie ulegnie większym zmianom w porównaniu do wartości z okresu referencyjnego (1988-1993). Przedstawiony na rys. 8 rozkład przestrzenny mediany (kwantyl 50%) wysokości fali w skali roku oraz w sezonie sztormowym wskazuje na niewielkie spadki wartości na większości obszaru analizy. Jednocześnie wszystkie scenariusze w sezonie bezsztormowym przewidują wzrost wysokości fali od 0,01 m do 0,07 m. Podobna sytuacja jest dla wartości kwantyla 95% (rys. 9), gdzie również tylko w tym sezonie wszystkie scenariusze wskazują na wzrost wartości falowania maksymalnego (do ok. 0,30 m wg A2), natomiast w skali roku, jak i w sezonie sztormowym dominujący jest udział anomalii ujemnych.

Uzyskane rezultaty wskazują na pewne przesunięcie czasowe występowania dużych wartości wysokości fal, charakterystycznych dotychczas przede wszystkim w sezonie sztormowym, na pozostałe miesiące, co potwierdzają ostatnie lata, w których były notowane wezbrania sztormowe na polskim wybrzeżu, m.in. w okresie wiosennym. Wydłużenie okresu występowania sytuacji anomalnych w klimacie falowania na Południowym Bałtyku jest niewątpliwie czynnikiem niekorzystnym z punktu widzenia żeglugi morskiej – może powodować zwiększenie trudnień dla rybołówstwa (przede wszystkim małych jednostek dominujących w ogólnej strukturze polskiej floty połowowej), transportu i ruchu pasażerskiego, w tym także związanego z sezonową obsługą ruchu turystycznego.

Większy zakres spodziewanych zmian dotyczy jednak przede wszystkim drugiej połowy XXI w. Silne wzrosty wysokości fali zarówno dla kwantyla 50%, jak i 95% występują ponownie przede wszystkim w odniesieniu do sezonu bezsztormowego przekraczając w polskiej strefie brzegowej wartości odpowiednio 0,10 m – dla kwantyla 50% i 0,50 m – dla kwantyla 95% (wg A2). Potwierdza to omówione wcześniej przesunięcie czasowe możliwego występowania fali o wysokości anomalnej na miesiące dotychczas klasyfikowane jako bezsztormowe. Tak znaczny przyrost wysokości fali, zwłaszcza podczas wezbrań sztormowych, oprócz zagrożeń na otwartym morzu wywołuje również daleko idące konsekwencje w strefie brzegowej. Dotyczą one m.in. wzrostu zagrożenia erozją brzegów morskich, zwiększeniem się nakładów związanych ze stabilizacją klifów morskich w związku z naruszaniem struktury ich podstawy, czy też zapewnieniem dodatkowych zabezpieczeń infrastruktury portowej oraz wzrostem kosztów ich utrzymania. Równie istotne może się okazać podjęcie działań dotyczących przeciwdziałaniu skutków cofek, które najprawdopodobniej również będą pojawiać się z większą intensywnością niż dotychczas wskutek podniesienia się poziomu wód Bałtyku i zwiększonej wysokości fali średniej i o charakterze anomalnym.

Już obecnie coraz częściej dają o sobie znać poważne zagrożenia związane z morzem. W związku z tym wczesne przyjęcie zaktualizowanych założeń adaptacyjnych wobec zmian klimatu znacznie zmniejszy koszty szkód poniesionych w przyszłości. Niezbędne jest więc przygotowanie strategii adaptacji na wszystkich poziomach administracji – od lokalnego po międzynarodowy. W przypadku zagrożeń związanych z morzem niezbędne jest również przystosowanie nadmorskiej infrastruktury przeciwpowodziowej.

Mimo że inwestycje w budowę hydrotechniczne (np. falochrony, opaski) są kapitałochłonne, to jednak są one zdecydowanie mniej kosztowne od zniszczeń, jakie mogą wywołać ekstremalne zjawiska pogodowe, takie jak gwałtowne sztormy z towarzyszącymi im ekstremalnymi wysokościami fal.

Dlatego też powinno się uwzględniać spodziewane zmiany klimatu, w tym wysokości falowania na Bałtyku, i w związku z tym należałoby:

- prowadzić monitoring wybranych elementów środowiska obejmujący wczesne ostrzeganie przed spodziewanymi przekroczeniami norm,
- w sposób ciągły aktualizować obecną strategię ochrony brzegów morskich,
- podejmować programy badawcze i wdrożeniowe związane z oceną wpływu globalnych zmian klimatu stanowiących źródło zagrożeń strefy brzegowej.

