

TOMASZ WOLSKI

Czasowa i przestrzenna charakterystyka ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego



Czasowa i przestrzenna charakterystyka
ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego

UNIwersytet Szczeciński
ROZPRAWY I STUDIA T. (MXXVI) 952

Tomasz Wolski

Czasowa i przestrzenna charakterystyka ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego

Szczecin 2017

Rada Wydawnicza

Tomasz Bernat, Anna Cedro, Urszula Chęcińska, Beata Kędzia-Klebeko
Małgorzata Makiewicz, Małgorzata Ofiarska, Aleksander Panasiuk
Małgorzata Puc, Karol Sroka, Renata Urban, Grzegorz Wejman
Marek Górski – przewodniczący Rady Wydawniczej
Radosław Gaziński – redaktor naczelny Wydawnictwa Naukowego

Recenzenci

prof. dr hab. Adam Choiński
dr hab. Roman Cieśliński, prof. UG

Redakcja

Małgorzata Duda

Korekta

Paulina Kaczyńska-Domagalska

Skład komputerowy

Joanna Dubois-Mosora

Projekt okładki

Joanna Dubois-Mosora

Tomasz Wolski ORCID 0000-0002-1368-6107



Wersja elektroniczna publikacji dostępna na licencji CC BY-SA 4.0

© Copyright by Uniwersytet Szczeciński, Szczecin 2017

DOI 10.18276/978-83-7972-839-8

ISBN 978-83-7972-839-8 (online)

ISBN 978-83-7972-091-0 (print)

ISSN 0860-2751

WYDAWNICTWO NAUKOWE UNIwersYTETU SZCZECIŃSKIEGO

Wydanie I. Ark. wyd. 20,0. Ark. druk. 16,5. Format A4

Spis treści

| | |
|---|----|
| 1. Wprowadzenie. Cel i zakres pracy | 11 |
| 2. Charakterystyka fizjograficzna obszaru badań | 15 |
| 2.1. Podział Bałtyku | 15 |
| 2.2. Hydrografia i batymetria poszczególnych akwenów Morza Bałtyckiego..... | 18 |
| 2.3. Ogólna cyrkulacja wód bałtyckich | 24 |
| 2.4. Elementy klimatu regionu Morza Bałtyckiego. Główne wskaźniki cyrkulacji atmosfery ... | 25 |
| 2.5. Niże baryczne na Północnym Atlantyku i nad Morzem Bałtyckim..... | 27 |
| 2.6. Charakterystyka pola wiatru nad akwenami Morza Bałtyckiego..... | 31 |
| 3. Uwarunkowania ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego | 35 |
| 3.1. Czynniki kształtujące poziomy wód Morza Bałtyckiego..... | 35 |
| 3.2. Definicje i kryteria wydzielenia wezbrań sztormowych | 37 |
| 3.3. Wezbrania sztormowe na Bałtyku – przegląd literatury | 40 |
| 3.4. Geneza ekstremalnych poziomów wód na Morzu Bałtyckim | 41 |
| 3.4.1. Udział napełnienia Bałtyku w kształtowaniu się ekstremalnych poziomów morza..... | 42 |
| 3.4.2. Czynniki wiatrowy w generowaniu wezbrań sztormowych i ekstremalnych poziomów morza..... | 44 |
| 3.4.3. Deformacja powierzchni morza przez dynamiczny i głęboki niż baryczny | 46 |
| 4. Problematyka zróżnicowania geodezyjnych poziomów referencyjnych i rejestracji poziomów wód dla wybrzeży Morza Bałtyckiego | 51 |
| 4.1. Harmonizacja poziomów odniesienia Morza Bałtyckiego. System EVRS..... | 51 |
| 4.2. Historyczny przegląd pionowych systemów wysokościowych w państwach nadbałtyckich. Metodyka przeliczenia danych pomiarowych do jednego poziomu referencyjnego | 54 |
| 5. Materiał i metodyka jego opracowania | 67 |
| 5.1. Materiał badawczy | 67 |
| 5.1.1. Serie obserwacyjne poziomów morza | 67 |
| 5.1.2. Mapy synoptyczne, wartości ciśnienia atmosferycznego, parametry wiatru oraz dane batymetryczne | 70 |
| 5.1.3. Problemy braku danych w wieloletnich seriach obserwacyjnych poziomów morza stacji wodowskazowych..... | 70 |
| 5.2. Metodyka opracowania materiału pomiarowego..... | 71 |

| | |
|--|------------|
| 5.2.1. Metody analiz wzajemnych relacji poziomów morza pomiędzy stacjami wodowskazowymi akwenów Morza Bałtyckiego | 71 |
| 5.2.2. Prawdopodobieństwo teoretycznych poziomów wody. Rozkłady statystyczne..... | 72 |
| 5.2.3. Analizy statystyczne ekstremalnych poziomów morza oraz wezbrań sztormowych | 74 |
| 5.2.4. Metody opisu sytuacji sztormowych wraz z udziałem czynnika podciśnienia (fali barycznej) | 76 |
| 5.2.5. Wizualizacja parametrów ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego w programie ArcGIS | 76 |
| 5.2.6. Korelacje pomiędzy wskaźnikami cyrkulacji atmosfery a ekstremalnymi i średnimi poziomami morza | 79 |
| 6. Ekstremalne poziomy wód Morza Bałtyckiego w wieloleciu 1960–2010..... | 81 |
| 6.1. Zmienność średniego poziomu morza w wieloleciu..... | 81 |
| 6.2. Analiza ekstremalnych poziomów morza w wieloleciu 1960–2010..... | 83 |
| 6.2.1. Analizy zmian wysokich poziomów morza i wezbrań sztormowych | 83 |
| 6.2.2. Analizy zmian niskich poziomów morza | 90 |
| 6.2.3. Ogólne tendencje zmian w ekstremalnych poziomach morza | 93 |
| 6.3. Geograficzny wzorzec rozmieszczenia ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego..... | 94 |
| 6.4. Prawdopodobieństwo wystąpienia ekstremalnych poziomów wód na stacjach wodowskazowych Morza Bałtyckiego | 102 |
| 7. Analiza sezonowych ekstremalnych poziomów wód w okresie 1960–2010..... | 111 |
| 7.1. Przebieg zmian poziomów morza w ciągu roku. Poziomy charakterystyczne | 111 |
| 7.2. Rozkład przestrzenny sezonowych ekstremalnych poziomów morza oraz miesięczna częstość występowania wezbrań sztormowych na poszczególnych stacjach wodowskazowych Morza Bałtyckiego..... | 114 |
| 7.3. Korelacje pomiędzy wskaźnikami cyrkulacji strefowej (NAO, AO) oraz południkowej (SCAND) atmosfery a maksymalnymi, minimalnymi i średnimi poziomami morza | 123 |
| 8. Charakterystyka sytuacji sztormowych na Bałtyku | 129 |
| 8.1. Główne typy wezbrań sztormowych | 129 |
| 8.2. Przebieg poszczególnych sytuacji sztormowych | 130 |
| 8.2.1. Przykłady sytuacji sztormowych typu wiatrowego..... | 131 |
| a) Sytuacja z 17–20 stycznia 1983 roku | 131 |
| b) Sytuacja z 10–14 stycznia 1987 roku..... | 139 |
| c) Sytuacja z 3–5 listopada 1995 roku..... | 146 |
| 8.2.2. Przykłady sytuacji sztormowych typu podciśnieniowego (z dynamicznym niżem)..... | 153 |
| a) Sytuacja z 17–19 października 1967 roku | 153 |

| | |
|--|------------|
| b) Sytuacja z 15–16 listopada 2001 roku | 161 |
| c) z Sytuacja 7–10 stycznia 2005 roku | 168 |
| 8.2.3. Przykłady sytuacji sztormowych typu mieszane (typ ciśnieniowo-wiatrowy)..... | 176 |
| a) Sytuacja z 30 listopada – 2 grudnia 1999 roku..... | 177 |
| b) Sytuacja z 3–4 grudnia 1999 roku | 183 |
| 8.3. Ogólne charakterystyki analizowanych sytuacji sztormowych | 190 |
| 9. Zróznicowanie podatności akwenów Morza Bałtyckiego na występowanie ekstremalnych poziomów wód..... | 193 |
| 9.1. Akweny szczególnie narażone na ekstremalne wysokie poziomy morza | 196 |
| 9.1.1. Zatoka Fińska | 196 |
| 9.1.2. Zatoka Ryska wraz z Zatoką Parnawską | 197 |
| 9.1.3. Botnik Północny..... | 198 |
| 9.2. Akweny o najgłębszych obniżeniach sztormowych i najczęstszych niskich poziomach morza – Zatoka Kilońska i Zatoka Meklemburska | 199 |
| 9.3. Akweny najmniej narażone na występowanie ekstremalnych poziomów morza – szwedzkie wybrzeża Bałtyku Centralnego i Północnego..... | 200 |
| 9.4. Akweny Bałtyku o pośrednim stopniu ryzyka występowania ekstremalnych poziomów morza | 202 |
| 9.4.1. Botnik Południowy oraz północno-wschodnia część Bałtyku Północnego..... | 202 |
| 9.4.2. Bałtyk Południowy | 203 |
| 9.4.3. Cieśniny Duńskie oraz cieśniny Kattegat i Skagerrak..... | 204 |
| 10. Różnice pomiędzy danymi rzeczywistymi poziomu morza a danymi prognostycznymi na podstawie modelu HIROMB dla Morza Bałtyckiego..... | 207 |
| 10.1. Charakterystyka modelu HIROMB | 207 |
| 10.2. Porównanie rzeczywistych danych poziomów Morza Bałtyckiego z danymi prognostycznymi modelu HIROMB dla wybranych zdarzeń sztormowych..... | 208 |
| Podsumowanie | 217 |
| Bibliografia | 225 |
| Załączniki..... | 241 |
| Summary..... | 257 |

Podziękowania

Szczególne podziękowania pragnę złożyć prof. dr. hab. inż. Bernardowi Wiśniewskiemu z Akademii Morskiej w Szczecinie – mojemu mentorowi, wieloletniemu opiekunowi naukowemu za nieocenioną pomoc, wartościowe wskazówki i czas poświęcony problemom badawczym, przed którymi stanąłem podczas pisania niniejszej pracy.

Jestem bardzo wdzięczny mgr. Andrzejowi Gizie – koledze z Zakładu Teledetekcji i Kartografii Uniwersytetu Szczecińskiego za merytoryczne uwagi, wyjaśnienia i pomoc z zakresu programów GIS, problemów kartograficznych i wizualizacji danych.

Odrębne podziękowania składam Pani prof. dr. hab. Halinie Kowalewskiej-Kalkowskiej z Instytutu Nauk o Morzu za efektywne konsultacje w zakresie formalnej strony pracy.

Swoją wdzięczność wyrażam recenzentom wydawniczym prezentowanej monografii – prof. dr. hab. Adamowi Choińskiemu z Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu oraz prof. dr. hab. Romanowi Cieślińskiemu z Uniwersytetu Gdańskiego, których wartościowe uwagi i propozycje wzbogaciły ostateczną wersję pracy.

Składam gorące podziękowania narodowym instytutom hydrologiczno-meteorologicznym państw nadbałtyckich za udostępnienie poziomów morza i danych pogodowych, które były podstawą mojej pracy. Dziękuję w szczególności Hannie Boman z FMI (Finlandia), Silve Grabbi-Kaiv z EMHI (Estonia), Thomasowi Hammarklint z SMHI (Szwecja), Jürgenowi Holfort z BSH (Niemcy), Žydrune Lydeikaitė z EPA (Litwa) oraz Thorowi Hartz z DMI (Dania), a także Gabrieli Klimek z IMGW (Polska).

Jestem bezgranicznie wdzięczny byłym i obecnym władzom Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Szczecińskiego – dziekanowi prof. dr. hab. Ryszardowi K. Borówce, dziekanowi prof. dr. hab. Markowi Dutkowskemu, Pani prodziekan ds. nauki prof. US dr. hab. Annie Cedro oraz dyrektorowi Instytutu Nauk o Morzu prof. dr. hab. Stanisławowi Musielakowi – za stworzenie mi dobrej, spokojnej atmosfery i komfortowych warunków pracy nad monografią, a także za pomoc finansową w jej wydaniu.

W gronie prawdziwych świętych, którzy pracowali nad moją książką w Wydawnictwie Naukowym US znalazły się: Pani Małgorzata Duda (redakcja), Pani Joanna Dubois-Mosora (skład komputerowy) oraz Pani Paulina Kaczyńska-Domagalska (korekta). Dziękuję im z całego serca za ich żelazne nerwy i żmudną pracę redaktorską przy nanoszeniu moich niekończących się poprawek.

Największy dług wdzięczności mam wobec moich Kochanych Rodziców, którzy przez cała lata troszczyli się o mnie, duchowo mnie wspierali i udzielali mi wszelkiej, bezinteresownej i niekończącej się pomocy. Mamo, Tato – dziękuję. Bez Was ta praca nie ujrzałaby światła dziennego.

I wreszcie chciałbym wyrazić moją niezachwianą miłość i pełną uwielbienia wdzięczność mojej Małżonce Małgosi, która z właściwą sobie cierpliwością, optymizmem i konstruktywnymi zachętami doprowadziła moją pracę nad tą książką do bezpiecznego portu.

1. Wprowadzenie. Cel i zakres pracy¹

Morze Bałtyckie jest akwenem wszechoceanu, który charakteryzuje się jedną z najdłuższych na świecie serii pomiarowych poziomów morza. Powszechnie za najstarszą na świecie uznaje się serię obserwacyjną dla wodowskazu w Amsterdamie, który funkcjonował z przerwami w okresie 1700–1925. Kolejne, poza Bałtykiem, nieciągłe serie obserwacyjne poziomów morza były prowadzone w Liverpoolu od 1768 roku i w porcie Brest od 1807 roku (Mitchum i in., 2010). Pierwsze pomiary poziomu morza na Bałtyku mają swój początek w XVIII wieku. Były zlokalizowane przy stolicach państw nadbałtyckich. Wodowskaz przy śluzie w Sztokholmie ma udokumentowane zapisy od roku 1774, a wodowskaz w Kronsztadzie, usytuowany na wyspie Kotlin w bazie marynarki wojennej niedaleko Sankt Petersburga, od 1777 roku. Powyższe wodowskazy pracowały z przerwami (Ekman, 2009; Bogdanov i in., 2000). Systematyczne i ciągłe obserwacje poziomu morza w większej skali zainicjowano w Prusach z pierwszym wodowskazem w świnoujskim porcie pracującym nieprzerwanie od 1811 roku. Obecnie seria obserwacyjna ze Świnoujścia uznawana jest za najstarszy kompletny zapis poziomów morza na świecie. Kolejne wodowskazy na Bałtyku powstały w Pilawie (1816), Kołobrzegu (1825), Wismarze i Grönskär (1849) (Ekman, 2003, 2009). Pierwsze systematycznie kontrolowane wodowskazy zaczęły funkcjonować około roku 1890 w większości państw nadbałtyckich. Od tego czasu na Bałtyku rejestruje się znaczną liczbę zachowanych zapisów poziomów morza.

Współcześnie Morze Bałtyckie posiada duże nasycenie racjonalnie usytuowanych stacji wodowskazowych (około 170 mareografów wzdłuż całego wybrzeża Bałtyku). Dzięki temu można dostatecznie dobrze scharakteryzować zjawiska i procesy współdziałające w podnoszeniu się i obniżaniu poziomu morza. Wahania poziomów wód są istotnym elementem hydrodynamiki procesów w strefie brzegowej morza. Szczególnie ekstremalne poziomy morza, czyli poziomy najwyższe i najniższe zanotowane w wieloleciu, w danym roku czy przy danym zdarzeniu sztormowym, stymulują procesy prądowe, abrazję morską i akumulację materiału osadowego na różnych odcinkach strefy brzegowej. Przy wysokich poziomach morza, zazwyczaj o charakterze sztormowym, następuje przesuwanie się strefy załamywania fal w stronę lądu, co wywołuje wzmożoną aktywność procesów abrazji, doprowadzając często do sytuacji katastrofalnych, takich jak ubytki brzegu, przerywanie mierzei, zanik plaży, a także zniszczenia infrastruktury brzegowej podczas powodzi sztormowych. Powodzie sztormowe zalewają tereny delt rzecznych i tereny nisko położone strefy brzegowej, które są zazwyczaj gęsto zaludnione i silnie eksploatowane gospodarczo. Z kolei niskie poziomy morza powodują znaczne zakłócenia w żegludze przez malejące głębokości na torach wodnych do portów i przy nadbrzeżach portowych. Niskie poziomy morza przyczyniają się również do obniżania zwierciadła wód gruntowych w strefie wybrzeża oraz zmieniają warunki odpływu wód i ścieków ze strefy lądowej. Występowanie niskich poziomów morza wpływa również na opróżnianie zalewów przymorskich i jezior przybrzeżnych.

Szczególne zainteresowanie warunkami i przyczynami występowania ekstremalnych poziomów morza na wybrzeżach Bałtyku wykazują hydrotechnicy projektujący infrastrukturę porto-

1 Praca ta powstała dzięki środkom projektu badawczego „Ekstremalne poziomy wód na wybrzeżach Morza Bałtyckiego” nr 2011/01/B/ST10/06470 finansowanego ze środków Narodowego Centrum Nauki.

wą i techniczny pas nadbrzeżny, geologowie morza i geomorfolodzy. Badanie charakterystyk ekstremalnych poziomów morza generowanych przez wezbrania i obniżenia sztormowe ma aspekty praktyczne i pozwala między innymi określić poziomy ostrzegawcze i alarmowe dla administracji morskiej, służb przeciwpowodziowych, ochrony brzegów morskich, a także dla bezpieczeństwa żeglugi i pracy portów.

Inna, nie mniej ważna grupa zainteresowanych, to mieszkańcy terenów nadmorskich, które są bezpośrednio zagrożone powodzią sztormową i niszczeniem brzegów z infrastrukturą mieszkalną i gospodarczą. Znajomość charakterystyki ekstremalnych poziomów morza na danym odcinku wybrzeża jest ważna w ustalaniu lokalnych planów zagospodarowania przestrzennego przez instytucje samorządowe i administratorów brzegów morskich. Świadomość specyfiki wezbrań sztormowych i ekstremalnych poziomów morza jest również niezwykle istotna dla różnych form turystyki morskiej i nadmorskiej. W szczególności wiedza ta ważna jest do uprawiania sportów wodnych.

Problematyka wezbrań sztormowych i generowanych przez nie ekstremalnych poziomów morza od wieków interesowały kronikarzy i naukowców, dlatego istnieje szereg źródeł opisów i analiz tych zjawisk, zarówno w czasach historycznych, jak i we współczesnej literaturze przedmiotu. Historia Bałtyku i stare kroniki większych miast nadmorskich są wielką skarbnicą wiadomości dotyczących rodzaju i działalności niszczycielskich spięrzeń. Pierwsze wzmianki o katastrofalnych wezbraniach sztormowych na Bałtyku pochodzą z XI wieku. Według Petersena i Rohde (1991) od XI wieku do czasów współczesnych można wyliczyć kilkadziesiąt wielkich katastrof sztormowych w rejonie południowego i zachodniego Bałtyku. Wielką powódź sztormową odnotowano w dniach 14–15 października 1449 od Sundu po Lubekę. Pochłonęła ona wiele ofiar i zniszczyła wiele domów, statków i łodzi. Innym wielkim wezbraniem w wiekach średnich był sztorm z 15 września 1497 roku, który spustoszył południowe wybrzeża Bałtyku. Zostały zatopione wówczas Kołobrzeg, Darłowo, a także częściowo Gdańsk i Królewiec. Po wielkich powodziach sztormowych z XVII wieku (10 lutego 1625 i 10 stycznia 1694) pozostały znaki wodne w postaci kamiennych tablic z opisem wydarzeń wmurowanych w budynek w Travemünde. W podobny sposób oznaczano późniejsze wielkie powodzie sztormowe z 19 grudnia 1835 roku i 26 grudnia 1836, utrwalone we Flensburgu i Szlezwiku. Znaki te stanowią konkretną miarę wysokości wezbrań owych czasów i mogą być wykorzystywane do porównywania zasięgu późniejszych katastrofalnych powodzi (Majewski, 1998a).

Opisywane powodzie z początków wieku XIX i wcześniejsze odnotowane są w sposób kronikarski i mają znaczenie głównie historyczne. Ówczesne warunki strefy brzegowej morza nie są przystające do obecnych, współczesnych warunków hydrologicznych na tych akwenach. Zmianie uległy morfologia ujściowych odcinków rzek, akwenów portowych i infrastruktura portowa. Z niektórych opisów tekstowych nie można jednak wykluczyć możliwości, że wezbrania wód powodowane były nie tylko sytuacjami sztormowymi, ale możliwością pojawienia się fal swobodnych na powierzchni morza w wyniku trzęsienia ziemi czy upadku dużego meteorytu. Brak jest jednak danych liczbowych i identyfikacji czasu ich wystąpienia, aby określić związki przyczynowe i korelacyjne (Wiśniewski, Wolski, 2009a).

Współczesna literatura dotycząca problematyki wezbrań sztormowych Morza Bałtyckiego jest bogata (przegląd literatury zamieszczono w rozdziale trzecim). Wiele publikacji porusza zagadnienia meteorologicznych i hydrologicznych uwarunkowań wezbrań sztormowych. Wiele też dotyczy ich przestrzennej i czasowej charakterystyki w wymiarze regionalnym (poszczególne wybrzeża Bałtyku). Odrębna grupa prac naukowych podejmuje tematy wpływu wezbrań sztormowych na strefę brzegową. Ważne miejsce w literaturze przedmiotu poświęca się modelowaniu wezbrań sztormowych pod wpływem zachodzących zmian klimatycznych

Oryginalnym wkładem tej monografii w rozwój badań nad hydrologią Bałtyku było przedstawienie problemu występowania ekstremalnych poziomów morza i wezbrań sztormowych w ujęciu przestrzennym – w odniesieniu do całości wybrzeży Morza Bałtyckiego wraz z Cieśninami Duńskimi. Dotychczasowe publikacje poświęcone wezbraniom sztormowym i ekstremalnym poziomom morza dotyczyły w większości przypadków wybrzeży poszczególnych państw nadbałtyckich: Polski (Majewski i in., 1983; Wiśniewski, Wolski, 2009a), Niemiec (Hupfer i in., 2003; Mudersbach, Jensen, 2009), Danii (Madsen, 2009; Hallegatte i in., 2011), Szwecji (Hammarklint, 2009), Litwy (Dailidienė i in., 2004; Dailidienė i in., 2006), Estonii (Suursaar i in., 2003; Suursaar i in., 2007; Suursaar i in., 2009), Finlandii (Johansson i in., 2004). Ponadto niektóre opracowania obejmowały tylko część bałtyckich wybrzeży – np. zachodnią i środkową część Bałtyku Południowego (Sztobryn, Stigge i in., 2005; Sztobryn i in., 2009) czy też Zatokę Fińską (Averkiev, Klevanny, 2007; Averkiev, Klevanny, 2010).

Drugim ważnym wkładem niniejszej pracy w badania Morza Bałtyckiego była próba uwzględnienia w analizach ekstremalnych poziomów morza czynnika tzw. fali barycznej („poduszki wodnej” pod niżej), czyli zniekształcenia powierzchni morza przez szybki i głęboki niż baryczny. Dotychczas czynnik ten był niedoceniony w literaturze światowej, a na plan pierwszy w publikacjach z zakresu oceanografii wysuwana była aktywna rola wiatru, co odbywało się ze szkodą dla wytłumaczenia mechanizmu kształtowania zdarzeń ekstremalnych, jakimi są powodzie w strefie brzegowej morza lub zbyt niskie poziomy morza zagrażające bezpieczeństwu żeglugi czy stabilności budowli hydrotechnicznych.

Przyjęta teza pracy brzmi, iż do wystąpienia ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego, zmieniających się na skutek zmian klimatu, przyczyniają się w różnym stopniu napełnienie Bałtyku, oddziaływanie wiatru oraz zniekształcenie powierzchni morza przez szybki niż baryczny, a samo rozmieszczenie tych ekstremów zależy przede wszystkim od ekspozycji części wybrzeży w stosunku do torów niżów, charakterystyki batymetrycznej i morfologicznej strefy brzegowej oraz lokalizacji wodowskazów w stosunku do otwartych akwenów Morza Bałtyckiego.

Celem pracy jest zaprezentowanie czasowej i przestrzennej charakterystyki ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego poprzez analizę tendencji wieloletnich zmian poziomów ekstremalnych i ustalenie ich geograficznego wzorca.

Osiągnięcie tego celu było możliwe poprzez realizację poszczególnych zadań badawczych:

- wydzielenie akwenów Bałtyku o podobnym rytmie wahań poziomu morza,
- analizę zmian wysokich i niskich poziomów morza w wieloleciu 1960–2010,
- ustalenie geograficznego wzorca w rozmieszczeniu ekstremalnych poziomów morza,
- wyznaczenie prawdopodobieństwa wystąpienia teoretycznych maksymalnych i minimalnych poziomów morza w analizowanym wieloleciu,
- wyznaczenie charakterystycznych poziomów morza, a w szczególności poziomów najwyższych i najniższych miesięcznych w analizowanym wieloleciu,
- ustalenie geograficznego rozkładu sezonowych wysokich i niskich poziomów morza oraz wyznaczenie miesięcznej częstości występowania wezbrań sztormowych,
- obliczenie stopnia zależności pomiędzy wskaźnikami cyrkulacji atmosfery a maksymalnymi, średnimi i minimalnymi poziomami morza,
- ustalenie głównych typów wezbrań sztormowych oraz charakterystyki ich przebiegu podczas wybranych sytuacji sztormowych,
- określenie stopnia podatności akwenów Morza Bałtyckiego na ekstremalne zdarzenia hydrologiczne (ekstremalne poziomy morza i wezbrania oraz obniżenia sztormowe),
- porównanie danych pomiarowych poziomu morza z danymi prognostycznymi modelu HI-ROMB.

Aby wszystkie zadania badawcze zostały zrealizowane, w pierwszej kolejności zgromadzono szeroki zbiór rzeczywistych danych obserwacyjnych poziomów morza dla kilkudziesięciu stacji wodowskazowych z wielolecia 1960–2010. Okres ten został wybrany jako możliwie najdłuższy przedział czasowy wynikający z różnej dostępności danych poziomów morza w państwach nadbałtyckich. Drugim niezbędnym elementem służącym realizacji postawionych celów jest przyjęcie jednego poziomu odniesienia dla różnych systemów wysokości w pomiarach poziomu morza stosowanych i obowiązujących w państwach nadbałtyckich. Pozwoliło to na przestrzenne zobrazowanie parametrów ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego. Prawdziwym wyznacznikiem tej pracy jest to, iż zebrane dane hydrologiczne są danymi wysokiej rozdzielczości z pomiarem poziomu morza przeprowadzonym co godzinę. Taka właściwość danych źródłowych, połączona z długim, 51-letnim okresem analizowanych zjawisk, nie była spotykana w dotychczasowych pracach badawczych dotyczących hydrologii Morza Bałtyckiego i daje szerokie możliwości analityczne, zwłaszcza w zakresie krótkookresowych wahań poziomu morza podczas sytuacji sztormowych. Dzięki szczegółowym danym można na przykład zobrazować chwilowy stan topografii powierzchni Bałtyku, który faktycznie już wystąpił w dowolnym dniu i godzinie wielolecia 1960–2010.

2. Charakterystyka fizjograficzna obszaru badań

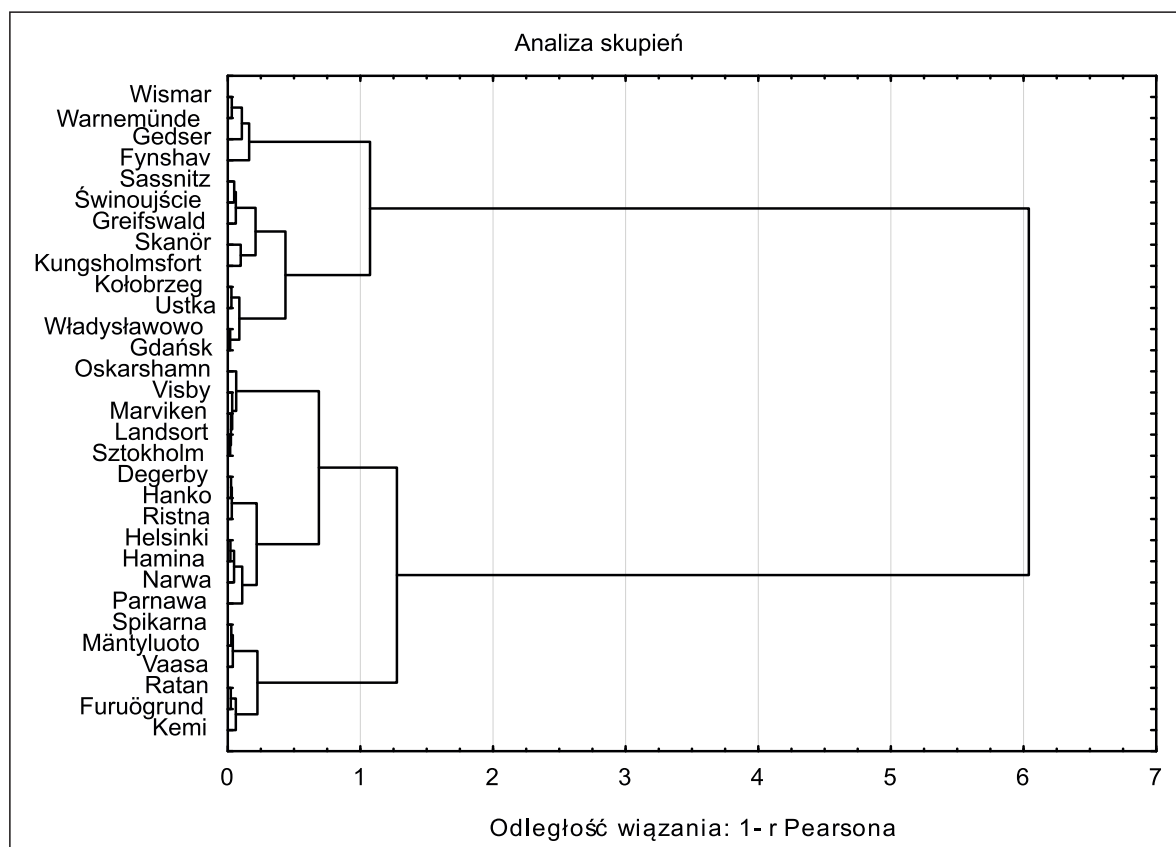
2.1. Podział Bałtyku

W analizach ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego niezwykle ważna jest regionalizacja geograficzna stacji pomiarowych. Jest ona zróżnicowana z uwagi na położenie wodowskazu względem otwartych wód Bałtyku lub obszarów zatokowych, odległości od Cieśnin Duńskich czy też usytuowania wodowskazu na wybrzeżach o różnej ekspozycji względem adwekcji zachodnich mas powietrza i torów niżów barycznych. Dodatkowo różnicującym elementem będzie charakterystyka batymetryczna i morfologiczna strefy płytkowodnej morza. Wszystkie te czynniki będą kształtować indywidualny przebieg poziomu morza dla danego wodowskazu zarówno w skali zmian krótkookresowych (od kilku godzin do kilku dni), sezonowych (zmiany roczne), jak również zmian w wieloleciu. W pracy zastosowano powyższe przedziały czasowe w analizach ekstremalnych poziomów morza. Stąd zaistniała potrzeba zastosowania uniwersalnego kryterium podziału akwenów Morza Bałtyckiego z uwagi na rytm wahań poziomów morza oraz ujednoczenie nazewnictwa w regionalizacji geograficznej.

Istnieje wiele podziałów regionalnych Bałtyku, które stosuje się do badań morza. Liczba wydzielonych subakwenów zmienia się w zależności od klasyfikacji od 10 do około 20. Do najbardziej znanych podziałów Bałtyku należą: podział według Komisji Helsińskiej – HELCOM (8–20 akwenów) (HELCOM, 2013), podział według Światowej Organizacji Meteorologicznej – WMO (7–14 akwenów prognoz morskich) (WMO, 2014), podział według Organizacji ds. Wyżywienia i Rolnictwa – FAO (12 akwenów głównych obszarów rybackich) (FAO, 2014). Geograficzny podział Morza Bałtyckiego w badaniach oceanograficznych najczęściej oparty jest na nadbrzeżnej morfologii, batymetrii, progach przydennych i innych topograficznych formach ukształtowania dna (Łomniewski i in., 1975; Majewski, 1989b; Leppäranta, Myrberg, 2009). W niniejszej pracy, aby wydzielić akweny Morza Bałtyckiego charakteryzujące się podobnym rytmem wahań poziomów wód, posłużono się analizą skupień – dendrogramem (opis narzędzia statystycznego zawarto w podrozdziale 5.2.1).

W analizie wykorzystano godzinne wartości poziomów morza z okresu między rokiem 1960 a 2010, które wystąpiły jednocześnie we wszystkich analizowanych 31 stacjach z długimi seriami obserwacyjnymi (co najmniej 38-letnia seria pomiarowa). Z uwagi na specyfikę Cieśnin Duńskich Kattegatu i Skagerraku (przepływy, zjawisko pływów), zlokalizowanych tam sześć wodowskazów będzie reprezentowało odrębny akwen. Przeprowadzona analiza pozwoliła zaobserwować dwa główne charakterystyczne skupienia wodowskazów (ryc. 2.1) Pierwsze skupienie składa się z wodowskazów położonych w zachodniej i południowej części Bałtyku (stacje od Wismaru do Gdańska). Drugie charakterystyczne skupienie to zbiór wodowskazów reprezentujących całą centralną i północno-wschodnią część Bałtyku (stacje od Oskarshamn do Kemi). W ramach tych istniejących skupień można wyróżnić mniejsze skupienia o ściślejszych związkach poziomów wody (im krótsza odległość wiązania, tym większa siła zależności, czyli wyższy współczynnik korelacji pomiędzy godzinnymi poziomami wód). Największe zależności w poziomach morza zachodzą pomiędzy wodowskazami położonymi geograficznie najbliżej siebie. Są to najczęściej wodowskazy sąsiadujące dla danego wybrzeża, np. wodowskazy wybrzeża szwedzkiego: Sztokholm, Landsort, Marviken, Visby, lub wybrzeża polskiego: Ustka, Kołobrzeg, Władysławowo, Gdańsk. Inne ści-

sie zależności występują również na wodowskazach umiejscowionych na przeciwległych wybrzeżach tej samej zatoki, np. Zatoki Botnickiej: wodowskazy Spikarna – Mäntyluoto – Vaasa, Zatoki Fińskiej: Hamina – Narwa, Zatoki Pomorskiej: Świnoujście – Sassnitz czy Zatoki Meklemburskiej Warnemünde – Gedser (ryc. 2.1).



*(serie pomiarowe stacji wodowskazowych zostały ujęte w tab. 5.1–5.6)

Ryc. 2.1. Dendrogram grupowania godzinnych poziomów wód Morza Bałtyckiego dla wspólnego okresu między rokiem 1960 a 2010

Wykorzystując powyższe wyniki analizy skupień oraz położenie geograficzne poszczególnych wodowskazów, a także istniejący podział Bałtyku według HELCOM (2013), wyodrębniono w pracy podział Morza Bałtyckiego na osiem podstawowych akwenów. Są to:

1. Bałtyk Zachodni – obejmujący swym zasięgiem następujące subakweny:

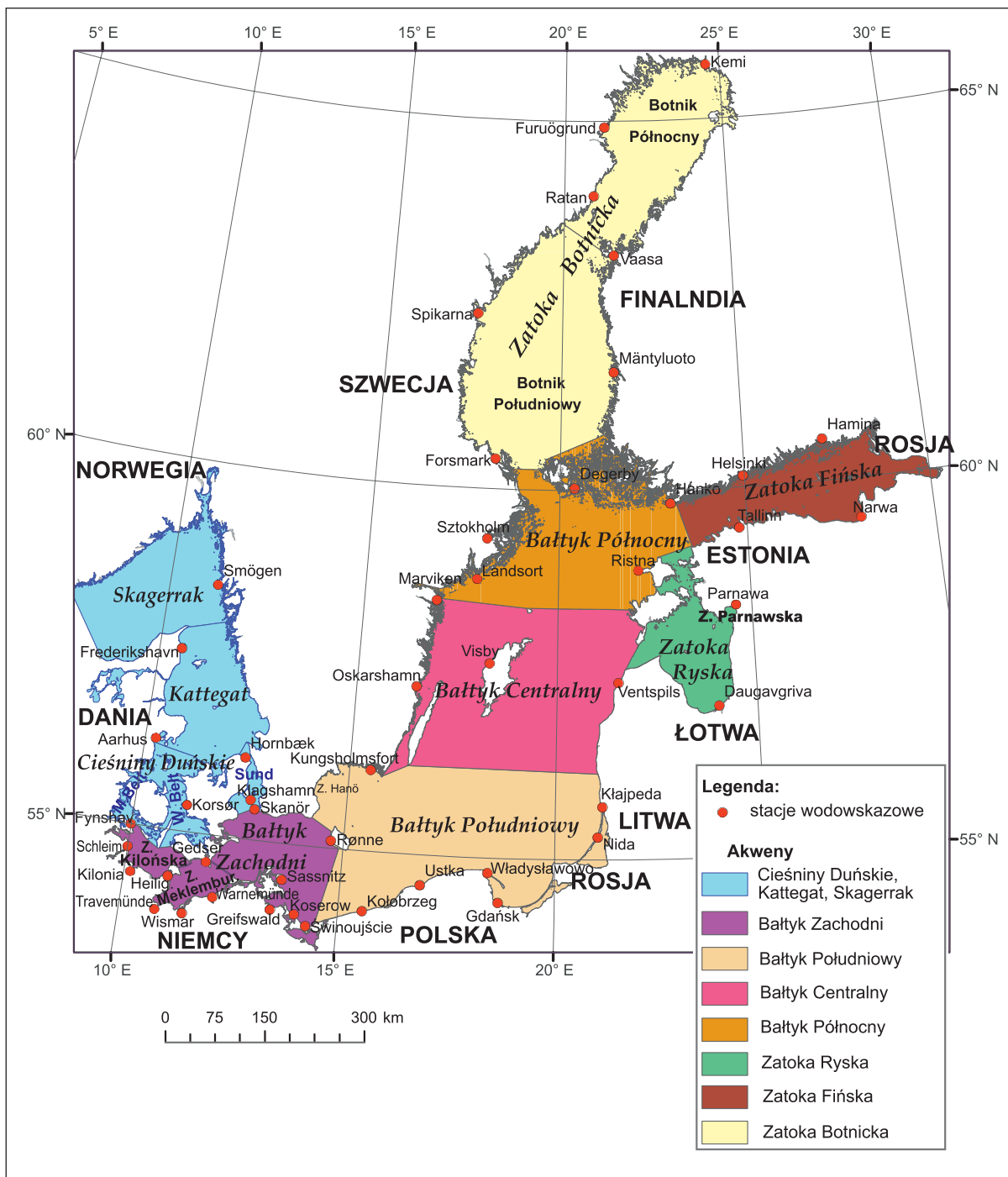
- Zatoka Kilońska (wodowskazy niemieckie: Schleimünde, Kilonia, Heiligenhafen oraz leżący w ujściu Małego Bełtu Fynshav – Dania),
- Zatoka Meklemburska wraz z Zatokami Lubecką i Wismarską (wodowskazy niemieckie: Travemünde, Wismar, Warnemünde, Gedser),
- Basen Arkoński z Zatoką Pomorską oraz Zatoką Greifswaldzką (wodowskazy: Rønne na Bornholmie – Dania, Sassnitz, Greifswald, Koserow – Niemcy, Świnoujście – Polska),
- południowe ujście Sundu (wodowskaz Skanör – Szwecja).

2. **Cieśniny Duńskie z subakwenami, cieśnina Skagerrak, cieśnina Kattegat:**
 - Skagerrak (wodowskaz Smögen – wybrzeże szwedzkie),
 - Kattegat (wodowskazy Frederikshavn i Aarhus – wybrzeże duńskie),
 - Sund (wodowskazy Hornbæk – Dania i Klagshamn – Szwecja),
 - Wielki Bełt (wodowskaz Korsør – Dania),
 - Mały Bełt.
3. **Bałtyk Południowy** – leżący pomiędzy wybrzeżem szwedzkim na północy (Zatoka Hanö i wybrzeża Archipelagu Blekinge z wodowskazem Kungsholmfort-Karlskrona) oraz wybrzeżem polskim i litewskim na południu i wschodzie (wodowskazy polskie: Kołobrzeg, Ustka, Władysławowo, Gdańsk oraz wodowskazy litewskie: Nida w Zalewie Kurońskim i Kłajpeda). Jest to akwen obejmujący jednostkę topografii dna – Basen Bornholmski.
4. **Bałtyk Centralny** – obejmujący jednostkę zwaną Basenem Gotlandzkim, który dzieli się na Basen Zachodniogotlandzki (wodowskazy szwedzkie: Oskarshamn, Marviken i Visby na Gotlandii) oraz Basen Wschodniogotlandzki z wodowskazem łotewskim – Ventspils.
5. **Bałtyk Północny** – leżący pomiędzy: wybrzeżem szwedzkim na zachodzie (wodowskazy: Landsort, Sztokholm) oraz wybrzeżem fińskim (wodowskaz Hanko) i estońskimi wyspami Hiiuma (wodowskaz Ristna) i Sarema na wschodzie. Akwen ten w części północnej składa się z Archipelagu Alandzkiego i Morza Archipelagowego (wodowskaz Degerby), a w części centralnej i południowej obejmuje tzw. Północny Bałtyk właściwy (HELCOM, 2013), którego odpowiednikiem w jednostkach topografii dna jest Basen Północnogotlandzki.
6. **Zatoka Botnicka** – obejmująca Botnik Południowy (inna nazwa Morze Botnickie) (wodowskazy szwedzkie Forsmark i Spikarna, wodowskaz fiński Mäntyluoto) oraz Botnik Północny (wodowskazy szwedzkie: Ratan, Furuögrund oraz wodowskazy fińskie: Kemi, Vaasa).
7. **Zatoka Fińska z północnym wybrzeżem fińskim** (wodowskazy Helsinki, Hamina) oraz południowym wybrzeżem estońskim (wodowskazy Tallinn i Narwa).
8. **Zatoka Ryska z Zatoką Parnawską** (wodowskazy: Parnawa – Estonia, Daugavgrīva – Łotwa).

Szczegółowy podział Bałtyku na osiem podstawowych akwenów wraz z rozmieszczeniem wodowskazów przedstawiono na ryc. 2.2.

Powyższy podział będzie obowiązywał podczas analiz ekstremalnych poziomów morza w dalszej części niniejszej pracy. Natomiast pojęcie „Bałtyku właściwego”, również używane w pracy, będzie oznaczało akwen „otwartych wód” Bałtyku, czyli akwen składający się z:

- wschodniej części Bałtyku Zachodniego (Basen Arkoński z Zatoką Pomorską),
- Bałtyku Południowego,
- Bałtyku Centralnego,
- Bałtyku Północnego.



Ryc. 2.2. Podział Morza Bałtyckiego na osiem podstawowych akwenów

2.2. Hydrografia i batymetria poszczególnych akwenów Morza Bałtyckiego

Pierwszoplanowy czynnik wywołujący ekstremalne poziomy morza to czynnik klimatyczno-meteorologiczny (cyrkulacja atmosferyczna, wpływ układu niskiego ciśnienia (jego głębokość, tor i prędkość przemieszczania się) oraz działalność wiatru (czas, prędkość i kierunek działania). Drugim takim czynnikiem jest czynnik hydrologiczny, czyli wymiana wód z Morzem Północ-

nym powodująca napełnienie zbiornika Bałtyku lub obniżenie jego poziomu wód. Oba czynniki wpływają na bezpośrednie kształtowanie się ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego. Charakterystyka hydrograficzna, stosunki batymetryczne oraz morfologia akwenu morskiego są pośrednim czynnikiem wpływającym na ekstremalne wahania poziomu morza. Płytkie akweny Bałtyku (zwłaszcza zatoki) o niewielkiej objętości wód w czasie sytuacji sztormowych będą szybciej się napełniały lub oddawały wodę w zależności od warunków anemobarycznych nad danym obszarem w porównaniu z rozległymi i głębokimi akwenami.

Morze Bałtyckie zajmuje obszar o powierzchni 413 946 km² (włączając Kattegat). Bałtyk jest morzem płytkim o średniej głębokości 54 m (tab. 2.1). Jedynie około 12% całkowitej powierzchni ma głębokość ponad 100 m, a 2,7% powierzchni ma głębokość większą niż 150 m. Wynika z tego, iż przeważająca część Bałtyku należy do płytkiego, przybrzeżnego obszaru (około 50% powierzchni ma głębokość 50 m lub mniejszą) (ryc. 2.3) (Majewski, 1994).

Obecny Bałtyk składa się z różnych zbiorników, w których charakter linii brzegowej i topografii dna są znacznie zróżnicowane. Ta zmienność jest jednym z kluczowych czynników złożonej dynamiki wód Morza Bałtyckiego. Geometria, morfologia, głębie i progi akwenów Bałtyku, a także przybrzeżne obszary często reprezentowane przez archipelagi wysp, mają swoje własne specyficzne cechy, które silnie wpływają na prądy i procesy mieszania wód (BACC Author Team, 2008; Lepäranta, Myrberg, 2009).