#### Literatura

- Barnett T.P., Preisendorfer R., 1987, Origins and levels of monthly and seasonal forecast skills for United States surface air temperatures determined from canonical correlation analysis, *Mon. Wea. Rev.* 115, 1825-1850
- Gayer G., Günter H., Winkel N., 1995, Wave climatology and extreme value analysis for the Baltic Sea area off the Warnemünde harbour entrance, *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 47, 2, 109-130
- Jakusik E., 2006, Charakterystyka falowania w południowej części Morza Bałtyckiego, *Mat. Bad. IMGW, ser. Hydrologia i Oceanologia – 32*, IMGW, Warszawa
- Jakusik E., Czernecki B., Marosz M., 2011, Wykorzystanie parametrów funkcji gęstości prawdopodobieństwa w modelowaniu wysokości falowania całkowitego, *Acta Geographica Silesiana*, 1, nr specjalny, 29-34
- Jakusik E. i in. 2010, Zmiany poziomu morza wzdłuż polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego, *Rezultaty projektu KLIMAT. Klimat Polski na tle klimatu Europy. Zmiany i ich konsekwencje*, ser. *Studia i Prace z Geografii i Geologii*, nr 16, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 219-234
- Kalnay E. i in. 1996, The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471
- Lampe R., 1998, Das Oderästuar als Filter und Transformator. Greifswalder Bodden und Oder-Ästuar – Austauschprozesse, *Greifswalder Geogr. Arb.*, 16, 451-483
- Miętus M., von Storch H., 1997, Reconstruction of the wave climate in the Proper Baltic Basin, April 1947- March 1988, GKSS, External Report, 97/E/28, 30
- Miętus M., Filipiak J., 2002, Wpływ termiki powierzchniowej warstwy wody północnego Atlantyku na wielkoskalową cyrkulację atmosferyczną w rejonie Atlantyku i Europy oraz na warunki termiczne w Polsce w XX wieku, *Mat. Bad. IMGW, ser. Meteorologia – 35*, 68
- Mortensen N.G. i in., 2004, WAsP Utility Programs. Risø-I-2261(EN). Risø National Laboratory Roskilde, 52
- Paszkiwicz Cz., 1989, Falowanie wiatrowe Morza Bałtyckiego, Ossolineum, Wrocław, 206

- Pramod J., 2011, Wind Energy Engineering. The McGraw-Hill Companies, Inc, 330
- Roeckner E. i in., 2003, MPI Report No. 349: The atmospheric general circulation model ECHAM5, Part I: Model description, 127
- Storch von H., Zwiers F., 2001, Statistical Analysis in Climate Research, Cambridge Univ. Press, 499
- Stull R., 2000, Meteorology for Scientists and Engineers, Thomson Brooks/Cole, 528
- Wilks D.S., 2008, Statistical Methods In The Atmospheric Sciences, 2nd Ed. International Geophysics Series, Vol. 59, Academic Press, 627
- World Meteorological Organization, 1990, Manual on Marine Meteorological Services, 2<sup>nd</sup> edition, WMO No. 558, Geneva
- World Meteorological Organization, 1994(b), Guide to the applications of marine climatology, WMO No. 781, Geneva

# **Ocena bezpośredniego zagrożenia powodzią obszarów przybrzeżnych przy uwzględnieniu oddziaływania morza i zmian klimatycznych (na przykładzie obszaru pilotażowego w Karwi)**

*Beata Kowalska, Marzenna Sztobryn, Monika Mykita,  
Katarzyna Krzysztofik, Alicja Kańska*

## **1. Wprowadzenie**

Oddziaływanie morza i prognozowane zmiany klimatyczne nie pozostaną bez wpływu na zagrożenie terenów nadmorskich. Abrazja, wzrost średniego poziomu morza oraz częstsze występowanie wezbrań sztormowych powodują zagrożenia terenów nadmorskich. W strefie narażonej na powódź mogą znaleźć się między innymi duże ośrodki miejskie, obiekty przemysłowe, takie jak rafinerie, oczyszczalnie ścieków, obiekty użyteczności publicznej, drogi, porty, ośrodki wypoczynkowe i wiele innych. Przeprowadzone w poprzednich latach badania nad wezbrańiami sztormowymi w polskiej strefie brzegowej [Sztobryn i in. 2005, Sztobryn i in. 2005] wykazały tendencje wzrostowe zarówno w zachodniej, jak i wschodniej części polskiego wybrzeża. W związku z tym konieczne jest przygotowanie społeczeństwa oraz administracji lokalnej i rządowej do odpowiedniej oceny zagrożeń i poszukiwania środków zaradczych.

Szczególne znaczenie dla rodzaju i wielkości zagrożeń terenów nadmorskich ma budowa geologiczna i ukształtowanie strefy przybrzeżnej. Strefę brzegową definiuje się tutaj jako pas obejmujący łąd w obszarze bezpośredniego oddziaływania morza (plaża, wydma przednia lub podnóże klifu) oraz morze w strefie intensywnego wzajemnego oddziaływania falowania i dna morskiego (pas od linii wody do głębokości wody ok. 15 m – tzw. podbrzeże). Polska strefa przybrzeżna jest zbudowana z utworów polodowcowych: glin morenowych, piasków i żwirów, ilów, rzadziej mułków, z często występującymi przewarstwieniami torfów. Taka budowa geologiczna przesądza o wyjątkowej podatności polskiego brzegu na abrazję [Cieślak 2011].

## **2. Cel pracy**

W pracy przeanalizowano potencjalne zagrożenia powodziowe terenów nadmorskich spowodowane oddziaływaniem morza oraz prognozowanymi zmianami klimatycznymi. Skupiono się na analizie zagrożeń wybrzeży płaskich. Na przykładzie przyjętego obszaru pilotażowego w Karwi przedstawiono zagrożenia powodzią od strony morza w obecnych warunkach klimatycznych na podstawie danych historycznych i w przyszłości, uwzględniając zmiany klimatyczne wyznaczone dla scenariuszy A1B i A2. W celu pełnej oceny zagrożenia zlecono wykonanie 2 ekspertyz przez specjalistów z innych instytucji. Ekspertyzy te dotyczyły oceny ryzyka zagrożenia terenów nadmorskich w zakresie geomorfologii [Zawadzka-Kahlau 2011] oraz uwarunkowań prawno-administracyjno-technicznych [Cieślak 2011].

## **3. Zakres pracy**

Na podstawie rezultatów prac prowadzonych nad wyznaczeniem terenów zagrożonych powodzią na zlecenie RZGW [Cygan i in. 2006] oraz doświadczeń administracji morskiej opracowano metodykę obliczania maksymalnych poziomów wody o określonym prawdopodobieństwie przewyższenia dla Wybrzeża oraz ujściowych odcinków rzek będących pod wpływem oddziaływania morza. Metodyka zatwierdzona przez KZGW została wykorzystana do modelowania hydrodynamicznego, a następnie do opracowania map zagrożenia powodziowego [Sztobryn i in. 2010]. Przeprowadzono identyfikację potencjalnych zagrożeń od strony morza, scharakteryzowano główne czynniki powodujące niebezpieczeństwo zalania, zniszczenia i narażenia na straty terenów nadmorskich oraz przeanalizowano akty prawne dotyczące ochrony brzegów morskich. Dysponując numerycznym modelem terenu dla obszaru pilotażowego w Karwi oraz wyznaczonymi wg wymienionej metodyki wartościami poziomów wody o określonym prawdopodobieństwie przewyższenia w rejonie Karwi przygotowano mapy potencjalnego zagrożenia powodzią dla wody o prawdopodobieństwie przewyższenia 10% oraz 1% dla obecnych warunków. Na mapach uwzględniono również dane dotyczące falowania (wysokość fali całkowitej dla okresu 1988-1993 z modelu HYPAS otrzymane od pani Ewy Jakusik). Opierając się na wynikach zmian poziomów morza, wykonano mapy terenów bezpośredniego zagrożenia rejonu Karwi dla danych scenariuszowych A1B, A2 oraz okresów 2011-2030 i 2081-2100.

## **4. Opis metodyki badań**

Opracowanie wytycznych dotyczących metod ochrony polskich obszarów przybrzeżnych przed występowaniem ekstremalnych zagrożeń powodziowych oraz wyznaczenie terenów bezpośredniego zagrożenia dla obszaru pilotażowego wymagało analizy zarówno obowiązujących dokumentów prawnych, jak i stosowanych metod obliczania zmian poziomów morza. Do badań nad ekstremalnymi zjawiskami w strefie nadmorskiej zobowiązuje między innymi Ramowa Dyrektywa Wodna, której zapisy zostały uwzględnione w polskim prawie w ustawie z 18 lipca



2001 r. Prawo Wodne, oraz Dyrektywa Powodziowa uchwalona w 2007 r. dla całej Unii Europejskiej.

Identyfikacja potencjalnych zagrożeń od strony morza i ich wzajemnych powiązań została oparta na badaniach i doświadczeniach pracowników Oddziału Morskiego IMGW-PIB w Gdyni w zakresie osłony hydrometeorologicznej i analizy zagrożeń polskiego wybrzeża spowodowanych ekstremalnymi poziomami morza [Sztobryn 2006].

Przeanalizowano również obowiązujące przepisy prawne dotyczące pasa nadmorskiego oraz wód terytorialnych i polskiej strefy ekonomicznej. Mapy terenów bezpośredniego zagrożenia powodziowego dla rejonu Karwi oraz ujścia Karwianki wykonano używając numerycznego modelu terenu (NMT) przy zastosowaniu technik GIS. Obliczenia dotyczące dopasowania rozkładu statystycznego oraz wyznaczania wartości o prawdopodobieństwie przewyższenia 10% oraz 1% zostały wykonane za pomocą programu Statistica. Do wykonania map charakteryzujących prognozowane na lata 2011-2030 i 2081-2100 zagrożenie powodziowe terenów pilotażowych wykorzystano wyniki zmian poziomów morza ze scenariuszy A1B, A2, B1 (ECHAM 5 run 1) otrzymane od pracowników z Zakładu Modelowania Klimatycznego i Prognoz Sezonowych IMGW.