Tabela 2.1. Dane morfometryczne poszczególnych akwenów Morza Bałtyckiego (dane morfometryczne wyznaczone w pracy w programie ArcGis na podstawie HELCOM 2013)

| Akweny | Powierzchnia [km ²] | Średnia głębokość [m] | Maksymalna głębokość [m] | Objętość [km ³] |
|------------------------------------|---------------------------------|-----------------------|--------------------------|-----------------------------|
| Morze Bałtyckie | 413 946 | 54 | 459 | 20 966 |
| Cieśniny Duńskie + Kattegat | 35 967 | 19 | 130 | 677 |
| Kattegat | 23 221 | 23 | 130 | 510 |
| Wielki Bełt | 7 686 | 13 | 60 | 101 |
| Mały Bełt | 2 776 | 15 | 81 | 41 |
| Sund | 2 284 | 11 | 53 | 25 |
| Bałtyk Zachodni | 27 092 | 21 | 53 | 573 |
| Zatoka Kilońska | 3 418 | 16 | 36 | 56 |
| Zatoka Meklemburska | 4 606 | 16 | 30 | 75 |
| Basen Arkoński | 19 068 | 23 | 53 | 442 |
| Bałtyk Południowy | 77 924 | 49 | 114 | 3 836 |
| Basen Bornholmski | 72 109 | 46 | 105 | 3 650 |
| Zatoka Gdańska | 5 815 | 57 | 114 | 186 |
| Bałtyk Centralny | 69 956 | 77 | 249 | 5 412 |
| Basen Wschodniogotlandzki | 42 311 | 83 | 249 | 3 542 |
| Basen Zachodniogotlandzki | 27 645 | 67 | 459 | 1 870 |
| Bałtyk Północny | 54 417 | 65 | 301 | 3 554 |
| Basen Północnogotlandzki | 40 301 | 71 | 150 | 3 049 |
| Morze Alandzkie | 4 337 | 75 | 301 | 384 |
| Morze Archipelagowe | 9 779 | 19 | 104 | 121 |
| Zatoka Botnicka | 100 246 | 56 | 293 | 5 600 |
| Botnik Południowy | 63 019 | 66 | 293 | 4 147 |
| Botnik Północny | 37 227 | 41 | 146 | 1 453 |
| Zatoka Fińska | 29 551 | 37 | 123 | 907 |
| Zatoka Ryska | 18 793 | 23 | 51 | 407 |



Ryc. 2.3. Topografia dna Morza Bałtyckiego (Fonselius, 1995 – zmienione, za pozwoleniem Swedish Meteorological and Hydrological Institute)

Cieśniny Duńskie i Kattegat

Kattegat zaliczany jest do obszaru przejściowego pomiędzy Bałtykiem a Morzem Północnym, w którym zachodzi największe mieszanie się wód oceanicznych z bałtyckimi. Występują w nim zjawiska turbulენტnej dyfuzji o dużym zasięgu i nasileniu. Akwen zajmuje powierzchnię 23 221 km² i mieści 510 km³ wody (tab. 2.1). Kattegat w części północnej posiada swobodne połączenie ze Skagerrakiem i Morzem Północnym, gdzie głębokości przekraczają 60 m (najgłębsze miejsce to

109 m w Rynnie Norweskiej). W części południowo-zachodniej pojawiają się mielizny (Łomniewski i in., 1975).

Cieśniny Duńskie (bez Kattegatu) to obszar 12 746 km² składający się z kilkudziesięciu wysp i trzech cieśnin łączących południowy Kattegat z Bałtykiem Zachodnim – Małego Bełtu, Wielkiego Bełtu i Sundu. Średni wieloletni wskaźnik przepływu wód między cieśninami Małym i Wielkim Bełtem a cieśniną Sund wynosi 8:3, jednak w określonych sytuacjach proporcja ta może być całkiem inna (Jakobsen, Trébuchet, 2000). Główna droga wymiany wód następuje przez Wielki Bełt, który rozciąga się na długości 120 km między wyspami Zelandią, Loland oraz Fionią i Langeland. Szerokość cieśniny wynosi od 16 do 30 km. Ma urozmaicone ukształtowane dno z głębokimi rynnami do ponad 50 m oraz licznymi mieliznami. Południowa granica tej cieśniny to Próg Darss o głębokości 17 m (ryc. 2.3) (Łomniewski i in., 1975; Majewski, 1994).

Mały Bełt jest najwęższą cieśniną wydłużoną do 125 km i przebiegającą między Półwyspem Jutlandzkim i wyspą Als a wyspami Fionią i Ærø na wschodzie (ryc. 2.3). Z uwagi na przeważające niewielkie głębokości nieprzekraczające 15 m i niewielką szerokość (0,8 km w najwęższym miejscu) Mały Bełt ma nieduże znaczenie w wymianie wód oceanicznych z bałtyckimi (do 10% wielkości wymiany). Transport wody Wielkim Bełtem jest o rząd wielkości większy niż Małym Bełtem (Jakobsen, Ottavi, 1997).

Sund (Øresund) stanowi najkrótszą drogę morską między Morzem Bałtyckim a Morzem Północnym. Cieśnina ta ciągnie się na długości ok. 110 km pomiędzy duńską wyspą Zelandią a Skanią w Szwecji. Sund jest najwęższy w północnej części (4,4 km), gdzie głębokości przekraczają 20 m. Większa część cieśniny ma głębokość 15 m, ale w środkowej części charakterystyczne są głębokie rynny do 50 m. Najmniejsze głębokości znajdują się na mieliznie Drogden (Drogden-Flint Channel) u południowego wejścia do cieśniny i wynoszą 8 m. Prądy wychodzące z Bałtyku kierują się przede wszystkim na Sund (Łomniewski i in., 1975; Leppäranta, Myrberg, 2009).

Bałtyk Zachodni

Bałtyku Zachodni obejmuje akweny: Zatokę Kilońską, Zatokę Meklemburską oraz Basen Arkoński wraz z Zatoką Pomorską. Jego łączna powierzchnia to 27 092 km² a objętość tylko 573 km³ (tab. 2.1).

Zatoka Kilońska, położona na południe od Wielkiego i Małego Bełtu, ma duże znaczenie hydrograficzne, gdyż wzdłuż wyspy Langeland wpływają do niej wody oceaniczne w czasie wlewów i tutaj, zgodnie z działaniem siły Coriolisa, skręcają w prawo, a po wypełnieniu zatoki słoną wodą przemieszczają się dalej przez Bełt Fehmarn i Zatokę Meklemburską ku Basenowi Arkońskiemu, pokonując po drodze próg podwodny Gedser-Darsser Ort (Darss). Główna rynna Zatoki Kilońskiej, określona izobatą 20 m, przebiega w kierunku południowo-wschodnim, co sprzyja ruchowi wód z Wielkiego Bełtu na Bełt Fehmarn. Bełt Fehmarn o szerokości 15 km jest cieśniną położoną między wyspami Lolland i Fehmarn i łączącą Zatokę Kilońską z Meklemburską. Izobata 20 m obejmuje większość akwenu tej cieśniny (ryc. 2.3) (Łomniewski i in., 1975).

Zatoka Meklemburska ma kształt kolisty i do środkowej jej części przylegają od południa Zatoka Lubecka i Zatoka Wismarska. Dno zatoki podnosi się w kierunku wschodnim, dlatego podczas wlewów oceanicznych najpierw następuje wypełnienie zatoki aż do wysokości progu Darsser Ort, skąd wody słone spływają Rynną Kadet na wschodnią stronę (ryc. 2.3) (Łomniewski i in., 1975).

Basen Arkoński jest najbardziej wysuniętym ku cieśninom akwenem Bałtyku właściwego o nieckowatej budowie dna i średniej głębokości 23 m, a maksymalnej 53 m. Słone wody przydenne z wlewów oceanicznych przemieszczają się obniżeniem w Rynnie Bornholmskiej (cieśnina Hamrare pomiędzy Skanią a wyspą Bornholm o głębokości 45 m) w głąb Bałtyku (ryc. 2.3) (Łomniewski i in., 1975; Majewski, 1994, Leppäranta, Myrberg, 2009).

Bałtyk Południowy

Bałtyk Południowy obejmuje Basen Bornholmski wraz z wybrzeżami południowej Szwecji i Polski. Jego łączna powierzchnia wynosi 77 924 km², a objętość 3836 km³ (tab. 2.1). Bałtyk Południowy posiada szereg basenów, głębi, rynien, ławic, zatok i zalewów. W zachodniej części akwenu znajduje się Basen Bornholmski z przeciętną głębokością 60–80 m (maksymalna głębokość w Głębi Bornholmskiej wynosi 105 m). W obszarze na południowy zachód od Bornholmu występują ławice: Rönne, Orla, Odrzana, gdzie głębokości wynoszą zaledwie 5–25 m. Najgłębsze przejście słonych wód w głąb Bałtyku, które dochodzi do Basenu Wschodniogotlandzkiego, to Rynna Słupska (ang. Stolpe Channel) z głębokościami 60–90 m. Na południe od Rynny Słupskiej znajduje się Ławica Słupska o głębokości 8 m, dalej w kierunku wschodnim na tej samej szerokości znajduje się Głębia Gdańska (118 m), a na południe od niej znacznie płytsza Zatoka Gdańska. Na północy Basen Bornholmski graniczy ze szwedzkim wybrzeżem (Zatoka Hanö oraz wybrzeża Archipelagu Blekinge) i płytszym akwenem Ławicą Środkową (ang. Midsjö Bank), który łączy go z Basenem Zachodniej Gotlandii. Na południowych wybrzeżach Bałtyku Zachodniego i Południowego znajdują się typowe zalewy przybałtyckie spłycone do kilku metrów głębokości (Zalew Szczeciński, Zalew Wiślany, Zalew Kuroński). Zalewy spełniają ważną funkcję hydrologiczną, stanowiąc obszar przejściowy dla wód rzecznych i morskich (ryc. 2.3) (Łomniewski i in., 1975; Leppäranta, Myrberg, 2009).

Bałtyk Centralny

Bałtyk Centralny obejmuje jednostkę topografii dna, jaką jest Basen Gotlandzki o łącznej powierzchni 69 956 km² i objętości wód 5412 km³. Basen ten dzieli się na wschodni i zachodni z położonymi w centralnej części wyspami: Gotlandią, Fårö, Gotska Sandön oraz Kopparstenarna. Basen Wschodniogotlandzki jest obszernym zagłębieniem w kształcie misy. Do południowej części tej misy dochodzi Rynna Słupska z głębokościami progów 80 m. W Basenie Wschodniogotlandzkim można wyróżnić dwie głębie: Głębnię Gotlandzką (249 m) zlokalizowaną na wschód od Gotlandii oraz Głębnię Fårö (205 m) na północny wschód od Gotlandii. Głębokość progów pomiędzy tymi głębinami wynosi 140 m. Basen Wschodniogotlandzki oddzielony jest od Basenu Północniogotlandzkiego progiem Fårö, który osiąga głębokość 115 m (ryc. 2.3) (Leppäranta, Myrberg, 2009).

Głębia Landsort (459 m), najgłębsze miejsce w całym Bałtyku, znajduje się w Basenie Zachodniogotlandzkim. Jest to rozpadlina w kształcie półksiężyca z bardzo stromymi ścianami. Basen Zachodniogotlandzki zawiera dodatkowo Głębnię Norrköping (205 m). Część środkowa Basenu Zachodniogotlandzkiego to obszary o głębokości większej niż 150 m, natomiast część południowo-zachodnia tego basenu (Hoburg Bank i Midsjö Bank) jest płytsza, a głębokości wynoszą od 20 do 40 m. Między wyspą Olandią, należącą do Basenu Zachodniogotlandzkiego, a Szwecją znajduje się Cieśnina Kalmarska, w której występują silne prądy powierzchniowe opływające Skanię i wyprowadzające wody bałtyckie ku Cieśninom Duńskim (ryc. 2.3) (Łomniewski i in., 1975; Leppäranta, Myrberg, 2009).

Bałtyk Centralny posiada dużo większe głębokości w porównaniu z pozostałymi akwenami Bałtyku i mieści w sobie 5412 km³ masy wodnej (ryc. 2.3). Odświeżanie wód głębinowych Bałtyku Centralnego odbywa się w okresach silnych, długotrwałych wlewów oceanicznych po upływie około pół roku od czasu rozpoczęcia się wlewu w Cieśninach Duńskich (Łomniewski i in., 1975).

Bałtyk Północny

Główną jednostką ukształtowania dna Bałtyku Północnego jest Basen Północnogotlandzki o powierzchni 40 301 km². Rozciąga się między ujściami zatok: Botnickiej (na północy), Fińskiej (na północnym wschodzie) i Ryskiej (na południowym zachodzie). Topografia Basenu Północnogotlandzkiego jest bardzo zmienna. Istnieją w tym akwenie duże obszary o głębokości większej niż 150 m. Na zachodzie Basen Północnogotlandzki graniczy z Archipelagiem Sztokholmskim oraz z Basenem Zachodniogotlandzkim przez Próg Gotska-Sandön o głębokości 100 m. Na północy basen ten graniczy z Morzem Archipelagowym i Morzem Alandzkim, poprzez Próg Alandzki o głębokości 70 m. W obrębie Morza Alandzkiego znajduje się Głębia Alandzka o maksymalnej głębokości 301 m. W obu morzach znajdują się setki wysp, a największe z nich to Wyspy Alandzkie (ryc. 2.3) (Łomniewski i in., 1975; Leppäranta, Myrberg, 2009).

Zatoka Botnicka

Zatoka Botnicka jest osadzoną, częściowo zamkniętą, misą Morza Bałtyckiego, której hydrografia jest zupełnie inna niż pozostałych akwenów Bałtyku. Jest to spowodowane faktem, iż podwodne progi oraz archipelagi w południowej części zasadniczo izolują ten akwen od Basenu Północnogotlandzkiego. Zatokę Botnicką (ang. Gulf of Bothnia) dzieli się na dwie części: południową, zwaną Botnikiem Południowym (ang. Sea of Bothnia) oraz północną o charakterze zatoki, zwaną Botnikiem Północnym (ang. Bay of Bothnia). Botnik Południowy graniczy z Bałtykiem Północnym (Basenem Północnogotlandzkim) przez szeroką i głęboką cieśninę Kvarken Południowy, Morze Alandzkie i dalej na wschód przez Morze Archipelagowe. Botnik Południowy o powierzchni 63 019 km² stanowi większą część Zatoki Botnickiej (tab. 2.1). Akwen ten jest asymetryczny – po fińskiej stronie nachylenie dna jest łagodne, po stronie szwedzkiej natomiast wybrzeże jest strome i dno jest nierówne. Izobata 100 m przebiega w tym basenie południkowo. W jego północno-zachodniej części znajduje się największa głębokość Botnika Południowego – Głębia Ulvö (293 m). Cieśnina Kvarken Północny łącząca Botnik Północny z Południowym przecina płytsze obszary o głębokości 25 m. Botnik Północny jest przeważnie niegłębokim obszarem ze średnią głębokością 41 m, powierzchnią 37 227 km² o oraz objętością wód 1453 km³ (tab. 2.1). Dno basenu w północnej części jest płytkie i prawie płaskie, natomiast w środkowej części obniża się do 140 m. Najgłębsze miejsce, Głębia Lulea (146 m), jest położone na południowy wschód od miasta Lulea (ryc. 2.3) (Łomniewski i in., 1975; Leppäranta, Myrberg, 2009).

Zatoka Fińska

Zatoka Fińska jest najdalej na wschód wysuniętym akwenem Morza Bałtyckiego o powierzchni 29 551 km² i objętości wód 907 km³ (tab. 2.1). Z hydrograficznego punktu widzenia wydłużona na 420 km i wąska (45 km w najwęższym miejscu) Zatoka Fińska jest kontynuacją Basenu Północnogotlandzkiego, ponieważ nie istnieje próg pomiędzy obydwojoma basenami. Akwen staje się płytszy w kierunku wschodnim. Najgłębsze obszary (80–100 m) znajdują się w części zachodniej i południowej a maksymalna głębokość tam zlokalizowana wynosi 123 m (Głębia Paldiski). Estońskie wybrzeże ma dość strome i lokalnie prawie proste ściany, mniej lub bardziej regularną batymetrię oraz pojedyncze wyspy. Natomiast fińskie wybrzeże jest płytkie (20–40 m), ma nadzwyczaj nieregularną linię brzegową i nierówną batymetrię i zawiera obszerne obszary archipelagów. We wschodniej części zatoki głębokość jest mniejsza niż 60 m a w ujściu rzeki Newy głębokość wynosi zwykle poniżej 5 m. Jest to wąskie gardło zatoki, w której znajduje się wyspa Kotlin w wodowskazem Kronstadt. Zatokę Fińską można traktować jako klasyczny przykład zaniku oddzia-

ływania w kierunku wschodnim bardziej słonych wód bałtyckich (ryc. 2.3) (Soomere i in., 2009; Leppäranta, Myrberg, 2009).

Zatoka Ryska

Zatoka Ryska jest półzamkniętą, regularnie ukształtowaną misą, która jako naturalny zbiornik wody zlokalizowany jest na uboczu właściwego Bałtyku, w jego wschodniej części. Jest akwenem o powierzchni 18 793 km² i objętości 407 km³ (tab. 2.1). Zatoka ta jest w dużym stopniu odizolowana od Basenu Gotlandzkiego ze względu na obecność wysp Hiumy i Saremy, które od północnego zachodu i zachodu osłaniają akwen. Z otwartymi wodami Bałtyku zatoka ta łączy się przez północne cieśniny Hari, Soela i Suur, a także przez zachodnią cieśninę Irba. Największą z cieśnin jest Irba, której szerokość wynosi 27 km, powierzchnia 0,27 km², przeciętna głębokość to 10 m a głębokość maksymalna wynosi 21 m. Między wyspami a lądem stałym leży płytkie Morze Vainämeri (średnia głębokość mniejsza niż 10 m), które z Bałtykiem właściwym łączy się przez cieśninę Hari (na północy) oraz cieśninę Soela (na zachodzie). Maksymalna głębokość w Zatoce Ryskiej wynosi 51 m, a średnia głębokość wynosi 23 m. Wybrzeża są w dużej mierze piaszczyste. Północno-wschodnią odnogą zatoki jest płytka i wąska Zatoka Parnawska. W Zatoce Ryskiej zachodzi silne mieszanie się wód słonawych z rzecznyymi a szczególnie rzeki Dźwiny (ryc. 2.3) (Suursaar i in., 2006a; Suursaar i in., 2009; Leppäranta, Myrberg, 2009).

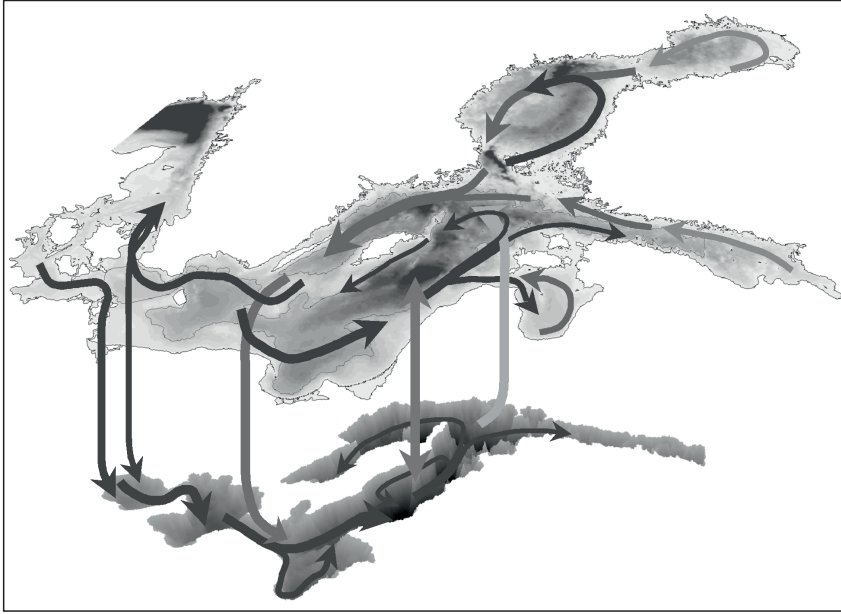
2.3. Ogólna cyrkulacja wód bałtyckich

Wymiana wód z Morzem Północnym jest ograniczona przez wąskie cieśniny (Mały Bełt, Wielki Bełt oraz Sund) o minimalnej szerokości (odpowiednio: 0,8, 16 i 4 km) i płytkie progi (Darss – 17 m i Drogden – 8 m głębokości). W rezultacie minimalny przekrój poprzeczny dla Bełtów to wartość 300 000 m² a dla Sundu 100 000 m². Takie parametry cieśnin znacznie limitują ilość przepływającej wody (Carlsson, 1997; BACC Author Team, 2008).

W czasie ciszy atmosferycznej, w stabilnych warunkach atmosferycznych, z wyżej położonego zwierciadła wody bałtyckiej płynie powierzchniowo przez cieśniny prąd wody ku Morzu Północnemu, dołem natomiast sączy się struga wody oceanicznej ku Bałtykowi. Podczas gdy słona woda wpływa do Morza Bałtyckiego w południowo-zachodnim obszarze cieśnin, nadwyżka słonawych wód jest skoncentrowana w dużych zatokach położonych w przeciwnej, północno-wschodniej części morza. Prowadzi to do znacznego gradientu w zasoleniu wód, a tym samym do ogólnego nachylenia średniego poziomu morza od wielkich zatok (Zatoka Botnicka, Zatoka Fińska) do Kattegatu. Według Ekmana i Mäkinena (1996) nachylenie to wynosi około 35–40 cm. Różnice w poziomie wody zmuszają słonawą wodę powierzchniową do wypływania z Bałtyku. W drodze ku Kattegatowi i Skagerrakowi woda słonawa staje się bardziej słona, ponieważ wody powierzchniowe mieszają się z leżącymi głębiej masami wodnymi. Ten obieg wód można nazwać estuariową cyrkulacją, której siłą sterującą są głównie dopływy rzek do Bałtyku. Ogólna cyrkulacja ma charakter cyklonalny w obrębie głównych akwenów Bałtyku (Bałtyk właściwy, Zatoka Fińska, Zatoka Ryska i Zatoka Botnicka). Prąd wypadkowy przy południowych brzegach morza ma kierunek wschodni, dalej północny, a przy brzegach szwedzkich prąd schodzi na południe w kierunku Cieśnin Duńskich (ryc. 2.4). Mimo iż uśrednione prądy powierzchniowe są słabe – ich prędkość to około 5 cm·s⁻¹ (centymetrów na sekundę), trwałość układu krążenia jest w niektórych obszarach stosunkowo silna. W wyniku ogólnej cyrkulacji transportowane są sól i ciepło i dlatego woda jest cieplejsza i bardziej słona we wschodnich częściach basenów niż w częściach zachodnich. Wymiana głębinowa wód w Bałtyku właściwym jest ograniczona i regulowana przez podwodne progi i ka-

nały łączące głębokie baseny (Łomniewski i in., 1975; BACC Author Team, 2008; Leppäranta, Myrberg, 2009)

Na to długoterminowe średnie krążenie wód nakładają się duże fluktuacje związane z przechodzeniem aktywnych niżów barycznych, działalnością wiatru oraz wahaniami poziomu wody. Te ostatnie czynniki szczególnie w stanach ekstremalnych mają dodatkowy wpływ na wymianę wód z Morzem Północnym oraz między basenami, a także na transport i mieszanie wody w obrębie poszczególnych podregionów Morza Bałtyckiego.



Ryc. 2.4. Powierzchniowa, pionowa i przydenna cyrkulacja wód Morza Bałtyckiego (Elken, Matthäus, 2008 – dzięki uprzejmości J. Elkena)

2.4. Elementy klimatu regionu Morza Bałtyckiego. Główne wskaźniki cyrkulacji atmosfery

Morze Bałtyckie to obszar stałej wymiany mas powietrza o różnych fizycznych cechach, co skutkuje wielką zmiennością pogody, z dnia na dzień i z roku na rok. Klimat tego regionu jest kontrolowany przez wielkie systemy ciśnienia, które regulują przepływ powietrza ponad kontynentem: Niż Islandzki oraz Wyż Azorski, a także zimowy wyż i letni niż znad Rosji. O stanie pogody nad Morzem Bałtyckim decyduje głównie lokalizacja i siła prądu strumieniowego wiatru zachodniego (jet streamu). Charakterystyka prądu strumieniowego wynika z ogólnej cyrkulacji atmosfery na półkuli północnej. Osadzone w tym zachodnim systemie wiatru niże z ich frontami i zatokami przenoszą wilgotne masy powietrza z północnego Atlantyku i Morza Północnego do centralnej i północnej Europy. To prowadzi do przewagi morskiego wpływu na klimat regionu Bałtyku, co przejawia się w tym obszarze częstym zachmurzeniem, zwiększeniem wilgotności i wietrzności. Ten system niskiego ciśnienia dotyka szczególnie południową i zachodnią część Morza Bałtyckiego. We wschodniej i północnej części Morza Bałtyckiego morski charakter warunków pogodowych jest zmniejszony poprzez procesy tarcia i wysychania mas powietrza, między innymi na skutek efektu fenowego blokujących Gór Skandynawskich (BACC Author Team, 2008; Tiesel, 2008).

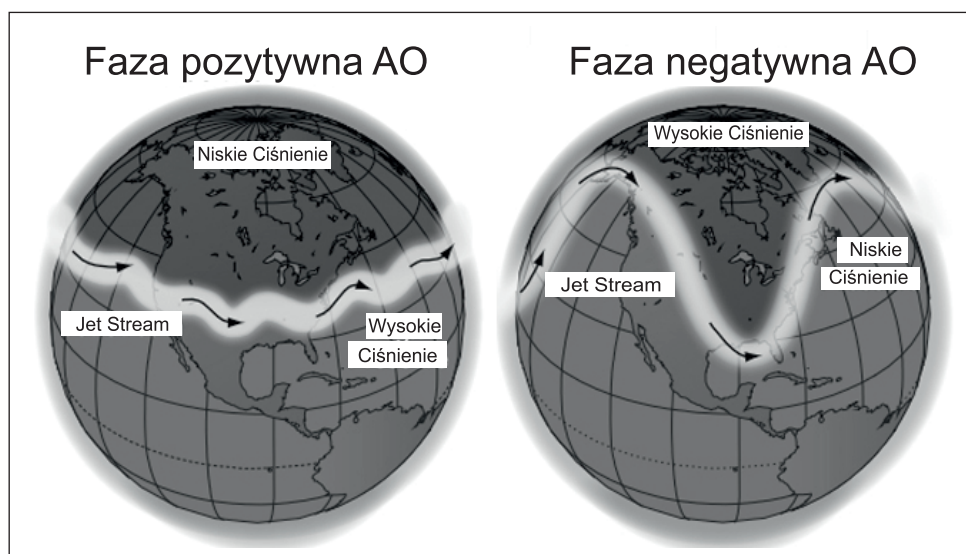
Różne warunki atmosferyczne regionu Bałtyku wynikają z wielkiej rozpiętości geograficznej akwenu z południowego zachodu na północny wschód (Hupfer, 1977; Rheinheimer, 1995).

W okresie zimowym południowa część Bałtyku pozostaje bardzo często w centrum lub na południe od zachodniego pasa jet streamu (prądu strumieniowego), a tym samym na jego cieplej stronie. W konsekwencji zimy w południowo-zachodnim Bałtyku pozostają zwykle łagodne. Z kolei obszary północno-wschodnich i północnych części Bałtyku położone po polarnej stronie

strumienia jet streamu mają najczęściej zimy surowsze. Na ten region napływa zimą kontynentalne chłodne powietrze z Syberii. Latem obszary centralnego i północnego Bałtyku są pod silniejszym wpływem Atlantyku z powodu północnego przesuwania się prądu strumieniowego. W okresie letnim nad południowym i południowo-zachodnim Bałtykiem zaznacza się wpływ podzwrotnikowego systemu wysokiego ciśnienia, które rozszerza się nawet dalej na północ jako rezultat globalnego ocieplenia. Te zróżnicowane uwarunkowania atmosferyczne pozwalają określić typ klimatu południowego i zachodniego Bałtyku jako morski, natomiast wschodnich i północnych akwenów jako subarktyczny (BACC Author Team, 2008; Tiesel, 2008).

Oscylacja Północnoatlantycka, której indeks NAO (North Atlantic Oscillation) jest ilościowym wskaźnikiem, należy do głównych czynników wpływających na klimat Europy oraz innych obszarów wokół północnego Atlantyku. Indeks NAO zdefiniowany jest jako różnica znormalizowanego ciśnienia atmosferycznego między dwoma quasi-stacjonarnymi układami barycznymi – Wyżem Azorskim (stacja Gibraltar) i Niżem Islandzkim (stacja Reykjavik). Przy dodatniej fazie NAO (szczególnie zimą) różnica ciśnień pomiędzy Azorami i Islandią jest większa od przeciętnej, co skutkuje silnym zachodnim przepływem mas powietrza z północnego Atlantyku nad północno-zachodnią Europę. Ciepłe i wilgotne powietrze, docierając do Europy, powoduje, że zimy są cieplejsze od przeciętnych. Charakterystyczne jest występowanie nad Atlantykiem i Europą silnych północno-zachodnich wiatrów (okresy sztormowe). Przy ujemnej fazie NAO (różnica ciśnień pomiędzy Azorami i Islandią jest wtedy mniejsza od przeciętnej) oba systemy ciśnień są słabe i słabe są też zachodnie wiatry. Masy ciepłego i wilgotnego powietrza są kierowane w rejon Morza Śródziemnego, gdzie zwiększa się ilość opadów. Nad północną Europę i Bałtyk mogą wówczas docierać zimne i suche masy powietrza z północy i wschodu lub ciepłe i wilgotne – z południa (Jones i in., 1997; Wibig, 2008).

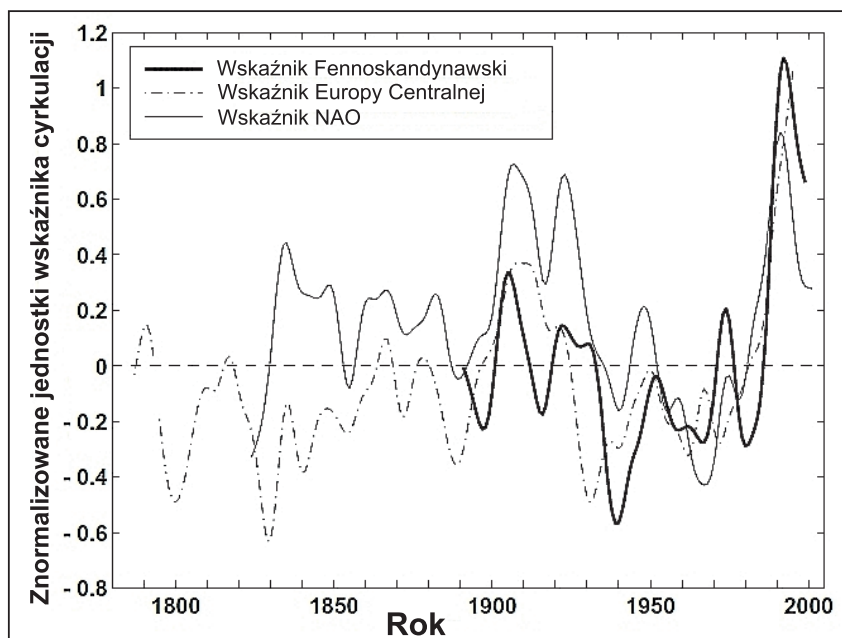
Innym wskaźnikiem cyrkulacji atmosfery, który wpływa na klimat Europy i basenu Morza Bałtyckiego, jest indeks AO – Oscylacji Arktycznej. Wskaźnik ten opisuje okresową oscylację ciśnienia na prawie całej półkuli północnej pomiędzy obszarami biegunowymi i okołotropikalnymi. Jest on dominującym wzorcem zmian ciśnienia na poziomie morza na północ od 20° szerokości geograficznej północnej. Kiedy indeks AO jest pozytywny, ciśnienie powietrza jest niskie nad regionem polarnym. Pomaga to masom jet streamu wiać silniej i intensywniej z zachodu na wschód, utrzymując w ten sposób zimne powietrze arktyczne zablokowane w pierścieniu polarnym. Negatywna faza AO występuje przy wysokim ciśnieniu nad Arktyką i oznacza osłabienie strefowego obiegu mas powietrza, co powoduje większe napływy chłodnego powietrza arktycznego do średnich szerokości (Wibig, 2008; Hansen i in., 2010) (ryc. 2.5).



Ryc. 2.5. Dwie fazy Oscylacji Arktycznej (NOAA, National Centers for Environmental Information, 2014 – zmienione)

Z kolei indeks SCAND jest wskaźnikiem cyrkulacji południkowej, który dotyczy dwóch centrów cyrkulacji Skandynawii i Morza Arktycznego z jednej strony oraz Europy Zachodniej i wschodniej Rosji z drugiej. Pozytywna faza SCAND związana jest z ponadprzeciętnymi opadami w całej środkowej i południowej Europie i opadami poniżej średniej w całej Skandynawii. Wiąże się to z istnieniem antycyklonów blokujących strefową cyrkulację (NOAA, Climate Prediction Center, 2014).

Zmienność w cyrkulacji atmosferycznej ma silny wpływ na klimat w północnej Europie i w basenie Morza Bałtyckiego. Podczas ostatnich dwóch wieków zmienność NAO i innych indeksów cyrkulacji była raczej nieregularna. Od początku lat 60. aż do lat 90. XX wieku morskie masy powietrza zwiększyły swoją częstotliwość szczególnie podczas okresu zimowego (pozytywny trend wskaźników cyrkulacji zachodniej) (ryc. 2.6). Najwyższe wartości wskaźników cyrkulacji w latach 90. świadczą o tym, iż zimowe przepływy mas powietrza z północnego Atlantyku były szczególnie silne podczas ostatniej dekady XX wieku (BACC Author Team, 2008). Te fakty będą przywołane przy analizie ekstremalnych poziomów morza w wieloleciu (podr. 6.2).



Ryc. 2.6. Wieloletnie zmiany trzech wskaźników cyrkulacji strefowej opartych na gradiencie ciśnienia miesięcy zimowych (grudzień-marzec) (Moberg i in., 2005 – zmienione, za pozwoleniem Oxford University Press)

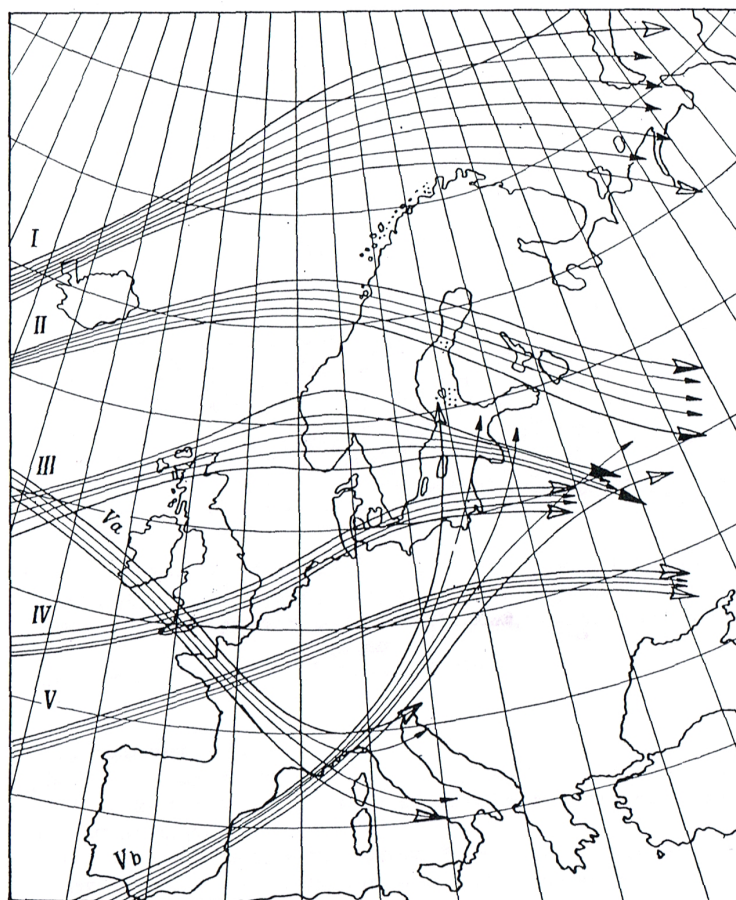
2.5. Niże baryczne na Północnym Atlantyku i nad Morzem Bałtyckim

Ekstremalne poziomy morza w Morzu Bałtyckim, które są przewodnim tematem pracy, występują podczas wezbrań sztormowych wywołanych przez głębokie układy niskiego ciśnienia pochodzące najczęściej z nad północnego Atlantyku. Obszary cyklogenezy związane są z położeniem głównych frontów na kuli ziemskiej. Nad północnym Atlantykiem niże w okresie zimowym powstają zazwyczaj na froncie polarnym u wybrzeży Stanów Zjednoczonych. Z tych obszarów przesuwały się wzdłuż Golsztromu w kierunku wschodniej części kontynentu europejskiego. Podczas wędrówki zatrzymują się pomiędzy półwyspem Labrador a Grenlandią oraz w pobliżu Islandii. Ponad kontynentem europejskim północnoatlantyczne cyklony słabną i zanikają. Niże baryczne powstają również na froncie arktycznym, skąd przemieszczają się nad Morze Barentsa, a następnie w kierunku wybrzeży Rosji. Pozatropikalne cyklony powstają także na froncie śródziemnomor-

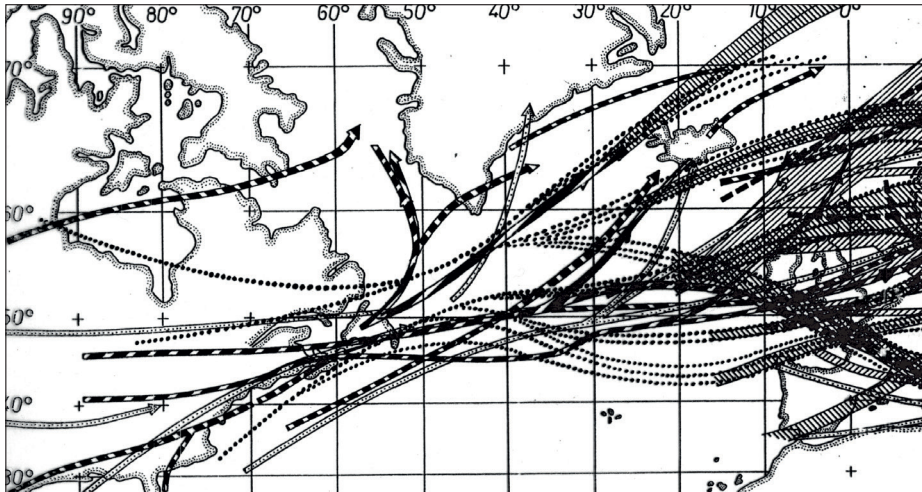
skim, wędrując stąd w kierunku północno-wschodnim, w stronę Turcji i południowej Rosji (Gładysz, 1957; Wiśniewski, 1991; Kowalewska-Kalkowska, 2012).

Zagadnienie trajektorii i charakterystyki cyklonów skupia uwagę wielu badaczy już od ponad stu lat (Van Bebber, 1891; Schinze, 1941; Lewicki, 1965; Wiśniewski, 1991; Rogers, 1997; Yin, 2005; Sepp, 2009). Wszyscy autorzy podkreślają jednak zasadniczy kierunek przemieszczania się niżów barycznych z WSW na ENE i ich dużą intensywność w miesiącach zimowych. Niektóre propozycje dokonują podziału na trzy do pięciu zasadniczych torów, ale te podziały nie pokrywają się ze sobą. Schinze (1941), opierając się częściowo na pracy Van Bebbera (1891), dokonał klasyfikacji trajektorii na pięć głównych torów przemieszczania się niżów barycznych, bez zróżnicowania dróg na letnie i zimowe. Szczegółowy przebieg tych trajektorii przedstawia ryc. 2.7. Podział ten będzie używany w dalszej części pracy przy charakterystyce sytuacji sztormowych (rozdz. 8).

Ryc. 2.7. Główne tory niżów barycznych według Schinzego (Lewicki, 1965)



Wiśniewski (1991) dokonał sumarycznego graficznego zestawienia prezentowanych w literaturze tras niżów (ryc. 2.8). Autor podkreśla, iż w obszarze pomiędzy 50–60°N oraz 30–50°W najczęściej wzrasta intensywność niżów barycznych. Z tego akwenu niże mogą podążać dalej każdym z możliwych torów. Niż baryczny nie jest izolowany od układów ciśnień na całym północnym Atlantyku i tory niżów są silnie kształtowane układami wysokiego ciśnienia oraz często przemieszczają się za poprzedzającym go układem obniżonego ciśnienia (tzw. przechodzenie rodziny niżów przez ocean) (Wiśniewski, 1991). Według Mailiera i in. (2006) wielkoskalowa cyrkulacja atmosfery kontroluje szybkość i ścieżki istniejących cyklonów. W całym atlantycko-europejskim sektorze (30°W–45°E, 35–75°N) powstają średnio w ciągu roku 552 niże baryczne (Sep i in., 2005).



Ryc. 2.8. Sumaryczne zestawienie tras cyklonów na północnym Atlantyku (Wiśniewski, 1991 – dzięki uprzejmości B. Wiśniewskiego)

Wiele prac badawczych wskazuje, iż w XX wieku nastąpił wzrost aktywności cyklonów oraz częstotliwości wiatrów zachodnich na Atlantyku Północnym i w północnej Europie (Gulev i in., 2001; McCabe i in., 2001; Zhang i in., 2004; Pinto i in., 2007) i nad regionem Morza Bałtyckiego (Link, Post, 2007; Sepp i in., 2005; Sepp, 2009). Inną zaobserwowaną zmianą jest przesunięcie się na północ trajektorii cyklonów, co powoduje adwekcje ciepłego i wilgotnego powietrza do Europy Północnej i zmniejszenie opadów w Europie Środkowej (Sepp i in., 2005; Yin, 2005; Bengtsson i in., 2006; IPCC, 2013). Te zmiany są generalnie związane ze zmianami w niżu islandzkim i Oscylacją Północnoatlantycką (NAO) (Alexandersson i in., 1998; Omstedt i in., 2004; Rogers, 1997; Sepp, 2009; Lehmann i in., 2014). Według ostatniego raportu IPCC (IPCC, 2013) za wzrost aktywności sztormów odpowiada antropogeniczne ocieplenie.

Nie wszystkie cyklony przemieszczające się w północnej Europie są związane z Niżem Islandzkim. Znacząca liczba układów niżowych, które wpływają na pogodę w regionie Morza Bałtyckiego, formowała się na Morzu Północnym, Śródziemnym, Czarnym, a nawet Kaspijskim. Sam Bałtyk jest także relatywnie aktywnym obszarem cyklogenezy (Sepp i in., 2005; Tiesel, 2008; Post, Kòuts, 2014).

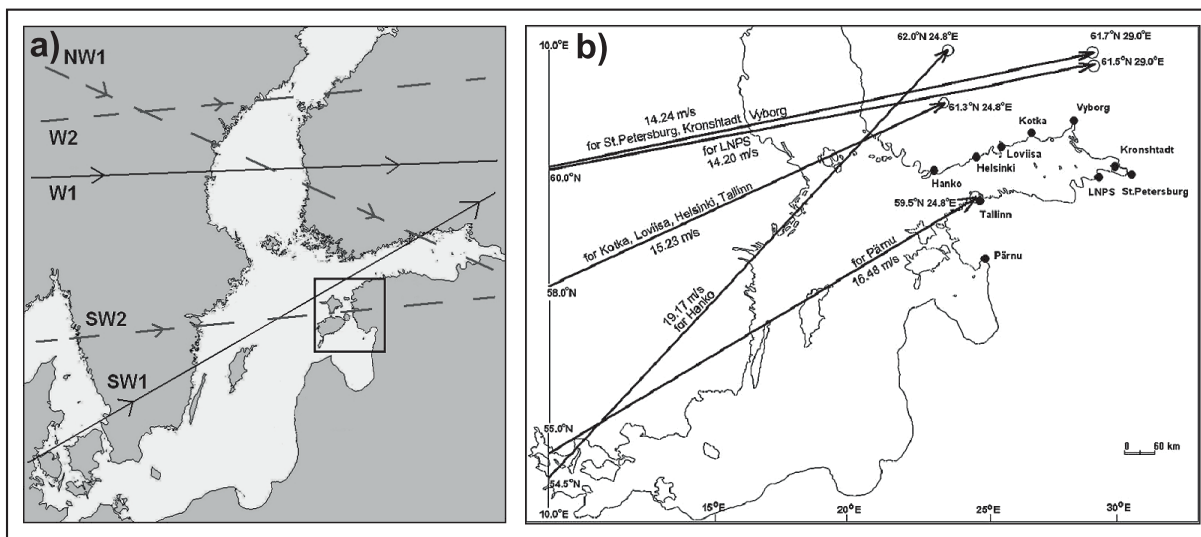
Według Tiesela (2008), współautora monografii *State and evolution of the Baltic Sea*, na Bałtyku mogą powstawać płytkie obszary obniżonych ciśnień, które autorzy nazywają bałtyckimi cyklonami. Są to przejściowe układy baryczne bez frontów o mezoskalowych wymiarach. Stają się one zupełnie rozwinięte i niestacjonarne tylko zimą, gdy następuje wyraźny napływ zimnego powietrza z polarnej, północno-wschodniej Europy ponad Morzem Bałtyckim. Mogą one spowodować krótkie, ale silne wezbrania sztormowe, występujące zwłaszcza na południowo-zachodnich wybrzeżach Bałtyku (Tiesel, 2008).

Średnio w roku formują się nad Bałtykiem 43 niże baryczne. Liczba niżów <1000 hPa powstających nad Bałtykiem w całym okresie 1948–2002 wzrosła o około 10% (Sepp, 2009).