## **5. Informacje o danych**

W pracy wykorzystano dane hydrologiczne dotyczące poziomów morza z okresu 1955-2008 ze stacji Świnoujście, Władysławowo, Ustka, Gdańsk i Hel. Uwzględniane zagrożenia brzegu i wynikające z nich prognozy pochodzą z porównania materiałów kartograficznych z poprzedniego stulecia i pomiarów niwelacyjnych prowadzonych od lat 60. XX w. [Zawadzka 1989, 1999]. Dane o obowiązujących aktach prawnych pochodziły z ekspertyzy [Cieślak 2011]. Ponadto w celu wykonania numerycznego modelu terenu wykorzystanego do precyzyjnego wyznaczenia terenów bezpośredniego zagrożenia powodzią na obszarze pilotażowym uzyskano materiały kartograficzne w formie map rastrowych oraz wektorowych.

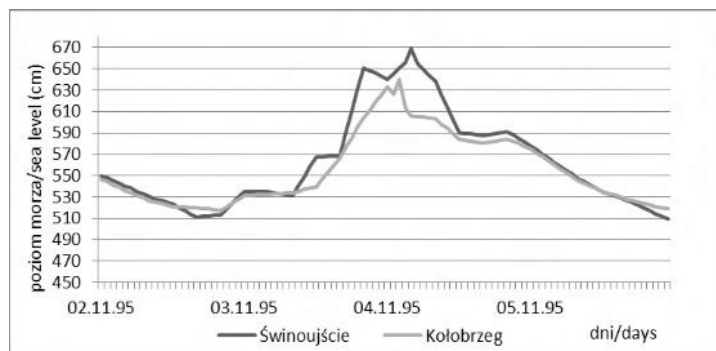
## **6. Diagnoza stanu**

### **6.1. Identyfikacja potencjalnych zagrożeń powodziowych**

Do głównych zagrożeń powodziowych terenów nadbrzeżnych od strony morza należą: wezbrania sztormowe, wzrost średniego poziomu morza, a także niewłaściwe (lub ich brak) umocnienia brzegów morskich. Ponadto zagrożenie mogą stanowić również: powódzie zatorowe (niekontrolowany wzrost poziomów wody na skutek zatoru lodowego), fale powodziowe na rzekach uchodzących do morza, intensywne opady deszczu i niewłaściwa gospodarka urządzeniami hydrotechnicznymi. Wytypowano obszar pilotażowy w rejonie Karwi, ponieważ jest to przykład niskiego, abradowanego brzegu wydmowego z niskim zapleczem. Ponadto można w jego obrębie wyróżnić zarówno odcinki poddane ingerencji człowieka, jak i bez wpływu działalności hydrotechnicznej.

Za wezbranie sztormowe przyjmuje się (zgodnie z definicją A. Majewskiego) każdą sytuację hydrologiczną, podczas której maksymalny zaobserwowany poziom morza przekroczył 570 cm (dla porównania: poziom alarmowy dla wybrzeża zachodniego jest równy 580 cm, zaś dla wschodniego 570 cm). Zagrożenie powodzią sztormową na terenie objętym morską osłoną hydrologiczną występuje kilkadziesiąt razy w ciągu roku. Główną siłą generującą ten typ powodzi jest wiatr, poza tym działają też inne czynniki hydrologiczne i meteorologiczne, jak ciśnienie, temperatura powietrza i wody itp. Jednym z elementów jest wypełnienie wodą Morza Bałtyckiego zależne od objętości wody, która wpłynęła lub odpłynęła przez Cieśniny Duńskie w okresie poprzedzającym spiętrzenie sztormowe. Szczególnie zagrożone są obszary depresyjne i niziny nadbrzeżne oraz infrastruktura brzegowa zarówno przemysłowa, jak i komunalna. Ponadto wezbrania sztormowe powodują wlewy słonej wody na tereny przybrzeżne prowadząc do degradacji gleby.

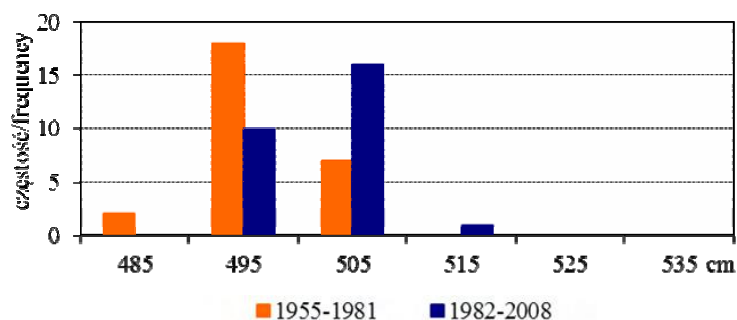
Przykładem ogromnego zagrożenia ze strony morza była powódź sztormowa 3-5 listopada 1995 (rys. 1), która spowodowała olbrzymie straty na zachodnim wybrzeżu. Wezbranie sztormowe było poprzedzone wystąpieniem intensywnych opadów. Wówczas w Świnoujściu poziom wody wzrósł o ok. 150 cm w ciągu 2 godzin, osiągając 669 cm. Poza zniszczeniami na zachodnim wybrzeżu Polski owa powódź wywołała również spustoszenia na wyspach duńskich i na niemieckim wybrzeżu Bałtyku.