Liczba długotrwałych cyklonów wchodzących nad Bałtyk i przekraczających 20°E z kierunku zachodniego (pomiędzy 55°N a 65°N) w okresie 1948–2000 to 411 niżów, czyli średnio 8 w roku. Liczba cyklonów z Atlantyku Północnego przemierzających Bałtyk w okresie 1948–2000 miała tendencję wzrostową, zwłaszcza w chłodnej połowie roku (Sepp i in., 2005). W okresie 1948–2010 ogólna liczba silnych cyklonów <981,1 hPa wchodzących nad Bałtyk nie uległa zmianie, za to wyraźnie zmniejszyło się ich średnie i minimalne ciśnienie (Sepp i in., 2014).

Częstym zjawiskiem dla Bałtyku jako akwenu leżącego na końcu „północnoatlantyckiej ścieżki sztormów” jest seryjne skupianie się cyklonów. Ten proces jest szczególnie związany z silnymi systemami niżowymi (Mailier i in., 2006; Vitolo i in., 2009). W innej pracy (Post, Kòuts, 2014)

autorzy, po przeanalizowaniu 31 cyklonów z wielolecia 1948–2010, uznali, iż przypadki najbardziej ekstremalnych poziomów morza w Estonii wywołane są nie pojedynczymi głębokimi niżami powodującymi szczególnie niebezpieczne wezbrania sztormowe, ale raczej serią cyklonów przechodzących przez Bałtyk zbliżonymi torami w niedługich odstępach czasowych. Autorzy podali również, że tory cyklonów, które wywołują najwyższe poziomy morza dla estońskich wybrzeży, zawierają się w kierunkach od południowo-zachodniego do północno-zachodniego. Suursaar (2006b, 2009) dla Zatoki Ryskiej znalazł nieco węższy sektor z kierunków od południowego zachodu do zachodu jako najbardziej niebezpiecznych ścieżek cyklonów (ryc. 2.9a).



Ryc. 2.9. Tory cyklonów wywołujących największe wezbrania sztormowe na Bałtyku: a) Tory cyklonów według Suursaara i in., (2009) – za pozwoleniem WIT Press, b) Tory cyklonów według Averkieva i Klevanny’ego (2010) – za pozwoleniem Elsevier

Z kolei Averkiev i Klevanny (2010) badali wpływ trajektorii i szybkości propagacji głębokiego wyidealizowanego niżu na ekstremalne poziomy morza w Zatoce Fińskiej, przy użyciu modelu hydrodynamicznego. Do modelowania wykorzystali parametry fizyczne głębokiego cyklonu Gudrun, który w styczniu 2005 roku dokonał katastrofalnych zniszczeń na wybrzeżach Bałtyku. Symulacje pokazały, że głębokie cyklony „podróżujące” wzdłuż najniebezpieczniejszej trajektorii dla danego miejsca i ze szczególną szybkością i fazą jego ewolucji mogą spowodować poziomy wody, które są dużo wyższe dla Zatoki Fińskiej niż były obserwowane dotychczas. Jest to zgodne z faktem, iż szacunkowy okres powtarzalności symulowanych zdarzeń jest dużo dłuższy niż okresy obserwacji. Prędkości przemieszczania się symulowanych najbardziej niebezpiecznych cyklonów mieściły się od $14 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (metrów na sekundę) dla Sankt Petersburga do $19 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ dla Hanko przy przemieszczaniu się cyklonów w kierunku północno-wschodnim lub wschodnio-północno-wschodnim. Faza najniższego ciśnienia analizowanych cyklonów pojawiała się w momencie ich wejścia na ląd (ryc. 2.9b).

Majewski i in. (1983) na podstawie okresu badawczego 1951–1975 ustalili, iż duże spiętrzenia wód na południowych wybrzeżach Bałtyku mogą być wywołane zarówno cyklonami poruszającymi się równoleżnikowo w całym pasie między Kanałem La Manche a Islandią, jak i cyklonami z północnego zachodu. Kolejna zaobserwowana przez tych autorów prawidłowość wskazuje, iż układy niżowe przychodzące znan Morza Północnego przemieszczają się na ogół wzdłuż równoleżników, przeważnie z odchyleniem toru ku północnemu wschodowi u wschodniego wybrze-

za Bałtyku. Natomiast niżej przychodzące z nad Morza Norweskiego wędrują głównie w poprzek Skandynawii i poprzek Morza Bałtyckiego w kierunku południowo-wschodnim, niekiedy z odchyleniem na południe. W tej grupie mieszczą się cyklony dające największe powodzie sztormowe na polskim wybrzeżu (Majewski i in., 1983).

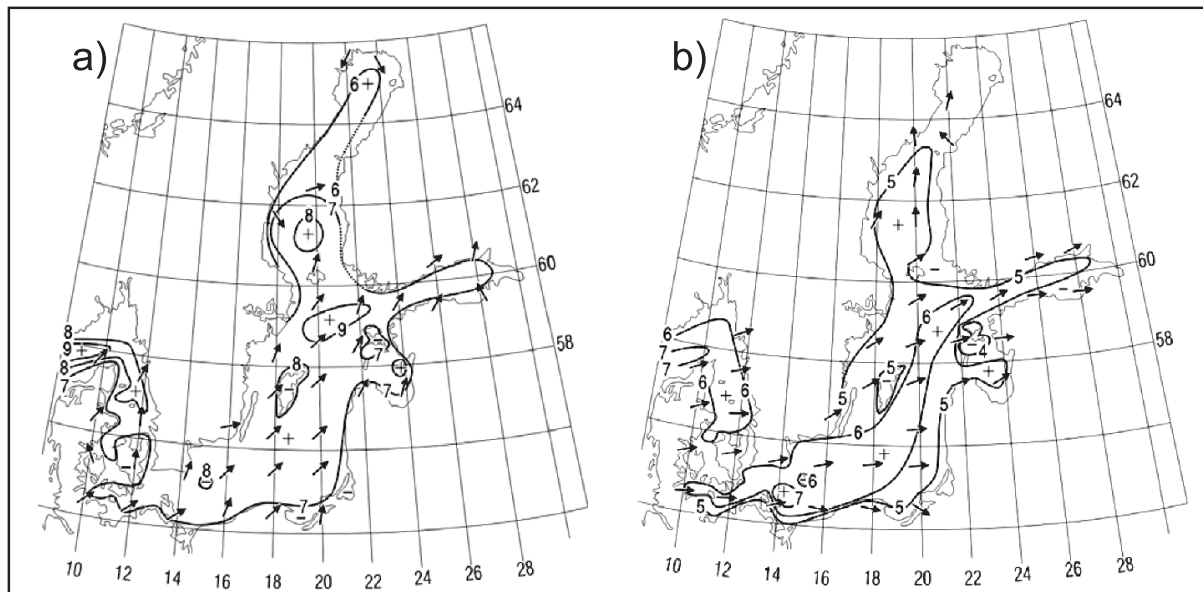
Sztobryn, Stigge i in. (2005), na podstawie analizy wezbrań sztormowych południowo-zachodniego wybrzeża Bałtyku (wodowskazy od Wismaru do Kołobrzegu) z okresu 1976–2000, wykazali, iż około 40% wezbrań było spowodowanych silnym spływem powietrza z północy, gdy nad Skandynawią panował układ wyżowy, a niżej przemieszczały się z północnego zachodu na południowy wschód wschodnią trasą przez Finlandię. Około 55% gwałtownych, ale krótkich wezbrań spowodowały aktywne niżej przemieszczające się z zachodu lub północnego zachodu na wschód przez południową Szwecję i południowe akweny Bałtyku lub nad lądem wzdłuż południowych wybrzeży. Najmniej, tylko 5% wezbrań sztormowych, powstało podczas silnego wschodniego spływu powietrza wzdłuż południowych obrzeży rozbudowanego wyżu z nad Skandynawii i północnej Rosji lub też w przypadku podejścia aktywnego niżu barycznego z południa, który napotykał opór układu wyżowego nad Bałtykiem. Badania tych autorów wykazały również, że u południowych wybrzeży Bałtyku częstość występowania wezbrań sztormowych w okresie ostatniego półwiecza XX wieku wzrosła ponaddwukrotnie.

Powyżej omówiono rezultaty ostatnich prac badawczych dotyczących charakterystyki przebiegu cyklonów w obszarze Atlantyku Północnego, Europy i Basenu Morza Bałtyckiego. Wyniki te wskazują na wzrost aktywności cyklonicznej oraz wzrost częstotliwości wiatrów zachodnich. Procesy te najprawdopodobniej wynikają ze zmian w Oscylacji Północnoatlantyckiej i mają bezpośrednie przełożenie na zwiększoną częstość i dynamikę wezbrań sztormowych oraz wzrost ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego zarówno na przełomie XX i XXI wieku, jak i w przyszłości.

2.6. Charakterystyka pola wiatru nad akwenami Morza Bałtyckiego

Obok roli aktywnego i głębokiego niżu barycznego charakterystyka pola wiatru (kierunek, czas działania, rozbieg) związanego z układem frontalnym jest znacząca w kształtowaniu się wezbrania sztormowego. Warunki wiatrowe w regionie Morza Bałtyckiego są zdominowane przez wiatry zachodnie. Wiatry są najsilniejsze między październikiem a lutym, a najsłabsze między kwietniem a czerwcem. Rozkład prędkości i kierunku wiatru jest określony przez cykloniczną aktywność i zmiany gradientu ciśnienia w obszarze północnej Europy i nad akwenem Morza Bałtyckiego. W zimie (grudzień–luty) na skutek cyrkulacji zachodniej (strefowej) wiatry występują przeciętnie z sektora południowego do zachodniego. Sporadycznie występują wiatry północne, gdy niż przechodzi nad akwenem Morza Bałtyckiego. W takich zimach indeks NAO jest pozytywny. W mroźnych zimach północne wiatry przenoszą zimne arktyczne powietrze na południe Bałtyku, a indeks NAO staje się negatywny. Maksymalne w roku prędkości wiatru obserwowane są w zimie. Średnie prędkości wiatru w tym okresie wynoszą nad Bałtykiem około $8\text{--}10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Niros i in., 2003) (ryc. 2.10). Wiosną (marzec–maj) prędkości wiatru są niższe niż w zimie. Jest to spowodowane słabnięciem aktywności cyklonicznej atmosfery. Średnie prędkości wiatru wiosną wynoszą około $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Nadal występuje w tym okresie przewaga kierunków południowych i zachodnich, jednakże północne wiatry związane z napływem zimnego powietrza oraz południowo-wschodnie wiatry związane z adwekcją ciepłych mas powietrza z południa również mogą wystąpić. W okresie letnim (czerwiec–sierpień) najsłabsza aktywność cykloniczna atmosfery skutkuje niewielkimi średnimi prędkościami wiatru wynoszącymi około $5\text{--}6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, głównie z kierunków zachodnich i północno-zachodnich. Jesienią (wrzesień–listopad) prędkości wiatru jeszcze raz wzrastają z powodu

wzmacniania się cyklogenezy. W tym okresie są to przeważnie wiatry południowe do zachodnich o średniej prędkości 7–8 m·s⁻¹ (Leppäranta, Myrberg, 2009) (ryc. 2.10).



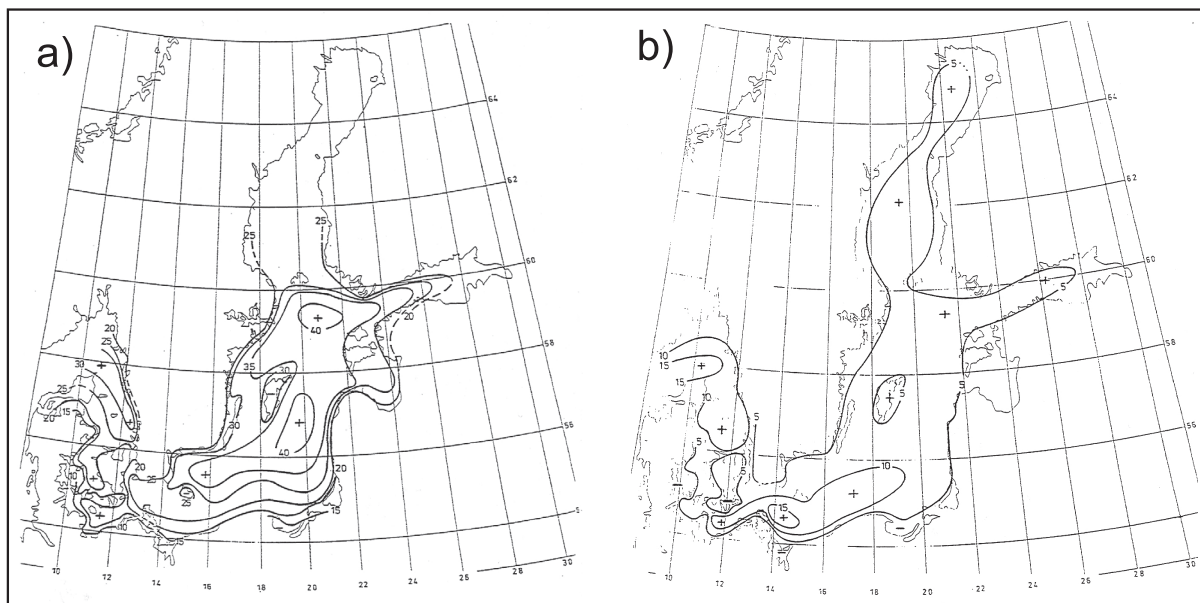
Ryc. 2.10. Średnie kierunki i prędkości wiatru (w m·s⁻¹) nad Bałtykiem w styczniu (a) i w lipcu (b) w okresie 1961–1990 (Miętus, 1998 – za pozwoleniem World Meteorological Organization)

Najwyższe prędkości wiatru zarejestrowane nad wodami otwartego Bałtyku były większe niż 30 m·s⁻¹ i występowały między listopadem a styczniem. Jednak udział bardzo silnych i sztormowych wiatrów (≥ 17 m·s⁻¹) to przeważnie mniej niż 5% częstości występowania w roku. Więcej niż 50% wiatrów w roku ma prędkość 5–9 m·s⁻¹ i około 15% to wiatry bardzo słabe (0–3 m·s⁻¹) (Leppäranta, Myrberg, 2009).

W styczniu częstość występowania wiatrów silnych (≥ 11 m·s⁻¹) wynosi od 25 do powyżej 40% obserwacji i dotyczy przeważnie otwartych wód Bałtyku właściwego i Kattegatu. W pozostałych akwenach wiatry te występują rzadziej (ryc. 2.11a). Natomiast w lipcu częstość występowania wiatrów silnych to tylko około 5% obserwacji dla większości akwenów Bałtyku (ryc. 2.11b) (Miętus, 1998).

Kierunki najsilniejszych wiatrów niekoniecznie zbiegają się z najczęstszymi kierunkami wiatru. Powodem jest niezgodność geometrii basenu Bałtyku i rozmiarów danego układu niżowego (Soomere, Keevallik, 2003).

Nad wodami otwartego Bałtyku na ogół wiatr jest silniejszy o 2° w skali Beauforta (około 3 m·s⁻¹) niż nad lądem ze względu na mniejsze tarcie. Orograficznie wzmocnione wiatry powstają często przy wybrzeżach Bałtyku wyeksponowanych na zachód, w szczególności przy wysokich klifach, np. na północnym wybrzeżu Rugii czy Bornholmu. I tak – dla stacji Arkona położonej na klifie liczba dni z wiatrem silnym ≥ 11 m·s⁻¹ to średnio 193 dni w roku, natomiast dla Kołobrzegu położonego na wydmowym wybrzeżu to tylko 3,6 dnia w roku (Miętus, 1998). Inny efekt wzmocnienia dają półwyspy i wyspy, które tworzą wąskie cieśniny kanalizujące (skupiające) wiatry wiejące wzdłuż osi tych cieśnin. W Bałtyku Zachodnim te procesy są obserwowane wzdłuż Małego Bełtu i Bełtu Fehmarn, gdzie lokalny silny wiatr nazwano „Warnemünder wind” (Tiesel, 2008).



Ryc. 2.11. Częstość występowania nad Bałtykiem wiatrów silnych ($\geq 11 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) (w %) w styczniu (a) oraz w lipcu (b) w okresie 1961–1990 (Miętus, 1998 – za pozwoleniem World Meteorological Organization)

3. Uwarunkowania ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego

3.1. Czynniki kształtujące poziomy wód Morza Bałtyckiego

Poziom wody w Morzu Bałtyckim zmienia się znacznie jako rezultat nakładania się na siebie pewnej liczby czynników meteorologicznych i hydrologicznych, a także astronomicznych i geologicznych w różnych skalach czasowych. W literaturze przedmiotu szczególnie podkreśla się udział pola wiatrowego i ciśnienia w wahaniach poziomu morza zwłaszcza podczas sytuacji sztormowych i przy wysokim stanie tzw. napelnienia Bałtyku. Ponadto autorzy wymieniają też inne czynniki wpływające na wahania wód Bałtyku: wymianę wód między Morzem Bałtyckim a Morzem Północnym, dopływ rzeczny do Bałtyku, zmianę gęstości wód, opady i parowanie, pływy i sejsze (Heyen i in., 1996; Samuelsson, Stigebrandt, 1996; Carlsson, 1998; Kowalewska-Kalkowska, 2012).

Poza genezę wahań poziomu morza analizuje się także wahania poziomów z uwagi na okres ich trwania: wiekowe i wieloletnie, sezonowe i krótkookresowe. Wieloletnie zmiany poziomu wód Bałtyku to zmiany zachodzące w okresach kilkunastu, kilkudziesięciu, stu i więcej lat. Są one głównie łączone ze wzrostem eustatycznym oraz ruchami skorupy ziemskiej (ruchy izostatyczne). Z kolei sezonowe zmiany poziomu morza wynikają z rocznego bilansu wód Bałtyku oraz rocznych zmian cyrkulacji atmosfery (Wiśniewski 1978, Wolski, Wiśniewski 2014).

Oddziaływanie wiatru na powierzchnię morza i zmiany ciśnienia atmosferycznego powodują krótkookresowe (od kilku godzin do kilku dni) zmiany poziomu morza. Są to zmiany najbardziej ekstremalne, zawierające się od -2 m do $+4$ m i zachodzące podczas obniżenia i wezbrań sztormowych głównie w okresie jesienno-zimowym. Wpływ wiatru to spiętrzenie wody w wyniku prądu dryfowego, które jest szczególnie widoczne na końcu zatok i w strefie brzegowej przy wiatrach dolądowych. Efekt barometryczny określany jest w niniejszej pracy statycznym i dynamicznym wzrostem poziomu morza. Podniesienie (lub obniżenie) ciśnienia o 1 milibar powoduje obniżenie (lub podwyższenie) poziomu wody o 1 cm. Efekty te mogą przyczynić się do zmian poziomu morza o około ± 50 cm (Lisitzin, 1974; Pugh, 1987). Aktualnie wiadomo, iż spadki ciśnienia w niżach barycznych osiągnęły nad Bałtykiem wartość 940,8 hPa, a wzrosty ciśnienia w wyżach 1060,1 hPa (Miętus, 1998), co stanowi niesymetryczny rozkład tych ciśnień w stosunku do średniego ciśnienia 1013,2 hPa. Drugi efekt to wpływ tegoż podciśnienia w przemieszczającym się, koncentrycznym niżu, które wywołuje znaczny rozkołys poziomu wód zwany wymuszoną falą baryczną lub „poduszką wodną” pod niżem barycznym. Przekrój poprzeczny tejże poduszki wodnej obrazuje kształt fali, z jej fazą dodatnią pod centrum niżu i fazami ujemnymi na obrzeżach niżu (Lisowski, 1960, 1961; Wiśniewski, Wolski, 2009a, Wolski i in., 2014).

Głównym czynnikiem wpływającym na zmiany objętości wody w Bałtyku i położenie średniego poziomu morza jest wymiana wód między Morzem Północnym a Morzem Bałtyckim odbywająca się przez Cieśniny Duńskie (Wróblewski, 1998; Gustafsson, Andersson, 2001). Wymiana ta jest uzależniona od lokalnych warunków anemobarycznych oraz pola ciśnienia nad północnym Atlantykiem i Bałtykiem, a także od poziomu wody w Morzu Północnym (Kowalewska-Kalkowska, 2012). Nawet w krótkich okresach wymiana ta jest wysoce zmienna co do kierunku i kubatury wód. Woda wchodząca na Bałtyk może szybko powrócić do Morza Północnego, nie wpływając znacznie na warunki w całym akwenie (Jakobsen, Trébuchet, 2000). Według modeli trajektorii Lagrange'a, tylko 6% wody z Wielkiego Bełtu i 32% wody z Sundu pozosta-

je po roku na Bałtyku (Döös i in., 2004). Poziom morza w Morzu Północnym wpływa na zmiany poziomu Bałtyku w zakresie od 10 dni do miesiąca (Samuelsson, Stigebrand, 1996; Carlsson, 1998; Stigebrandt, Gustafsson, 2003). Głębokie pojedyncze wlewy wód do Bałtyku (ang. Major Baltic Inflows – MBI) występujące co kilka–kilkanaście lat zawierają się w granicach przeciętnie od 100–150 km³ (Matthäus, Franck, 1990; Fischer, Matthäus, 1996; Matthäus, 2006), przy sumie średniego rocznego napływu z Morza Północnego 1180 km³ i objętości wód bałtyckich wynoszącej 21 205 km³ (Soskin, 1963; Leppäranta, Myrberg, 2009) (tab. 3.1). Największy kilkunastodniowy wlew do Bałtyku wystąpił na przełomie 1921/1922 roku i miał objętość 258 km³ (Fischer, Matthäus, 1996). Najwyższa według Soskina (1963) suma napływu rocznego wyniosła 1500 km³ i wystąpiła w 1921 roku, co odpowiada 3,2-metrowej warstwie wód powierzchni całego Bałtyku. Największe wlewy do Bałtyku zachodzą podczas długotrwałego, wielodniowego wiatru zachodniego, co skutkuje napełnieniem się akwenu, zahamowaniem odpływu wód i wzrostem poziomu morza dochodzącym do kilkudziesięciu centymetrów względem poziomu średniego (Kowalewska-Kalkowska, 2012). Według Dziadziuszki i Malickiego (1993a, 1993b) oraz Leppäranty i Myrberga (2009) jest to wartość do +70 cm. Napełnienie akwenu jest bardzo istotne dla rozwoju wezbrania sztormowego. Natomiast przy długotrwałej cyrkulacji wschodniej, rozbudowanych układach wyżowych nad Skandynawią i Bałtykiem następuje osłabienie wiatrów zachodnich i odpływ wód z Bałtyku, a poziomy morza mogą opaść w nim o podobną wielkość, do 60 cm poniżej poziomu średniego (Dziadziuszko, Malicki, 1993a, 1993b; Leppäranta, Myrberg, 2009). Średni roczny odpływ wód z Bałtyku wynosi 1660 km³, co koresponduje z warstwą wody na powierzchni Bałtyku o wysokości 4,23 m (Soskin, 1963; Leppäranta, Myrberg, 2009; Kowalewska-Kalkowska, 2012). Najwyższa według Soskina (1963) suma rocznego wypływu wód wystąpiła w roku 1927 i wyniosła 2100 km³. Warto zauważyć, iż w zależności od stosowanej metodyki badawczej oraz analizowanego okresu poszczególne składowe bilansu wodnego Bałtyku mogą różnić się o kilka–kilkanaście procent. Cyberski (1995) oszacował średnioroczną wartość dopływu wód do Bałtyku z Morza Północnego na 1069 km³, a wypływu wód na 1617 km³ za okres badawczy 1951–1970 na podstawie bilansu zasolenia.