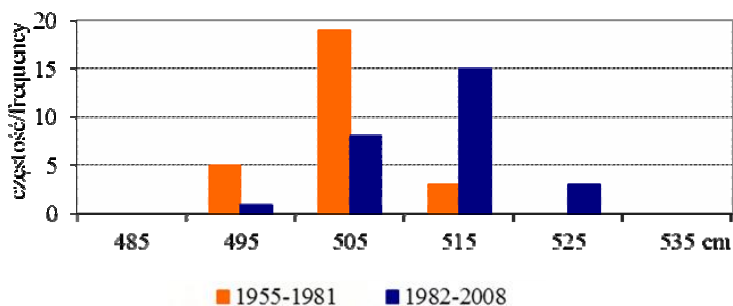
Rys. 1. Przebieg poziomów morza w Świnoujściu i Kołobrzegu podczas katastrofального wezbrania sztormowego w dniach 3-5 listopada 1995

Oceniając zagrożenie powodziowe w rejonach nadmorskich w ciągu ostatniego półwiecza, analizowano również zmiany średniego poziomu morza. Zaobserwowano wzrost średniego rocznego poziomu morza wzdłuż całego wybrzeża. Między innymi porównano częstości występowania średnich rocznych poziomów morza z okresu 1955-2008 w dwóch równych 27-letnich podokresach w Świnoujściu (rys. 2), na zachód od obszaru pilotażowego, oraz w Gdańsku (rys. 3) usytuowanym na wschód od tego obszaru. W pierwszym okresie (1955-1981) średnie roczne poziomy morza w Świnoujściu najczęściej układały się w przedziale 490-500 cm, natomiast w drugim (1982-2008) w przedziale wyższym – 500-510 cm. Podobne wnioski uzyskano analizując dane z Gdańska, gdzie przedział największej

częstotliwości występowania wzrósł z 500-510 cm w okresie 1955-1981 do 510-520 cm w okresie 1982-2008. Ponadto należy podkreślić, że średnie roczne poziomy morza w Gdańsku występowały również w najwyższym przedziale, czyli w zakresie 520-530 cm.



Rys. 2. Porównanie częstości występowania średniego rocznego poziomu morza w przedziałach wartości w Świnoujściu w 2 równych wieloletniach



Rys. 3. Porównanie częstości występowania średniego rocznego poziomu morza w przedziałach wartości w Gdańsku w 2 równych wieloletniach

W przypadku obszarów położonych nad Zalewem Szczecińskim zagrożenie powodziowe występuje nie tylko w wyniku wystąpienia wezbrania sztormowego, ale również przemieszczania się fali powodziowej na rzecze uchodzącej do morza, a także intensywnych opadów. Jednak przykład powodzi w 1997 r. na dolnej Odrze wskazuje, że w przypadku sprzyjających warunków odpływu wód powodziowych do morza nie występuje duże zagrożenie powodziowe przyległego obszaru i w związku z tym powódź nie powinna spowodować dużych strat materialnych [Kańska i in 2006]. W rejonach dolnej Odry i Wisły dodatkowe zagrożenie powodziowe występujące głównie w półroczu jesienno-zimowym powodują tzw. cofki. Są to spiętrzenia wody w ujściowych odcinkach rzeki w wyniku silnego wiatru północnego. Gwałtowne narastanie zagrożenia powodziowego następuje w przypadku jednoczesnego występowania splywu fali powodziowej lub lodów z górnego biegu rzeki oraz występowania cofki. Przepływy dwukierunkowe, czyli w kierunku morza oraz od morza w górę rzeki, dotyczą rzek wpływających do Bałtyku wzdłuż całego wybrzeża. Występowanie utrudnień w swobodnym odpływie wody rzecznej do morza może doprowadzić do powodzi na terenach

a także powodować zasypywanie rumowiskiem ujść rzecznych oraz torów wodnych. Wyjątkowo groźne dwukierunkowe przepływy wody występują między Zatoką Gdańską oraz rzeką Motławą i Martwą Wisłą [Jednorął 2007, Jednorął i in. 2008]. Natomiast powódź w Gdańsku w 2001 r. jest przykładem zagrożenia powodziowego w strefie zurbanizowanej.

Kolejnym zagadnieniem analizowanym w ramach identyfikacji zagrożeń było falowanie wiatrowe. Wysokość, do której falowanie oddziałuje na brzeg i wielkość, a zatem siła oddziaływania nabiegających lub uderzających bezpośrednio w brzeg fal zależy od wysokości spiętrzeń sztormowych. Czym wyższe spiętrzenie sztormowe, tym wyższe fale działają bezpośrednio na brzeg. Wysokość spiętrzeń sztormowych wynika z superpozycji falowego podwyższenia średniego poziomu morza, eolicznego spiętrzenia wód przy brzegu nawietrznym i poziomu napełnienia Bałtyku [Cieślak 2011].