Tabela 3.1 Podstawowe składowe rocznego bilansu wodnego wód Morza Bałtyckiego w roku średnim (opracowano na podstawie danych z Leppäranta, Myrberg, 2009)

| Elementy przychodu | Objętość wód [km ³ ·rok ⁻¹] | Elementy rozchodu | Objętość wód [km ³ ·rok ⁻¹] |
|---|--|----------------------|--|
| dopływ wód z Morza Północnego do Bałtyku | 1180 | wypływ wód z Bałtyku | 1660 |
| dopływ wód z rzek | 440 | parowanie | 175 |
| opad | 215 | | |
| Suma: | 1835 | Suma: | 1835 |
| Objętość wód Bałtyku 21 205 km ³ | | | |

Zmiany w gęstości wody morskiej wywołują niewielkie zmiany poziomu morza w okresach kilkumiesięcznych. Przykładowo, jeśli gęstość wody zmieni się o wartość 1 kg·m⁻³, to prowadzi to do zmian w poziomie morza o około 5 cm. Na Morzu Bałtyckim istnieje stała pozioma różnica w gęstości wody (mniej niż 10 kg·m⁻³) między północnymi i południowymi wybrzeżami tego akwenu. Różnica ta powoduje przeciętną deniwelację powierzchni poziomu morza o wartość 35–40 cm między Botnikiem Północnym a Skagerrakiem (Ekman, 2009; Leppäranta, Myrberg, 2009).

W zatokach oraz zalewach przymorskich zaznacza się wyraźne oddziaływanie dopływu wód rzecznych, który powoduje podwyższenie poziomu wody szczególnie w okresie wiosennych roz-

topów. Całkowity średni roczny dopływ rzeczny wód do Bałtyku wynosi 440 km^3 , co odpowiada warstwie wody na powierzchni Bałtyku o wysokości 1,1 m (Leppäranta, Myrberg, 2009).

Pływy w wahaniami wód Bałtyku mają niewielkie znaczenie. Na Morzu Bałtyckim przeważa pływ dobowy, a jego amplituda na skutek tłumienia przez wąskie Cieśniny Duńskie nie przekracza 2–5 cm dla większości obszarów Bałtyku. W Zatoce Meklemburskiej i Zatoce Kilońskiej (Bałtyk Zachodni) występują pływy półdobowe o amplitudzie od 10 do 15 cm, która maleje ku wschodowi (Sztobryn, Stigge i in., 2005). We wschodnich akwenach Zatoki Fińskiej pływ osiąga 10 cm. W Kattegacie amplituda pływów sięga 10–30 cm przy duńskim wybrzeżu oraz 4 cm przy szwedzkim (Defant, 1961; Leppäranta, Myrberg, 2009). Odnotowuje się też w literaturze długookresowe składowe pływy. Dla Bałtyku określono np. składową półroczną pływ o amplitudzie 4 cm (Wiśniewski, 1978, 2005).

Sejsze odgrywają ważną rolę w dynamice wód Morza Bałtyckiego. Są to wolne oscylacje poziomu wody w zamkniętym naturalnym akwenu (morzu, jeziorze), które powstają po ustaniu wymuszającego działania wiatru i podciśnienia na powierzchnię wody. Sejsze bałtyckie są płytkowodnymi falami rozchodzącymi się przez akwen i odzwierciedlonymi przy granicach akwenu na podstawie wodowskazowych obserwacji. Na Bałtyku, w zależności od akwenu, istnieją sejsze o różnych charakterystykach. Dobrze zbadaną sejszą jest sejsza w systemie Bałtyk Zachodni – Zatoka Fińska, gdzie punkt węzłowy leży przy Gotlandii, a punkty antywęzłowe (strzałki) leżą w Sankt Petersburgu i przy duńskim wybrzeżu. Okres tej sejszy według obliczeń jednowymiarowych modeli wynosi 27,7 godzin (Wübber, Krauss, 1979). Tę jednowęzłową sejszę określono jako różnicę poziomu morza między końcami Bałtyku równą 1,3 m (długość akwenu 1000 km, średnia głębokość 50 m, prędkość wiatru = $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Według Lassa i Matthäusa (2008) taka sytuacja może powstać, gdy silne wiatry południowo-zachodnie wieją wzdłuż osi całego Bałtyku.

W takich warunkach Bałtyk Zachodni ma niskie poziomy morza jako akwen zawietrzny, jednocześnie wysokie poziomy wód występują podczas wezbrania sztormowego na nawietrznych wybrzeżach Zatoki Fińskiej. W niniejszej pracy potwierdzono istnienie sejszy bałtyckiej i pokazano przykłady sejszopodobnych wahań poziomów wód Morza Bałtyckiego podczas wezbrań sztormowych wzdłuż osi Bałtyk Zachodni – Bałtyk Północny, Zatoka Ryska lub Fińska. Amplituda tych sejszopodobnych wahań, tzn. różnica poziomów między skrajnymi stacjami obserwacyjnymi, wyniosła od 2 m do ponad 4 m (rozdz. 8).

3.2. Definicje i kryteria wydzielenia wezbrań sztormowych

Ekstremalne poziomy morza, stanowiące przedmiot badawczy niniejszej pracy, są efektem działania wezbrań i obniżen sztormowych i często stanowią główne kryterium ich wydzielenia lub klasyfikacji. Niezwykle ważnym problemem jest zatem właściwe zdefiniowanie pojęcia wezbrania sztormowego. Powszechnie wezbrania i obniżenia sztormowe definiowane są jako krótkookresowe, ekstremalne wahania poziomu morza. Wahania krótkookresowe są to zmiany poziomu rejestrowane w przedziale od kilkunastu minut do kilku dni. Należą do nich oscylacje pośrednie pomiędzy falowaniem wiatrowym a wahaniami sezonowymi. W literaturze przedmiotu wezbrania sztormowe definiowane są w zależności od przyjętych kryteriów oraz akwenów występowania wezbrań na morzach pływowych i bezpływowych. *Encyclopedia of Coastal Science* (2005) oraz Narodowa Administracja ds. Oceanów i Atmosfery (NOAA, National Hurricane Center, 2014) definiuje wezbranie sztormowe (ang. *storm surge*) jako nietypowy wzrost poziomu wody w pobliżu wybrzeża generowany przez przechodzący sztorm powyżej poziomu regularnego pływu astronomicznego. Takie wezbranie jest głównym czynnikiem powodzi w strefie brzegowej. W publikacji WMO *Hydrological aspects of combined effects of storm surges...* (WMO, 1988, za: Sztobryn, Stigge

i in., 2005) za wezbranie sztormowe uznaje się gwałtowny wzrost poziomu morza powyżej poziomu, który byłby zaobserwowany w tym samym miejscu i czasie, gdyby nie wystąpiły silne wiatry doładowe (sytuacja bezgradientowa). Z kolei w pracy Gönner i in. (2001) wezbranie sztormowe zostało zdefiniowane jako oscylacje poziomów wody w strefie brzegowej oraz akwenach przybrzeżnych, wymuszone układem niskiego ciśnienia i trwające od kilku minut do kilku dni. Właśne definicje wezbrania sztormowego i wywołanej przez to wezbrania powodzi sztormowej stosują służby ochrony brzegów i instytuty hydrologiczno-meteorologiczne państw nadbałtyckich.

Dla niemieckich wybrzeży Morza Bałtyckiego za wezbranie sztormowe przyjmuje się najczęściej wzrost poziomu morza o co najmniej 100 cm powyżej poziomu średniego. Niemiecki Federalny Urząd Żeglugi i Hydrografii (BSH) ustalił trzy kategorie wezbrań sztormowych z uwagi na osiągnięte maksimum: I – lekkie wezbranie (1,00–1,24 m ponad NN – stan średni), II – ciężkie wezbranie (1,25–1,49 m ponad NN) oraz III – bardzo ciężkie wezbranie (>1,5 m ponad NN) (Hupfer i in., 2003).

Duński Instytut Pogodowy (DMI) podzielił wezbrania sztormowe na cztery klasy związane z prędkością i kierunkiem wiatru: silny sztorm do huraganu $>28,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, silny sztorm $>26,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, sztorm $>24,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, burza $>21 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Każda z tych klas dzieli się na główną (obejmuje $>30\%$ powierzchni kraju) lub regionalną (10–30% powierzchni kraju) z dominującym kierunkiem wiatru (Cappelen, 2013).

Szwedzki Instytut Meteorologiczny i Hydrologiczny (SMHI) przy publikacji ostrzeżeń dla obszarów zagrożonych powodzią sztormową używa terminu woda wysoka oraz woda bardzo wysoka dla różnych części szwedzkiego wybrzeża. Dla zachodniego i południowego wybrzeża Szwecji oraz dla Zatoki Botnickiej woda wysoka to poziom ostrzegawczy, przy przekroczeniu 80 cm względem zera wodowskazu, natomiast woda bardzo wysoka odpowiada poziomowi alarmowemu przy przekroczeniu 120 cm. Wschodnie wybrzeże Szwecji (poza Zatoką Botnicką) ma ustalony niższy poziom wody wysokiej (powyżej 65 cm) oraz niższy poziom wody bardzo wysokiej (powyżej 100 cm) (SHMI, Varningsdefinitioner, 2014).

Fiński Instytut Meteorologiczny (FMI) wyznaczył poziomy ostrzegawcze przed zagrożeniem powodzią sztormową na podstawie prawdopodobieństwa wystąpienia określonych poziomów wody na poszczególnych odcinkach fińskiego wybrzeża (tab. 3.2).

Tabela 3.2. Ostrzegawcze poziomy wody dla fińskiego wybrzeża (FMI, Meriveden korkeusvaroitus, 2014)

| Akwen | Wysoka woda [cm] | Bardzo wysoka woda [cm] | Niebezpiecznie wysoka woda [cm] |
|---|------------------|-------------------------|---------------------------------|
| | raz w roku | raz na 5 lat | raz na 20 lat |
| północna część Botnika Północnego | 115 | 140 | 170 |
| południowa część Botnika Północnego | 85 | 110 | 130 |
| Kvarken Północny i Botnik Południowy | 75 | 100 | 120 |
| Morze Alandzkie (Föglö) | 65 | 85 | 100 |
| Morze Archipelagowe (Turku) oraz wejście do Zatoki Fińskiej (Hanko) | 70 | 95 | 110 |
| zachodnia części Zatoki Fińskiej (Helsinki) | 80 | 115 | 130 |
| wschodnia części Zatoki Fińskiej | 110 | 145 | 175 |

Z kolei Estoński Instytut Meteorologiczny i Hydrologiczny (EMHI) przed zagrożeniem szczególnie niebezpiecznymi wezbraniem sztormowymi i powodzią ustalił krytyczne poziomy wody dla poszczególnych wodowskazów wybrzeża: Parnawa i Narwa – powyżej 160 cm względem poziomu średniego, Haapsalu – powyżej 140 cm, Tallinn – powyżej 120 cm (EMHI, Hoiatuste kriiteeriumid, 2013).

Łotewskie Centrum Środowiska, Geologii i Meteorologii (LEGMC) ustaliło 3 stopnie ostrzeżeń przeciwsztormowych, z którymi powiązane są różne zakresy poziomów wody (tab. 3.3).

Tabela 3.3. Stopnie ostrzeżeń przeciwsztormowych wraz z zakresami granicznymi poziomów morza dla wodowskazów łotewskiego wybrzeża (poziomy względem Kronsztad) (LEGMC, Bridinājumi, 2016)

| Wodowskaz | Stopień ostrzegawczy [cm] | Stopień niebezpieczny [cm] | Stopień bardzo niebezpieczny [cm] |
|---------------------|---------------------------|----------------------------|-----------------------------------|
| Ryga (Daugavgrīva) | 100 – 139 | 140 – 169 | ≥170 |
| Lipawa | 90 – 99 | 100 – 119 | ≥120 |
| Ventspils (Windawa) | 80 – 119 | 120 – 139 | ≥140 |

Natomiast dla litewskiego wybrzeża Bałtyku i Mierzei Kurońskiej (wodowskazy: Kłajpeda, Nida, Vente) poziom przeciwsztormowy wynosi 650 cm czyli 150 cm ponad zero wodowskazu względem Kronsztad. Dodatkowe kryterium dla portu w Kłajpedzie obejmuje krótkoterminowe oscylacje poziomu wody o amplitudzie przekraczającej 50 cm (Lietuvos Respublikos Aplinkos Ministro, 2011).

W polskich służbach ochrony brzegu przyjęło się określać wezbranie sztormowe jako dynamiczny wzrost poziomu wody powyżej stanu ostrzegawczego pod wpływem działania wiatru i ciśnienia atmosferycznego na powierzchnię morza (Wiśniewski, Wolski 2009a). Poziomy ostrzegawcze i alarmowe dla polskiego wybrzeża są zróżnicowane i zależą od usytuowania stacji wodowskazowej (tab. 3.4).

Tabela 3.4. Poziomy ostrzegawcze i alarmowe stacji wodowskazowych polskiego wybrzeża (IMGW, Monitor IMGW-PIB, 2014) (poziom 500 cm – zero wodowskazu)

| Wodowskaz | Poziom ostrzegawczy [cm] | Poziom alarmowy [cm] |
|-----------------------|--------------------------|----------------------|
| Świnoujście | 560 | 580 |
| Kołobrzeg | 570 | 610 |
| Ustka | 570 | 600 |
| Władysławowo | 550 | 570 |
| Gdańsk, Port Północny | 550 | 570 |
| Krynica Morska | 560 | 580 |

Majewski i in. (1983) dla polskiego wybrzeża uznali za wezbranie sztormowe wzrost poziomu morza do wysokości 570 cm, czyli 70 cm i więcej powyżej zera wodowskazu. Niższy zakres poziomu wody – 565–569 cm – przyjęto za wezbranie wówczas, gdy wystąpił również wiatr o prędkości $\geq 20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Szobryn, Stigge i in. (2005) za wezbranie sztormowe dla polskich stacji Świnoujście i Kołobrzeg przyjęli za Majewskim i in. (1983) osiągnięty i przekroczony poziom 570 cm, a dla wodowskazów niemieckich Wismar, Warnemünde i Sassnitz poziom 590 cm (90 cm powyżej zera wodowskazu). Wiśniewski (1997) za wezbranie sztormowe uznał dynamiczny wzrost poziomu wody pod wpływem jednoczesnego oddziaływania wiatru i ciśnienia atmosferycznego na powierzchnię morza, powyżej poziomu 70 cm od zera wodowskazu. Wzrost ten jest związany z aktywnym niżem barycznym, który przechodzi przez polskie wybrzeże i powoduje deniwelację powierzchni morza. Ta ostatnia definicja wezbrania sztormowego została przyjęta również przez autora w niniejszej pracy. Z kolei do celów statystycznych – wyznaczenia liczby wezbrań sztormowych przyjęto za wezbranie sztormowe takie wezbranie poziomu wody, którego maksimum przekroczy wysokość co najmniej 70 cm ponad zero NAP przy wzroście od poziomu początkowego o co najmniej 30 cm, osiągniętym w ciągu 24 godzin (podr. 5.2.3).

3.3. Wezbrania sztormowe na Bałtyku – przegląd literatury

Zjawiska wezbrań sztormowych i związanych z nimi ekstremalnych poziomów morza w odniesieniu do mórz pływowych i oceanów są szeroko zrelacjonowane w literaturze światowej. Autorzy wyjaśniają fizykę zjawiska (Prandle, Wolf, 1978; Ponte, 1994; Horsburgh, Wilson, 2007), opisując także przyczyny generacji ekstremalnych poziomów morza jako wynik oddziaływania czynników meteorologicznych i topografii strefy brzegowej (Dixon, Tawn, 1997; Pugh, 1987, 2004). Podjęto też temat wpływu zmian klimatu na wezbrania sztormowe (Gönnert, 1999; Woth i in., 2006; McInnes i in., 2009), a także modelowania wezbrań sztormowych i ekstremalnych poziomów wód (Bode, Hardy, 1997; Flather i in., 1998; Lowe i in., 2001).

Szereg publikacji wskazuje na geograficzne zróżnicowanie występowania wezbrań sztormowych na morzach europejskich. Wezbrania te są bardzo częstym zjawiskiem u wybrzeży Morza Północnego (Gönnert, 2004; Weisse, Plüß, 2006; Sterl i in., 2009), a także u atlantyckich wybrzeży Francji, Irlandii i Wielkiej Brytanii (Pirazzoli 2000; Pirazzoli i in., 2006; Woodworth i in., 2007; Brown i in., 2010; Olbert, Hartnett, 2010; Kowalewska-Kalkowska, 2012).

Znaczące wezbrania sztormowe występują również w akwenie Morza Śródziemnego (Tsimplis, Blackman, 1997; Marcos i in. 2009; Vilibić, Šepić, 2010; Androulidakis i in., 2015), a także u wybrzeży Morza Czarnego (Mungov, Daniel, 2000).

Wezbrania sztormowe u wybrzeży Bałtyku, tak jak w północno-zachodniej Europie, są najczęściej generowane przejściem układów niskiego ciśnienia wraz z towarzyszącymi frontami atmosferycznymi (Kowalewska-Kalkowska, 2012). Wezbraniem, które wygenerowało najwyższy poziom morza na Bałtyku było wezbranie w Zatoce Fińskiej z 19 listopada 1824. W rejonie Sankt Petersburga poziom morza osiągnął 4,21 m ponad zero wodowskazu (Averkiev, Klevanny, 2007, 2010).

Zatoka Ryska wraz z Zatoką Parnawską oraz zachodnie wybrzeża Estonii są również akwenami o wysokich (ponad 2 m od zera wodowskazu) i groźnych wezbraniach sztormowych. Ta tematyka badawcza jest poruszana w szeregu prac Suursaara i współpracowników (Suursaar 2010, Suursaar i in., 2003, 2006b, 2007, 2009). Autorzy prezentują w nich analizy wpływu zmian klimatu (głównie charakterystyk wiatru) na rozkład ekstremalnych i średnich poziomów morza, a także zajmują się hydrodynamicznym modelowaniem największych wezbrań sztormowych dla tego obszaru.

Największym wezbraniem u południowo-zachodnich wybrzeży Bałtyku z okresu stałych rejestracji poziomu wód było wezbranie z 13 listopada 1872 roku (Majewski, 1998a, 1998b; Hupfer i in., 2003; Rosenhagen, Bork, 2009). Wezbranie to przekroczyło w wielu portach zachodniego wybrzeża Bałtyku poziom 3 m ponad zero wodowskazu (Szleswik 3,49 m, Travemünde 3,30 m, Schleimünde 3,21 m). Skutkiem tego wezbrania były rozległe powodzie, duże ubytki brzegu oraz ogromne straty w ludziach. Kolejne katastrofalne wezbrania dla tego obszaru wystąpiły 30–31 grudnia 1904 roku oraz 29–30 grudnia 1913 roku. Wówczas poziom morza w portach niemieckich wyraźnie przekroczył 2 m ponad zero wodowskazu (Hupfer i in., 2003; Mudersbach, Jensen, 2009; Kowalewska-Kalkowska, 2012). Geneza i charakterystyka katastrofalnych wezbrań u niemieckich wybrzeży Bałtyku były tematem badawczym szeregu prac (Kohlmetz, 1964; Stigge, 1994; Hupfer i in., 2003; Sztobryn, Stigge i in., 2005; Tiesel, 2008; Jensen, Müller-Navarra, 2008; Mudersbach, Jensen, 2009). Spośród tych prac szczególnie wyróżniają się dwie niemieckojęzyczne monografie – Kohlmetza (1964) oraz Hupfera i in. (2003). Kohlmetz w swojej dysertacji doktorskiej drobiazgowo przeanalizował warunki meteorologiczne generujące największe wezbrania sztormowe niemieckiego wybrzeża z lat 1883–1961. Autor wyodrębnił cztery główne typy wezbrań w zależności od kierunku toru niżu barycznego (NW, W, NE oraz S). Z kolei praca Hupfera i in. (2003) jest wszechstronną monografią, która oprócz szczegółowej charakterystyki wezbrań sztormowych z końca XIX i XX wieku zajmuje się również modelowaniem, siecią rejestracji po-

ziomów wód, a także obszernie przedstawia zbiorcze wyniki analiz innych badaczy zajmujących się wezbraniem i obniżeniami poziomów morza na niemieckim wybrzeżu Bałtyku.

Do wysokich wezbrań dochodzi również w Botniku Północnym (maksimum – wodowskaz Kemi 2,01 m ponad zero wodowskazu). W pozostałych akwenach Morza Bałtyckiego wezbrania sztormowe są niższe (Averkiew, Klevanny, 2010; Kowalewska-Kalkowska, 2012; Wolski i in., 2014).

Znaczące wezbrania sztormowe występują także u polskich wybrzeży. Regionem szczególnie na nie narażonym są wybrzeża płytkiej Zatoki Pomorskiej, gdzie wezbrania powodują niszczenie wydmy i zboczy klifowych (Kowalewska-Kalkowska, 2012). Charakterystykę i wydzielenie 75 wezbrań sztormowych u polskich wybrzeży Bałtyku z okresu 1951–1975 przeprowadzono w pracy Majewskiego i in., (1983). Autorzy tej monografii ponadto wyróżnili cztery typy układu zwierciadła wody podczas powodzi sztormowych, a także podali przykłady szkód spowodowane największymi sztormami. Kontynuacją tej pracy była monografia *Wezbrania sztormowe wzdłuż Południowego Bałtyku* (Sztobryn, Stigge i in., 2005). Autorzy wydzielili w tej pracy 73 wezbrania sztormowe z lat 1976–2000 występujące w niemieckich i polskich portach. Katalogi wezbrań i obniżen sztormowych dla całego polskiego wybrzeża z okresu 1947–2007 opracowali Wiśniewski i Wolski (2009a), uzupełniając i weryfikując w swojej monografii dane obserwacyjne poziomów wód. Autorzy wyodrębnili 252 zdarzenia sztormowe i ustalili, że ich liczba wzrosła średnio od 2 do 6 w roku w przeciągu analizowanego okresu. W ramach projektu KLIMAT (2009–2011) badacze z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej oraz z Uniwersytetu Gdańskiego ocenili częstość występowania wezbrań sztormowych na polskim wybrzeżu. Ustalili oni na przykładach polskich stacji wodowskazowych, iż występowanie wezbrań sztormowych w latach 1955–2008 było nieregularne, a ich intensywność w analizowanym okresie wzrastała. Problematyka wezbrań sztormowych polskiego wybrzeża była poruszana w wielu innych wartościowych publikacjach, do których należy zaliczyć prace badawcze Czekańskiej i Dziadziuszki (1964), Wróblewskiego (1969, 1991), Majewskiego (1986, 1989a, 1998a, 1998b), Dziadziuszki i Malickiego (1993a, 1993b), Zeidlera i in., (1995), Dziadziuszki i Jednoręba (1996), Wiśniewskiego (1997), Stanisławczyk (2001), Kowalewskiej-Kalkowskiej (2012), Paprotnego (2014), Wolskiego i Wiśniewskiego (2014).