## **6.2. Charakterystyka i zagrożenia obszaru pilotażowego**

Nizina Karwieńska leży na zapleczu niskiego, intensywnie niszczonego wału wydmowego i sztucznego wału ziemnego. Z tego powodu występuje bezpośrednio zagrożenie powodzią sztormową i zalaniem wyjątkowego w skali Europy rezerwatu Piaśnieńskich Łąk. Pozostałe tereny mają małe walory przyrodnicze. Powierzchnia obniżenia karwieńskiego, położona poniżej 2,5 m n.p.m., wynosi 20 km<sup>2</sup>. Zabudowa mieszkalna, o małej wartości, znajduje się w obrębie terenów zagrożonych powodzią sztormową i podnoszeniem się wód gruntowych.



Rys. 4. Ujście Czarnej Wody, w głębi Nizina Karwieńska (fot. P. Domaracki)

### **6.3. Ocena ryzyka zagrożenia terenów nadmorskich – uwarunkowania geomorfologiczne**

W przypadku zagrożenia od morskich wód zewnętrznych rozmiar zniszczeń jest ściśle związany z rzeźbą brzegów morskich. Poprzeczny profil strefy przybrzeżnej powinien składać się z dobrze ukształtowanych rew, możliwie szerokiej plaży, dobrze ukształtowanej wydmy przedniej i dostatecznie szerokiego pasa roślinności ochronnej za wydumą. Ważnymi elementami wpływającymi na stabilność profilu są rewy, które wymuszają rozpraszanie energii fal podchodzących do brzegu i ograniczają odpływ osadów unoszonych przez prądy powrotne ku otwartemu morzu. Gdy brakuje rew, lub gdy są zbyt małe, duże fale docierają bardzo blisko plaży i łatwo ją, a następnie wydmy, rozmywają. Wymyty piasek prawie bez przeszkód zostaje przetransportowany w głąb morza, na głębokości, z których już praktycznie nie wraca ze względu na zbyt małe siły działające na osady dennie w okresach bez sztormu [Cieślak 2011]. Zagrożenia brzegów morskich są również zależne od transportu osadów wzdłuż linii brzegowej.

Bezpieczeństwo terenów nadmorskich w okresie katastrofalnych wezbrań sztormowych zależy między innymi od morfologii brzegu i ilości osadów zakumulowanych w wydmach i plażach oraz w aktywnej strefie przybrzeża. W klasyfikacji geomorfologicznej wyróżnia się brzegi wydmowe, klifowe i niskie. W obrębie brzegów wydmy są wydzielane podtypy, np. brzeg mierzei z wysoką/niską wydumą lub z wysoką/szeroką wydumą, niskich wydm sąsiadujących z niskim zapleczem, z jeziorem przybrzeżnym lub laguną. Brzegi nizinne sąsiadują z nizinami nadbrzeżnymi i w naturalnych warunkach nie mają strefy ochronnej w warunkach zmian hydrologicznych [Zawadzka-Kahlau 2011].

Związek między szerokością i wysokością plaży jest miernikiem ilości osadów zgromadzonych w strefie nadwodnej. Plaża silnie reaguje na zmiany poziomu morza, a jej materiał bierze udział w transporcie wzdłużbrzegowym i poprzecznym osadów. Odpowiednio szeroka i wysoka plaża prawie wygasza całkowicie energię nabiegającej fali, która nie dochodzi do podstawy wydmy i nie rozmywa jej. Z punktu widzenia bezpieczeństwa brzegów najodporniejsze są plaże szerokie (>40 m) i stosunkowo wysokie (>2 m). Parametry wysokich plaż częściowo zabezpieczają wydmy przed rozmywaniem, a zaplecze brzegu przed spiętrzeniami sztormowymi przekraczającymi 1,5 m ponad średni poziom morza. Wzdłuż polskiego wybrzeża najczęściej występują plaże o małej (20-0 m) i średniej (30-40 m) szerokości. Najważniejszym morfologicznym elementem zabezpieczenia zaplecza przed powodzią morską jest stan wydm nadbrzeżnych. Duże i średnie parametry wydm, nawet przy częściowym rozmyciu w czasie sztormu, zabezpieczają zaplecze przed zalewaniem. Powtarzające się sekwencje sztormowe, o wysokim poziomie wody i o wysokim falowaniu, powodują zwiększenie i obniżenie profilu plaży. Fale nie wygaszane na plaży erodują podnóże wydmy, powodując jej podmywanie i cofanie górnej krawędzi. Przy stosunkowo szerokiej plaży, rozmytej w czasie sztormowym, w okresie międzysztormowym następuje jej odbudowa, a zgromadzony na niej materiał pozwala odtwarzać wydmy. Znajomość mechanizmów przebudowy

wydmy i stosowanie modeli prognozujących jej erozję i parametry warunkuje ocenę stanu bezpieczeństwa zaplecza zagrożonych brzegów [Zawadzka 1999a, Zawadzka-Kahlau 2011].