W literaturze przedmiotu znajdują się również prace dotyczące oddziaływania wezbrań sztormowych w ujściach rzek do Bałtyku. Procesy te opisano między innymi dla Newy (Skriptunov i Gorelits, 2001), Dźwiny (Eberhards i in., 2006), jak również dla Odry (Wiśniewski, Kowalewska-Kalkowska, 2007; Kowalewska-Kalkowska, 2012). W tej ostatniej pracy Kowalewska-Kalkowska wyodrębniła 112 wezbrań sztormowych u wybrzeży Zatoki Pomorskiej z okresu 1993–2007. Na podstawie czasu wezbrania, jego wysokości i przy zastosowaniu analizy skupień autorka ustaliła trzy główne typy wezbrań, które w odmienny sposób wpływały na kształtowanie się przebiegu poziomu wód na wodowskazach dolnego odcinka Odry.

Powyższy przegląd literatury nie wyczerpuje szerokiego zakresu znacznej liczby prac badawczych obejmujących wezbrania sztormowe i ekstremalne poziomy wód Morza Bałtyckiego. W dalszej części pracy będą prezentowane kolejne pozycje źródłowe, które swoją tematyką nawiązują do problematyki poszczególnych rozdziałów niniejszej monografii.

3.4. Geneza ekstremalnych poziomów wód na Morzu Bałtyckim

Do wystąpienia ekstremalnych poziomów morza, które są efektem wezbrań i obniżen sztormowych na wybrzeżach Bałtyku, przyczyniają się z reguły trzy składowe (Wiśniewski, Wolski, 2009a, 2011a; Wolski i in., 2014):

a) napełnienie Bałtyku (stan wyjściowy przed wystąpieniem danego poziomu ekstremalnego);

- b) oddziaływanie styczne wiatru na danym akwenu (kierunki wiatru – dobrzegowe, odbrzegowe, prędkości wiatru i czas ich trwania);
- c) zniekształcenie powierzchni morza przez szybko przemieszczające się przez Bałtyk głębokie, mezoskalowe niższe baryczne, wywołujące tzw. falę baryczną oraz generujące sejszopodobne wahania poziomu morza na Bałtyku.

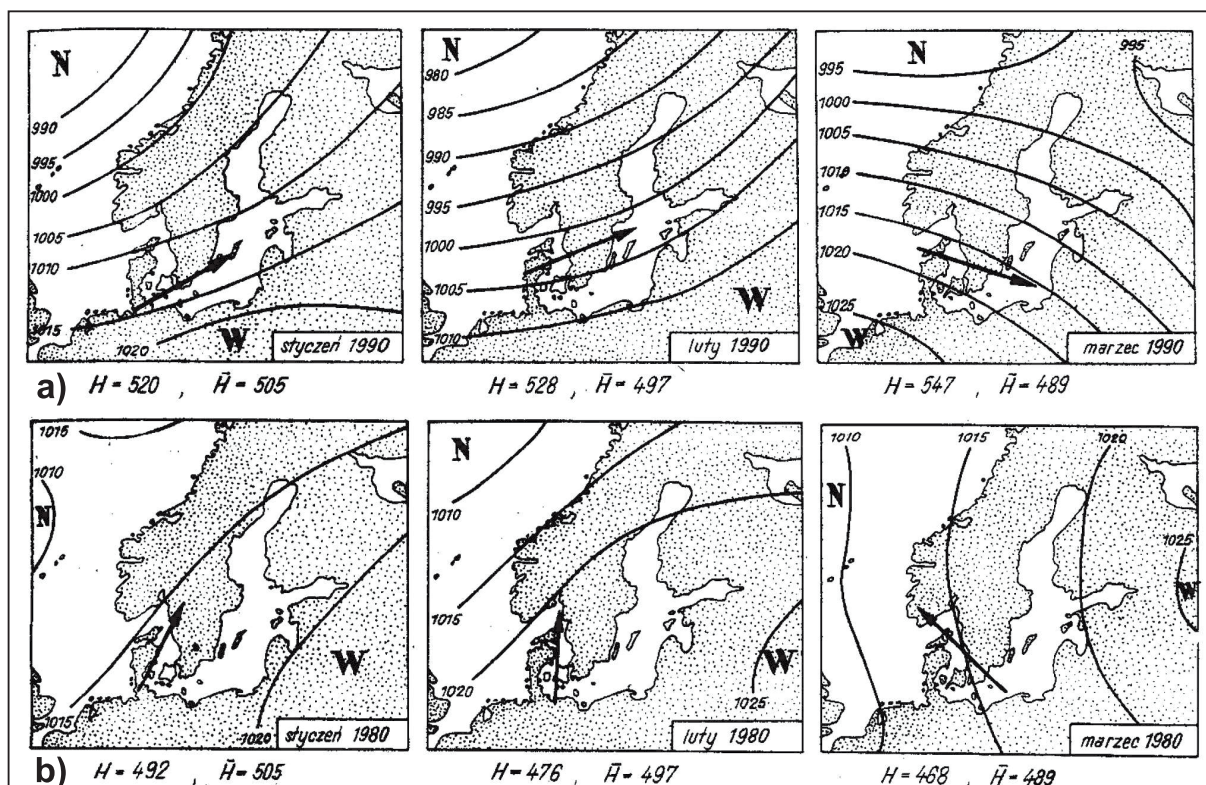
W wyniku działania wymienionych powyżej trzech składowych mogą wystąpić ekstremalnie wysokie poziomy morza przy dodatniej fazie wezbrania (wzrost poziomów morza) oraz ekstremalnie niskie poziomy przy ujemnej fazie (obniżania się poziomów wód).

Dodać należy, że nadzwyczaj niskie poziomy morza na Bałtyku zdarzają się także jako wynik działania zupełnie innego mechanizmu. Występują one również przy wschodniej cyrkulacji atmosfery, podczas ciągłych i długotrwałych wschodnich i północnych wiatrów, przy rozbudowanym wyżu nad Skandynawią lub północno-zachodnią Rosją. Wówczas stan utrzymywania się stosunkowo niskich poziomów wód może trwać nawet kilka tygodni (Majewski, Dziadziuszko, 1985; Suursaar i in., 2003; Sztobryn i in., 2009).

3.4.1. Udział napełnienia Bałtyku w kształtowaniu się ekstremalnych poziomów morza

Czynnik napełnienia danego akwenu przed wystąpieniem ekstremum był zasygnalizowany w kilku publikacjach w kontekście polskiego wybrzeża (Stanisławczyk, Sztobryn, 2000; Sztobryn, Stigge i in., 2005; Wiśniewski, 1996; Wiśniewski, Wolski, 2009a). Przykładowo określono napełnienie akwenu poprzez wyznaczenie z obserwacji średniego poziomu morza w przekroju Kołobrzeg – Kungsholmsfort lub przywołanie notowań w innym porcie, np. Degerby, lub w innym przekroju na Bałtyku (Stanisławczyk, Sztobryn, 2000). Problematyka wymiany wód między Morzem Północnym a Bałtykiem oraz związane z tym zmiany w napełnieniu Bałtyku i ich wpływ na poziomy Morza Bałtyckiego były poruszane w licznych publikacjach (Wielbińska, 1964; Wróblewski, 1996; Samuelsson, Stigebrandt, 1996; Hupfer i in., 2003; Sztobryn, Stigge i in., 2005; Matthäus, 2006; Suursaar i in., 2003, 2007; Jensen, Müller-Navarra, 2008). Dziadziuszko i Malicki (1993a, 1993b) oraz Zaidler i in. (1995) podali przykład długotrwałego narastania poziomu wody w Bałtyku podczas zachodniej cyrkulacji powietrza, na przykładzie map barycznych i poziomów wody, od stycznia do marca 1990 roku (ryc. 3.1a). W tym okresie duży gradient ciśnienia (około 30 hPa) nad Danią, Morzem Północnym i Bałtykiem oraz układ izobar spowodowały intensywny napływ mas powietrza z kierunku SW i WSW oraz z WNW w marcu. To skutkowało podniesieniem się średniego poziomu Bałtyku od 15 cm w styczniu przez 31 cm w lutym do 58 cm w marcu. Sytuacja przeciwna – długotrwałe obniżanie się poziomu Bałtyku zaprezentowano na podstawie analogicznych danych i miesięcy roku 1980 (ryc. 3.1b). Nad Cieśninami Duńskimi, przylegającymi do nich obszarami Bałtyku i Morza Północnego przeważała słaba cyrkulacja południowo-zachodnia (styczeń), południowa (luty) oraz południowo-wschodnia (marzec). Poziomy lustra wody obniżały się poniżej poziomów średnich wieloletnich od 13 cm w styczniu do 21 cm w marcu, gdy południowo-wschodnia cyrkulacja wspomagała odpływ wód przez Cieśniny Duńskie (Dziadziuszko, Malicki, 1993a, 1993b; Zaidler i in., 1995).

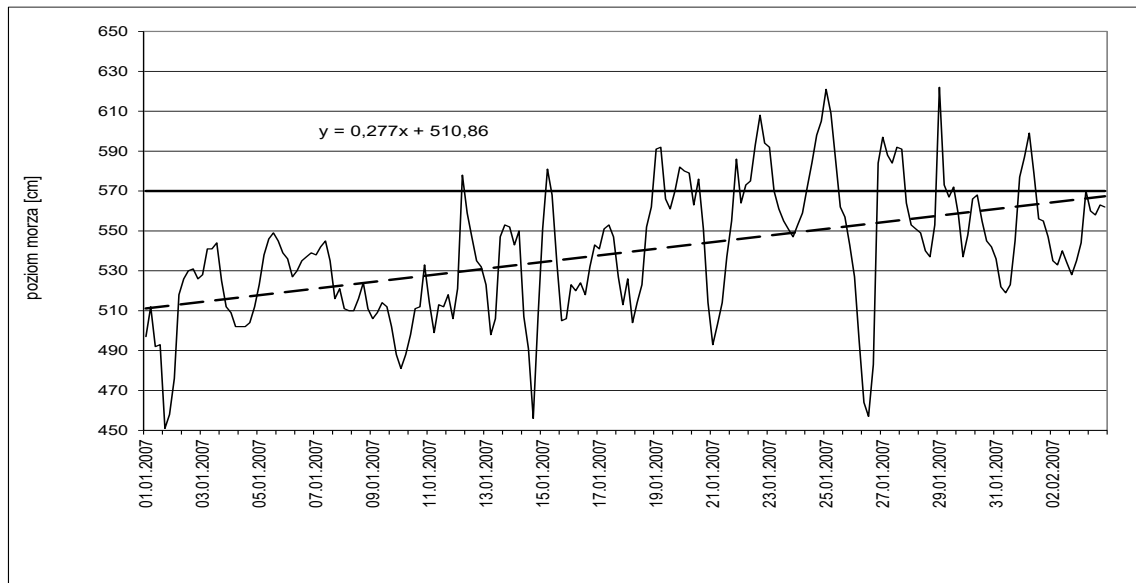
Leppäranta i Myrberg (2009) podali, iż długotrwałe (kikutygodniowe) zachodnie wiatry mogą spowodować podniesienie średniego poziomu morza w Bałtyku nawet o 1 metr w wyniku przepływu wody o kubaturze 500 km³ do akwenu. Takie napełnienie według autorów sprzyja rozwojowi wezbrań sztormowych i wystąpieniu bardzo wysokich wartości poziomów morza. Jaagus i Suursaar (2013) stwierdzili, iż największe zdarzenia sztormowe u estońskich wybrzeży z października 1967 i stycznia 2005 wystąpiły podczas wysokiego, granicznego poziomu Bałtyku wynoszącego od +50 do +70 cm. Z powodu stosunkowo małego przekroju poprzecznego Cieśnin Duńskich



Ryc. 3.1. Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na poziomy wody w Bałtyku (Dziadziuszko, Malicki, 1993): a) długotrwałe narastanie poziomu wody – styczeń–marzec 1990 r., b) długotrwałe obniżanie się poziomu wody – styczeń–marzec 1980 r.

wypełnianie Bałtyku dodatkową nadwyżką wody zajmuje pewien czas i można zaobserwować stopniowy wzrost poziomu wód. Przykładem jest sytuacja z okresu listopad 2011–styczeń 2012, gdzie seria cyklonów z silnymi zachodnimi wiatrami napełniała Bałtyk. Na początku tego okresu wezbranie w Parnawie osiągnęło +110 cm, a cztery miesiące później (4 stycznia 2012 roku), przy podobnych warunkach wiatrowych, wezbranie w Parnawie osiągnęło już +160 cm (Jaagus, Suur-saar, 2013). Sztobryn, Stigge i in. (2005) wykorzystali tzw. dobowy poziom odniesienia związany z aktualnym średnim poziomem napełnienia całego Bałtyku do obliczenia czasu wezbrań sztormowych (przekroczenie tego poziomu wyznaczało początek i koniec wezbrania sztormowego). Gräwe i Burchard (2012) przeprowadzili badania modelowe dla Bałtyku Zachodniego (wybrzeża szwedzkie, duńskie i niemieckie), w których prognozują, iż wzrost średniego poziomu morza w najbliższym stuleciu będzie miał większy wpływ na zwiększenie poziomu wezbrania niż wzrastająca prędkość wiatru.

Przykładem rzeczywistego stanu napełnienia się Bałtyku może być dokumentacja zapisu wzrostu poziomu morza w Świnoujściu w styczniu i lutym 2007 roku (ryc. 3.2). Kilka kolejno przemieszczających się układów niskiego ciśnienia z Oceanu Atlantyckiego na Bałtyk spowodowało duży przepływ wód z Morza Północnego do Bałtyku a liniowy trend wskazuje, że uśredniony poziom morza w Świnoujściu zmienił się z 511 do 570 cm NN (czyli z 11 do 70 cm ponad zero NAP). W tej sytuacji nastąpiło kilkakrotne przekroczenie poziomu morza 570 cm NN (70 cm ponad zero NAP) w drugiej połowie stycznia w tym porcie i w innych portach polskiego wybrzeża (Wiśniewski, Wolski, 2009a).



Ryc. 3.2. Zmiany poziomu morza w Świnoujściu w dniach 1.01.–2.02.2007 r. (Wiśniewski, Wolski, 2009a – zmienione)

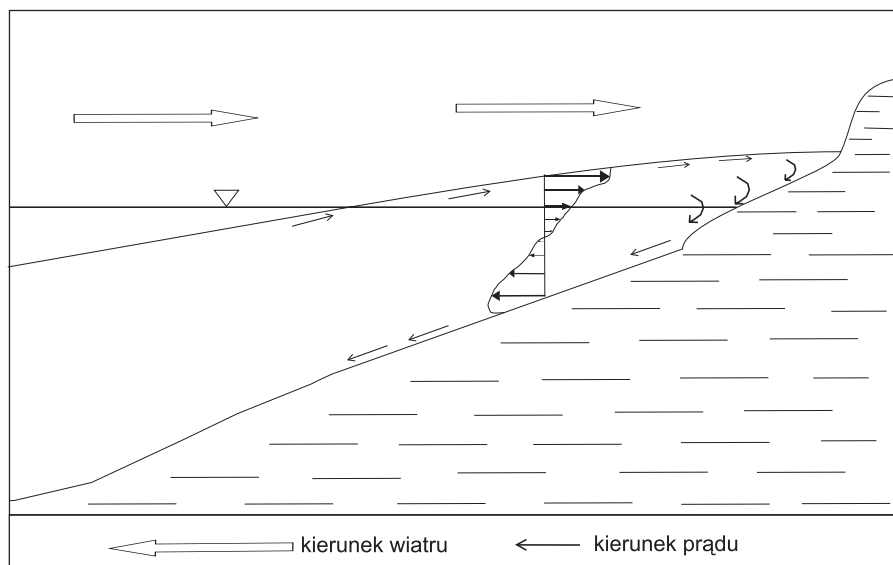
3.4.2. Czynniki wiatrowe w generowaniu wezbrań sztormowych i ekstremalnych poziomów morza

Spiętrzenie wiatrowe jest to deniwelacja powierzchni morza, która charakteryzuje się wzrostem poziomu wód na stronie podwietrznej, wygenerowana i trwająca przez określony czas na skutek działania wiatru na powierzchnię wody. Styczne oddziaływanie pola wiatrowego na powstanie prądów dryfowych i w efekcie na ich udział w podnoszeniu się poziomu morza lub jego obniżeniu w portach na danym odcinku brzegu jest zrozumiałe, a wielkość spiętrzenia lub obniżenia poziomu morza jest zależna nie tylko od prędkości wiatru, ale także od czasu jego działania, kierunku działania, rozbiegu wiatru nad powierzchnią morza oraz prądów kompensacyjnych w strefie brzegowej (ryc. 3.3). Na płycznach przybrzeżnych należy uwzględnić wpływ tarcia o dno. (Wróblewski, 1969; Wiśniewski, Holec, 1983; Sztobryn, Stigge i in., 2005; Tiesel, 2008; Wolski, Wiśniewski 2014).

Podczas sztormów prędkość prądu dryfowego na otwartych wodach Bałtyku osiąga wartość $50 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$, a w cieśninach nawet $100 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$. Średnio na Bałtyku prędkość prądu dryfowego wynosi 2–3% prędkości wiatru, a kierunek prądu jest o $20\text{--}30^\circ$ odchyłony w prawo od kierunku wiatru (Leppäranta, Myrberg, 2009). Czas po którym występuje maksymalne spiętrzenie wiatrowe na Bałtyku wynosi około 4–5 godzin (Wróblewski, 1969).

We wspomnianej już pracy Sztobryn, Stigge i in. (2005) dowodzą, iż w morzach półzamkniętych i bezpływowych, a takim jest Bałtyk, zmiany poziomu morza występują głównie pod wpływem wymuszającego działania wiatru. Wezbrania sztormowe z maksimum ponad 1 m od zera wodowskazu są tu reakcją morza na działanie bardzo silnych dolądowych wiatrów z sektorów od północno-zachodniego do północno-wschodniego, powstającymi przy przejściu frontu atmosferycznego. Jeżeli niż przemieszcza się wzdłuż określonego wybrzeża, to na obszarach odległych od siebie o kilkadziesiąt lub kilkaset kilometrów mogą wystąpić silne wiatry o przeciwnych kierunkach. Strefa zmiany kierunku wiatru, istotna dla wzrostu lub spadku poziomu wody, przemieszcza się wtedy na ogół wraz z ruchem ośrodka niżowego. W kolejnej monografii *Negative Surges in the Southern Baltic Sea* (Sztobryn i in., 2009) autorzy, wydzielając 107 obniżzeń sztormowych z okresu 1958–2005, zauważyli, iż porywisty wiatr od lądu, np. wiatr z kierunków ESE–WSW, towarzyszą-

cy przemieszczającym się niżowi, zdominował zdarzenia obniżenia sztormowych w Bałtyku południowo-zachodnim.



Ryc. 3.3. Schemat spiętrzenia wiatrowego (Wolski, Wiśniewski, 2014)

Drugi mechanizm powstawania niskich poziomów morza występuje wtedy, gdy silny, stacjonarny antycyklon pokrywa Skandynawię i północno-zachodnią Rosję albo oscyluje ponad nimi. W takiej sytuacji hydrostatyczne ciśnienie pod potężnym systemem wysokiego ciśnienia (efekt barometryczny) oraz z drugiej strony system długotrwałych północnych i wschodnich wiatrów rozwijający się przy krawędzi wyżu doprowadzają do nadzwyczaj niskich (nawet do $-1,3$ m) poziomów wód w Morzu Bałtyckim. Taka sytuacja trwać może kilka tygodni (Majewski, Dziadziuszko, 1985; Suursaar i in., 2003; Sztobryn i in., 2009).

Czynnik wiatrowy w kształtowaniu się wezbrania podkreśla też Wróblewski (1969). Uważa on, iż najgroźniejsze zdarzenia sztormowe występują podczas cyrkulacji cyklonalnej, gdy po długotrwałych wiatrach zachodnich i południowo-zachodnich na Bałtyku Południowym następuje nagły zwrot, zmieniający te wiatry na północne i północno-wschodnie. Powyższa zmiana kierunku wiatru skutkuje powrotem mas wodnych, które były wcześniej spiętrzone we wschodniej części Bałtyku, a wezbranie przy południowych wybrzeżach dodatkowo wzmacniane jest dolądowym kierunkiem wiatru. Według Wróblewskiego (1969) powyżej opisany układ wiatrów odpowiada za katastrofalne sztormy na południowo-zachodnich wybrzeżach Bałtyku w roku 1872 i 1914. Istotność zmian kierunku wiatru w charakterystyce wezbrania sztormowego poruszyli również: Kohlmetz (1964), Dziadziuszko i Malicki (1993a, 1993b), Dziadziuszko i Jednorał (1996), Hupfer i in. (2003), Jensen i Müller-Navarra (2008).

W pracach Suursaara i in. (2002, 2003, 2006a, 2007, 2009), a także w pracy Jaagusa i Suursaara (2013) autorzy wskazali, że najwyższe poziomy morza przy estońskich wybrzeżach są związane z głębokimi niżami barycznymi tworzącymi silne południowo-zachodnie i zachodnie wiatry odpowiednio ukierunkowane w stosunku do zatok wybrzeża. Drugi czynnik kształtujący te poziomy to według tych autorów specyfika płytkich, półzamkniętych i wyeksponowanych w kierunku zachodnim zatok: Zatoki Ryskiej wraz z Zatoką Parnawską, Zatoki Matsalu czy Zatoki Haapsalu. Ich badania modelowe potwierdziły, iż wzrost prędkości wiatru daje na tych zwiężających się ku wschodowi akwenach wyraźny wzrost poziomu wezbrania sztormowego i zwiększenie oscylacji poziomu morza przy wysokim stopniu napełnienia Bałtyku (Suursaar i in., 2003, 2006a, 2006b).