W tabeli 1 przedstawiono charakterystykę odporności pasa plażowo-wydmowego przy wzroście poziomu morza [Zawadzka 2000b, Zawadzka-Kahlau 2011]. Średnie oceny głównych elementów środowiska pasa nadbrzeżnego wyznaczono na podstawie topografii strefy brzegowej i zaplecza w aspekcie odporności brzegów na oddziaływanie czynników hydrodynamicznych i stanu obszarów zagrożonych w warunkach wzrostu poziomu morza oraz stanu rejonów zagrożonych przez erozję. Dla każdego z tych elementów przyjęto trzy klasy zagrożeń i rangi bezpieczeństwa brzegu. Z tabeli 1 wynika, iż najmniejszą odporność na wzrost poziomu morza mają plaże węższe niż 30 m i niższe niż 1,5 m oraz wydmy niższe niż 5 m i węższe niż 30 m.

Tab. 1. Charakterystyka odporności pasa plażowo-wydmowego przy wzroście poziomu morza [Zawadzka 1999c]

Forma	Parametr	Wielkość	odporności na wzrost poziomu morza	
			Klasa	Ranga
Plaża	Szerokość (m)	poniżej 30	1	mała
		30–50	2	średnia
		powyżej 50	3	duża
Plaża	Wysokość (m n.p.m.)	poniżej 1,5	1	mała
		1,5–2,0	2	średnia
		powyżej 2,0	3	duża
Wydma	Szerokość (m)	do 30	1	mała
		30–50	2	średnia
		powyżej 50	3	duża
Wydma	Wysokość (m n.p.m.)	do 5	1	mała
		5–8	2	średnia
		powyżej 8	3	duża

Pomocą przy opracowywaniu wytycznych ochrony brzegów jest klasyfikacja zagrożeń erozyjnych i odporności brzegu i przybrzeża. Odporność brzegu rozpatrywana na tle zagrożeń erozyjnych i lokalizacji terenów zaplecza zagrożonego powodziami sztormowymi posłużyła do wytypowania najbardziej „wrażliwych” rejonów brzegu w warunkach podnoszenia się poziomu morza [Zawadzka-Kahlau 2011]. Podstawą klasyfikacji zagrożeń erozyjnych były dane uzyskane z wieloletnich obserwacji brzegu oraz z analiz wyników pomiarów kartometrycznych i niwelacyjnych strefy brzegowej [Zawadzka 1989, 1999b, Zawadzka-Kahlau 1994]. Na podstawie prędkości erozji brzegów (m/rok) przyjęto klasyfikację zmian erozyjnych od małych do dużych. Uśrednione parametry zmian obejmują zarówno krótkie odcinki brzegu, jak i jednostki litodynamiczne i rejonu morfodynamiczne oraz wydzielone rejonu brzegów klifowych [Zawadzka 1999a]. Obejmują one całość systemu brzegów morskich południowego Bałtyku, w którego obrębie wyznaczono odcinki o długookresowych tendencjach erozyjnych lub akumulacyj-

nych. Do celów klasyfikacji odporności brzegu wyznaczono podstawowe parametry plaży i wydmy/klifu, którym nadano odpowiednie klasy jakości. Średnią klasę odporności obliczoną z czterech parametrów form brzegu przedstawiono jako łączną klasę odporności. Na odcinku Westerplatte – Gdynia zagrożenia erozyjne są małe (<0,5 m/rok). Odporność brzegu jest średnia lub mała, co wpływa na większe łączne zagrożenie niskich brzegów w rejonie od Sopotu do Orłowa niż wynikałoby to z tempa erozji. Łączna ranga odporności mieści się w klasie średniej. Wskazuje to na zagrożenia nisko położonych terenów dolnego tarasu Brzeźna, Zaspy i Sopotu. Zagrożenia erozyjne Zatoki Puckiej mieszczą się w klasie niskiej. Wykazano lokalnie mniejszą odporność brzegów w obniżeniach pradolin Redy.

Zagrożenie erozyjne obszaru pilotażowego – Mierzei Karwińskiej – mieści się w klasie średniej (0,5-1,0 m/rok) [Zawadzka-Kahlau 2011]. Jednak brzegi o najniższej randze odporności powodują, że nisko położone obszary są szczególnie zagrożone w obecnie występujących sytuacjach sztormowych i przy prognozowanym podnoszeniu się poziomu morza. Przerwanie wąskiego wału wydmowego, lokalnie wzmacnianego nasypem ziemnym, może spowodować zalanie Niziny Karwińskiej.

#### **6.4. Aktualny stan prawny ochrony brzegów morskich**

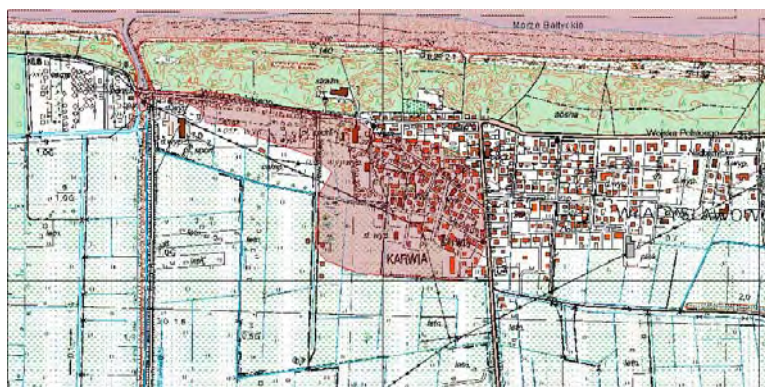
W Polsce ochrona brzegów morskich jest rozumiana jako kompleks działań mających na celu osiągnięcie i utrzymanie właściwego poziomu bezpieczeństwa zaplecza brzegu przed oddziaływaniem morza, polegające przede wszystkim na zarządzaniu pasem nadbrzeżnym. Pierwsze elementy takiego podejścia do ochrony brzegów morskich sięgają w Polsce co najmniej początku lat 80. XX w., a od 1991 r. (przyjęcie przez Sejm ustawy o obszarach morskich Rzeczypospolitej Polskiej i administracji morskiej) są wdrażane z rosnącą intensywnością. Pas nadbrzeżny jest to obszar lądowy, przyległy wzdłuż brzegu morskiego i przebiegający wzdłuż wybrzeża z wyłączeniem portów i przystani morskich. Pas nadbrzeżny składa się z pasa technicznego i pasa ochronnego. Pas techniczny jest ustawowo zdefiniowany jako „strefa wzajemnego bezpośredniego oddziaływania morza i lądu” i „jest przeznaczony do utrzymania brzegu w stanie zgodnym z wymogami bezpieczeństwa i ochrony środowiska”. Należy zauważyć, że ani ustawa o obszarach morskich, ani inne ustawy nie ograniczają rodzajów własności terenów pasa nadbrzeżnego, w tym pasa technicznego, jednak bez względu na to, jaki podmiot jest właścicielem, wszelkie działania w pasie technicznym muszą być podporządkowane jego podstawowej funkcji. Realizacja tego warunku jest zagwarantowana w art. 37 ust. 1 ustawy o obszarach morskich RP, w którym określono, że pas techniczny może być wykorzystywany do innych celów niż jego funkcja podstawowa, jednak musi się to odbywać za zgodą właściwego organu administracji morskiej (dyrektora urzędu morskiego), który, jeżeli wyrazi zgodę, jednoznacznie określa warunki takiego wykorzystania. Pas ochronny jest to „obszar, w którym działalność człowieka wywiera bezpośredni wpływ na stan pasa technicznego”. Jest on ustanowiony po to, aby sposoby zagospodarowania w obszarach bezpośrednio przyległych do pasa technicznego nie powodowały jego degradacji, oraz aby za-

zapewnić wzajemną zgodność bezpieczeństwa gwarantowanego przez pas techniczny i sposobu zagospodarowania zaplecza brzegu. Za zapewnienie właściwego poziomu bezpieczeństwa odpowiedzialna jest administracja morska [Cieślak 2011].

Podstawą przyjętej przez Sejm w marcu 2003 r. ustawy o ustanowieniu programu wieloletniego „Program ochrony brzegów morskich” i rozporządzenia Ministra Infrastruktury dotyczącego określenia minimalnej i maksymalnej szerokości pasa technicznego i ochronnego oraz sposobu wyznaczania ich granic z kwietnia 2003 r. była „Strategia ochrony brzegów morskich” opracowana w 2000 r. [Strategia ochrony... 2000]. Przyjęto między innymi założenia, że strategia powinna obejmować działania prawne, organizacyjne, techniczne i biotechniczne, oraz że poprawna ochrona brzegów nie powinna polegać tylko na zagwarantowaniu bezpieczeństwa, lecz także na zarządzaniu ryzykiem [Cieślak 2011].

### **6.5. Wyznaczenie terenów bezpośredniego zagrożenia dla obszaru pilotażowego**

W wyniku obliczeń stanów wody o prawdopodobieństwie przewyższenia odpowiednio 10%, 1% wyznaczono odpowiadające im rzędne terenu, które zostały wykorzystane przy wykonaniu map terenów bezpośredniego zagrożenia powodziowego dla rejonu Karwi przy użyciu numerycznego modelu terenu. W dalszym etapie uwzględniono również wartości wysokości fali całkowitej otrzymanej dla okresu 1988-1993 z modelu HYPAS. W końcowej fazie realizacji zadania wykonano mapy terenów bezpośredniego zagrożenia powodziowego dla rejonu Karwi przy użyciu numerycznego modelu terenu. Zgodnie z przygotowaną metodyką wysokość nabiegania fali na brzeg zależy od jej wysokości w momencie ostatniego załamania oraz od wielkości współczynnika odbicia nabiegającej fali od brzegu. Z analiz wynika, że prawdopodobieństwo wystąpienia wysokiego poziomu nabiegania fali na brzeg nie zależy od prawdopodobieństwa występowania ekstremalnego falowania na głębokiej wodzie. Zależy ono wyłącznie od częstości spiętrzeń [Sztobryn i in. 2010].



Rys. 5. Karwia – mapa terenu zagrożonego wodą o prawdopodobieństwie przewyższenia 1% wykonana przy użyciu numerycznego modelu terenu