Wszystkie wymienione powyżej prace podkreślają dominujący wkład czynnika wiatrowego w kształtowaniu się ekstremalnych poziomów morza podczas wezbrań sztormowych. Jest to zrozumiałe przy powolnym przemieszczaniu się niżu, gdy związane z nim porywiste wiatry długo oddziałują na strefę brzegową. Wtedy powstają wezbrania nazywane spiętrzeniami wiatrowymi. Jednakże autorzy tych publikacji nie dostrzegają faktu, że przy dużej prędkości przemieszczania się depresji barycznej ($\geq 16 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) czas oddziaływania wiatru w danym kierunku jest ograniczony. W takich warunkach samo styczne oddziaływanie wiatru na powierzchnie akwenu nie doprowadziłoby do skrajnych wysokości poziomu morza zawierających się od -2 m w Bałtyku Zachodnim do ponad $+3 \text{ m}$ na wschodnich wybrzeżach Bałtyku. Wiatry mogą wówczas jedynie podtrzymać te ekstremalnie niskie czy ekstremalnie wysokie poziomy morza. Według kilku opracowań: Lisowskiego (1957, 1961), Wiśniewskiego i Holca (1983), Wiśniewskiego (1993a, 1993b, 1996), Wiśniewskiego i Wolskiego (2009a, 2011a) obserwacje wodowskazowe dokumentują, że rzeczywiste wezbrania i obniżenia w strefie brzegowej kilkakrotnie mogą przekraczać wartości wynikające ze stycznego oddziaływania wiatru na powierzchnię morza. Niekiedy wystąpiły też sytuacje, gdy wzrastał poziom wód u wybrzeży polskich, gdy notowano wiatry odlądowe w Świnoujściu (Lisowski, 1957). Stąd istnieje konieczność, aby w rozważaniach nad kształtowaniem się ekstremalnych poziomów wody uwzględnić w niniejszej pracy zniekształcenie powierzchni morza przez podciśnienie szybko przemieszczającego się niżu (fala baryczna rozumiana jako poduszka wodna pod niżem barycznym z fazą dodatnią i ujemną [ryc. 3.4]).

3.4.3. Deformacja powierzchni morza przez dynamiczny i głęboki niż baryczny

Zniekształcenie powierzchni morza przez koncentryczne, mezoskalowe, szybko przemieszczające się głębokie niże baryczne poruszyli w literaturze przedmiotu Doodson i Warburg (1941), Lisowski (1960, 1961, 1963), Wiśniewski (1997), Pugh (1987), Wiśniewski i Kowalewska-Kalkowska (2005, 2007), Wiśniewski i Wolski (2009a, 2011a), Weisse i von Storch (2010), Wolski i in. (2014). Wydaje się jednak, że czynnik zniekształcenia powierzchni morza przez szybki i głęboki niż baryczny jest nadal niedoceniony w literaturze przedmiotu lub wręcz pomijany w dotychczasowych pracach, co odbiło się ze szkodą dla wy tłumaczenia mechanizmu kształtowania zdarzeń ekstremalnych, jakimi są powodzie w strefie brzegowej morza lub zbyt niskie poziomy morza zagrażające bezpieczeństwu żeglugi, stabilności budowli hydrotechnicznych (Wiśniewski, Wolski, 2009a). Faktem jest, że pod układem obniżonego ciśnienia atmosferycznego (cyklon tropikalny lub koncentryczny niż baryczny) tworzy się poduszka wodna, czyli tzw. fala baryczna przemieszczająca się wraz z tym układem ciśnienia po powierzchni oceanu lub morza. Wysokość tej fali uzależniona jest od spadku ciśnienia w centrum układu (Wiśniewski, Wolski 2009a). Na skutek niewielkiej ścisłości wody poziom jej zwierciadła reaguje na każdą zmianę ciśnienia atmosferycznego. Spadek ciśnienia $\Delta p = 1 \text{ hPa}$ powoduje statyczne podniesienie poziomu morza $\Delta H_s \sim 1 \text{ cm}$ – bez przemieszczania się niżu według wzoru (wzór 3.1, ryc. 3.4a) (Lisowski, 1961; Pugh, 1987; Wiśniewski, Wolski, 2009a; Weisse, von Storch, 2010).

$$\Delta H_s = \frac{\Delta p}{\rho \cdot g} \quad (3.1)$$

gdzie:

ΔH_s [cm] – statyczny wzrost poziomu morza w centrum niżu (statyczna deformacja powierzchni),
 Δp [hPa] – spadek lub przyrost ciśnienia atmosferycznego w stosunku do wartości średniej, tj. 1013,2 hPa,

ρ – średnia gęstość wody – $1,005 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ (dla Bałtyku),

g – przyspieszenie ziemskie – $981 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-2}$.

Wzór (3.1) wyraża odchylenie poziomu morza od wartości średniej przy ustalonym ciśnieniu atmosferycznym.

Z chwilą przemieszczania się niżu nad powierzchnią morza następuje dynamiczne odkształcenie poziomu morza (ΔH_d). Odkształcenie powierzchni morza związane z falą baryczną (poduszką wodną) charakteryzuje się rzędnymi dodatnimi w obszarze centralnym i rzędnymi ujemnymi na obrzeżu odkształcenia (Lisowski, 1961).

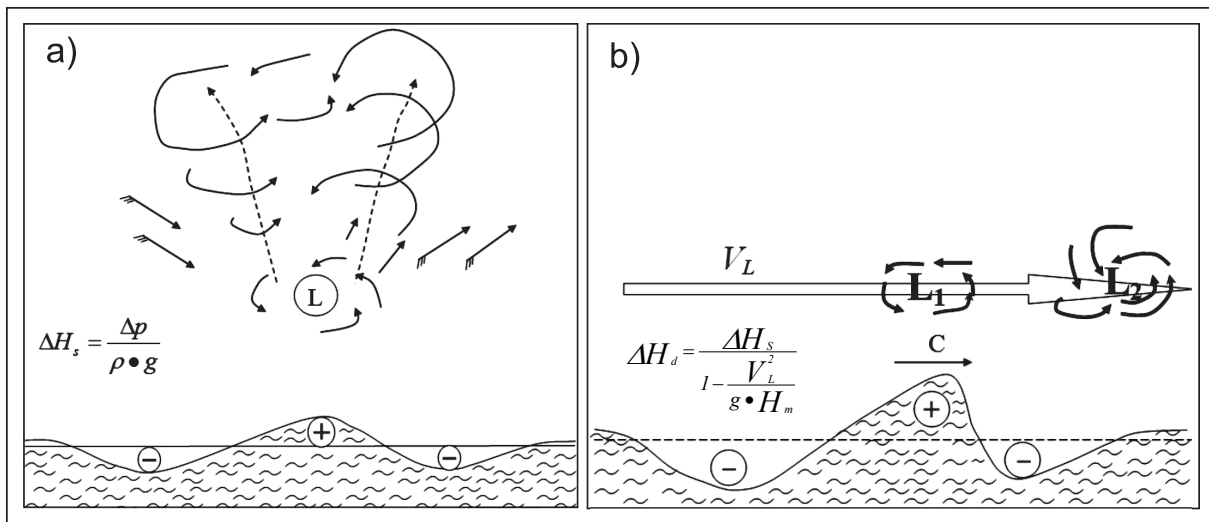
$$\Delta H_d = \frac{\Delta H_s}{1 - \frac{V_L^2}{g \cdot H_m}} \quad (3.2)$$

gdzie:

ΔH_d [cm] – dynamiczny wzrost poziomu morza (dynamiczna deformacja powierzchni),

V_L [m·s⁻¹] – prędkość przemieszczania się układu barycznego,

H_m [m] – średnia głębokość morza.



Ryc. 3.4. Deformacja powierzchni morza wywołana układem niskiego ciśnienia (Wiśniewski, Wolski, 2009a): a) statyczna deformacja powierzchni morza (ΔH_s), b) dynamiczna deformacja powierzchni morza (ΔH_d)

Ze wzoru (3.2) wynika, iż wzrost poziomu morza przy przejściu głębokich niżów barycznych może być 2–4-krotnie większy od wzrostu, który mógłby wynikać z warunków statycznych i jest tym większy, im większa jest prędkość przemieszczania się układu niskiego ciśnienia. Powstała deformacja zwierciadła cieczy przemieszcza się zgodnie z prawami propagacji wymuszonych fal długich. W przypadku gdy prędkość propagacji fali (poduszki wodnej) zbliżona będzie do prędkości przemieszczania się układu barycznego, jej amplituda osiągać będzie duże wartości dla danych dynamicznych parametrów układu (rezonans) (Doodson, Warburg, 1941; Lisowski, 1961, 1963; Kałuża, 1985; Wiśniewski, Wolski, 2009a; Kowalewska-Kalkowska, 2012; Wolski i in., 2014). Uzyskanie tej tzw. prędkości krytycznej możliwe jest w akwenach stosunkowo płytkich, przy bardzo dużej prędkości przemieszczania się depresji barycznej (wzór 3.3), co stwarza znaczne zagrożenie powodziowe na danym odcinku wybrzeża (Wiśniewski, Wolski 2009a).

$$V_L \approx \sqrt{g \cdot H_m} \quad (3.3)$$

Poza tym w kierunku prostopadłym do toru przemieszczania się układu barycznego następuje propagacja dodatkowego zaburzenia w formie rozchodzących się fal poprzecznych. Obraz tych fal można porównać z obrazem fal okrętowych powstających podczas ruchu statku. Należy się spodziewać, że amplituda dodatkowych zaburzeń jest mniejsza od amplitudy zasadniczego zniekształcenia powierzchni falą baryczną (Wiśniewski, Wolski, 2009a, 2011a).

Spiętrzenia i obniżenia sztormowe poziomu morza są więc wypadkowym efektem oddziaływania wiatru i fali barycznej wynikającej z charakterystyki pola ciśnienia. Efekty oddziaływania wiatru i tzw. fali barycznej mogą być zgodne – tzn. oba czynniki spiętrzają poziom wody w danym momencie u danego wybrzeża lub go obniżają. Mogą być one także niezgodne, – tzn. jeden z czynników podnosi poziom wody, drugi obniża. Oddziaływanie fali barycznej może wielokrotnie przekraczać efekty oddziaływania wiatru. Po ustaniu działania sztormu poziom morza wyprowadzony ze stanu równowagi będzie doznawać swobodnych gasnących wahań aż do przywrócenia stanu równowagi (wahania sejszopodobne) (Wiśniewski, Wolski, 2009a, 2011a; Wolski i in., 2014).

Fala baryczna będzie głównym czynnikiem wywołującym duże zmiany poziomu morza, kiedy ciśnienie w centrum niżu będzie wynosiło mniej niż 980 hPa, a sama depresja baryczna będzie przesuwac się ze znaczną prędkością (powyżej $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$). Działanie wiatru jest wtedy mniej istotne, ponieważ przy dużej prędkości przemieszczania się niżu czas oddziaływania wiatru na danym odcinku wybrzeża z określonego kierunku jest ograniczony. Działanie wiatru jest natomiast decydujące podczas płytkich i powolnych układów niskiego ciśnienia (Lisowski, 1961; Wiśniewski, Kowalewska-Kalkowska, 2005; Wiśniewski, Wolski, 2009a, 2011a).

Uwzględniając zróżnicowany udział wiatru oraz fali barycznej (czynnik zniekształcenia powierzchni przez podciśnienie niżu) w procesie kształtowania się ekstremalnych poziomomów morza, w pracy dokonano klasyfikacji wezbrań sztormowych, które szczegółowo zaprezentowano w rozdziale 8. Natomiast poniżej przedstawiono analizowany w literaturze (Wiśniewski, 1993a, 1993b, 1997) modelowy przykład oddziaływania aktywnego i szybkiego niżu barycznego na powierzchnię wód Bałtyku.

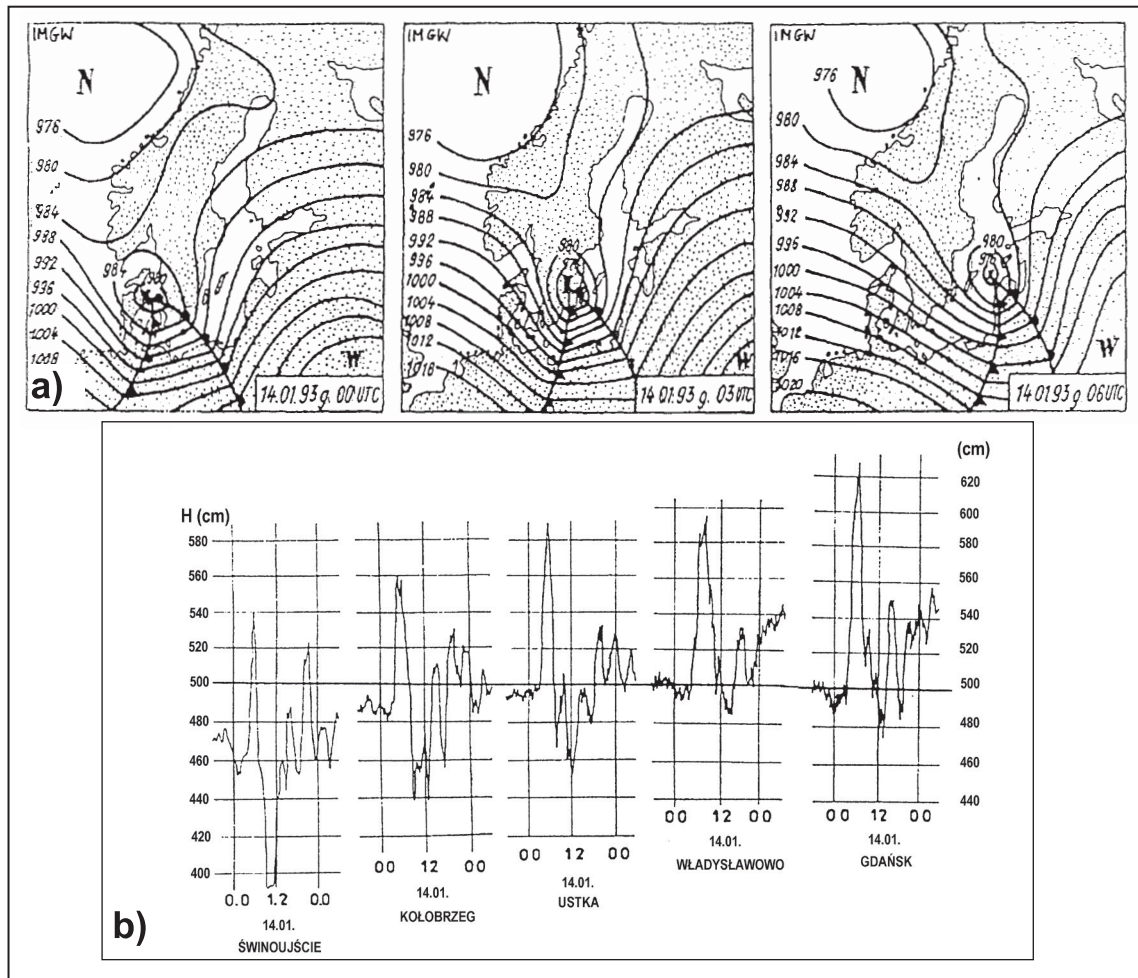
Przykład oddziaływania aktywnego i szybkiego niżu barycznego na powierzchnię wód Morza Bałtyckiego w dniu 14 stycznia 1993 roku

Nad Morzem Północnym utworzył się w mezoskali wtórny ośrodek niżowy (972 hPa), który o godz. 00 UTC 14.01.1993 znalazł się nad Kattegatem i obszarem Cieśnin Duńskich (ryc. 3.5a). Ta depresja ciśnienia przemieszczała się bardzo szybko ($80\text{--}115 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$) (kilometrów na godzinę) przez Bałtyk i o godz. 3.00 UTC centrum układu było już na południowym wybrzeżu Szwecji, na wysokości Karlskrony, a o godz. 6.00 UTC przechodziło przez środek Bałtyku i wchodziło na ląd w rejonie Zatoki Ryskiej. Cechą znaczącą jest fakt, iż zapisy mareografów polskich stacji obrazują przemieszczanie się szczytu fali zgodnie z przemieszczaniem się centrum niżu, tzn. szczyt fali wezbrania w Świnoujściu wystąpił o godz. 4.00 UTC, a następnie przez kolejne godzinne przedziały czasowe wystąpił w Kołobrzegu, Ustce, Władysławowie. W Gdańsku zanotowano szczyt fali o godzinie 8.00 UTC (ryc. 3.5b) (Wiśniewski, 1993a, 1993b, 1997).

Na tym przykładzie można wyróżnić trzy fazy oddziaływania niżu na powierzchnię wód Bałtyku (Wiśniewski, 1993a, 1993b, 1997).

Pierwsza faza to moment wejścia mezoskalowego niżu z Morza Północnego na Bałtyk. O godz. 00 UTC, gdy centrum niżu znajduje się nad Kattegatem, notuje się podwyższenie poziomu wód na wodowskazach w Bałtyku Zachodnim, ale w następnych godzinach następuje opada-

nie wód w Zatoce Meklemburskiej i w Cieśninach Duńskich. W Świnoujściu z niskiego poziomu wód 36 cm poniżej zera wodowskazu o godz. 4.00 UTC poziom wody wzrasta do +40 cm powyżej zera wodowskazu o godz. 5.00 UTC. Szczyt fali trwa bardzo krótko (około jednej godziny). Jest to czas tworzenia się tzw. poduszki wodnej pod niżem barycznym w obszarze Cieśnin Duńskich. Przy tak dużych powierzchniach lądowych w stosunku do powierzchni akwenów ten fakt tworzenia się poduszki jest bardzo utrudniony i tym samym mało widoczny jako wezbranie (dodatnia faza wezbrania) na wodowskazach w tym akwencie.



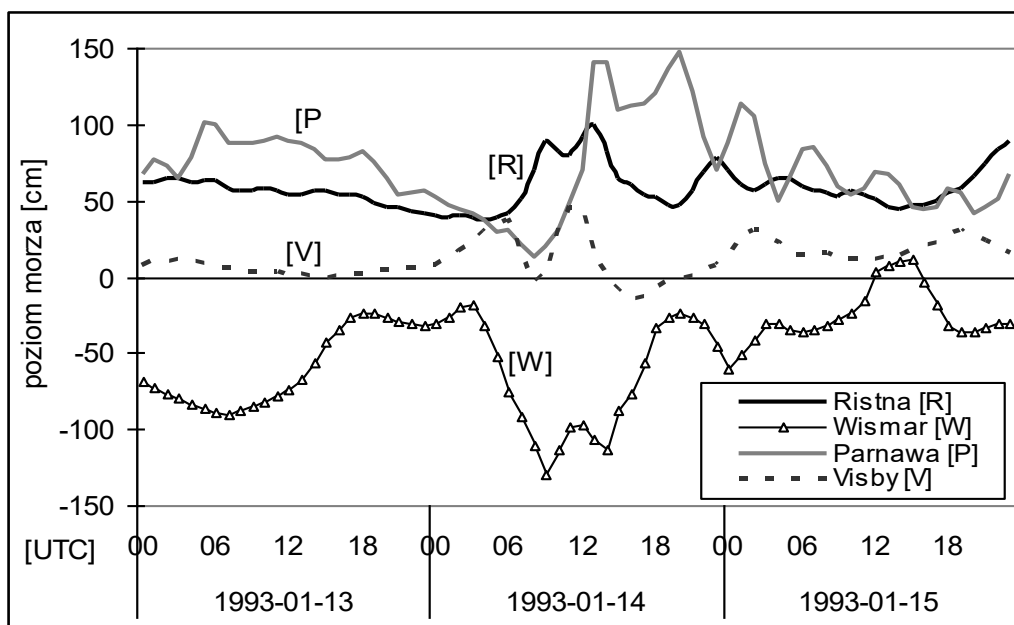
Ryc. 3.5. a) przemieszczanie się sztormowego układu barycznego nad Bałtykiem 14 stycznia 1993, b) przebieg zmian poziomu morza wzdłuż polskiego wybrzeża Bałtyku od 13 stycznia 1993, godz. 18.00 do 15 stycznia 1993, godz. 6.00 (Dziadziuszko, Malicki, 1993b – zmienione)

Druga faza to przemieszczanie się centrum niżu nad wybrzeżem południowej Szwecji i wejście na akwen Bałtyku Południowego i Centralnego (godz. 3.00–8.00 UTC). Tworzy się wówczas poduszka wodna na akwencie Bałtyku Południowego jako fala wymuszona przez niż, a dodatnia faza charakteryzuje się wartościami od +80 cm w Świnoujściu do +120 cm w Zatoce Gdańskiej. Znamiennej cechą jest gwałtowne opadanie poziomu morza bezpośrednio po przejściu szczytu fali. W Świnoujściu poziom wód opadł od godz. 4.00 do godz. 11.00 UTC o 144 cm, a w Gdańsku opadł o 146 cm między godz. 8.00 a 13.00 UTC. Można to kwalifikować jako ujemną fazę fali

szczególnie widoczną na wodowskazach w Świnoujściu i Kołobrzegu (poziomy wód znacząco poniżej poziomu wyjściowego z godz. 00 UTC) (ryc. 3.5b).

Trzecia faza to przejście na ląd (Litwa, Łotwa i Estonia) niżu, który pozostawia wezbranie sztormowe przy wschodnich wybrzeżach Bałtyku. Na zwierciadło wód morskich przestaje oddziaływać podciśnienie i występują gasnące do końca doby sejszopodobne wahania poziomów morza na wszystkich zaprezentowanych wodowskazach (ryc. 3.5b, ryc. 3.6).

W wezbraniu tym wystąpiło zniekształcenie powierzchni morza falą baryczną z jej dodatnią i ujemną fazą widoczną wyraźnie w Świnoujściu i Kołobrzegu. Na wodowskazach położonych bardziej na wschód faza ujemna zanika. Istotną rolę odegrała w tym przypadku duża prędkość przemieszczania się niżu barycznego, ok. 115 km na godzinę, która znacznie wpłynęła na kształtowanie składowej dynamicznej fali, która uwzględnia stosunek prędkości przemieszczania się do głębokości akwenu (wzór 3.3). Podczas tej sytuacji sztormowej zatonął na Bałtyku Zachodnim polski prom „Jan Heweliusz”.



Ryc. 3.6. Przebieg zmian poziomu morza dla głównych wodowskazów Morza Bałtyckiego w dniach 13–15 stycznia 1993 r.

4. Problematyka zróżnicowania geodezyjnych poziomów referencyjnych i rejestracji poziomów wód dla wybrzeży Morza Bałtyckiego

4.1. Harmonizacja poziomów odniesienia Morza Bałtyckiego. System EVRS

Użytkownicy map nawigacyjnych oraz hydrografowie, geografowie i oceanografowie potwierdzają trudności w interpretacji informacji dotyczących głębokości podawanych na mapach Morza Bałtyckiego oraz w prezentacji wyników badań dotyczących wahań poziomu morza i wezbrań sztormowych. Wynika to z faktu, że w poszczególnych państwach w obrębie Morza Bałtyckiego nie istniał jeden wspólny geodezyjny system odniesienia dla obserwacji poziomów morza. Różnice w podawanych wartościach położenia tego poziomu nie przekraczają jednego decymetra, co z hydrograficznego punktu widzenia mogłyby być akceptowalne. Jednakże z uwagi na wymagania e-nawigacji, inżynierii brzegowej, a także konstrukcji infrastruktury portowej i konfiguracji innych danych przestrzennych, unifikacja pionowych układów odniesienia i punktów zerowych jest niezbędna.

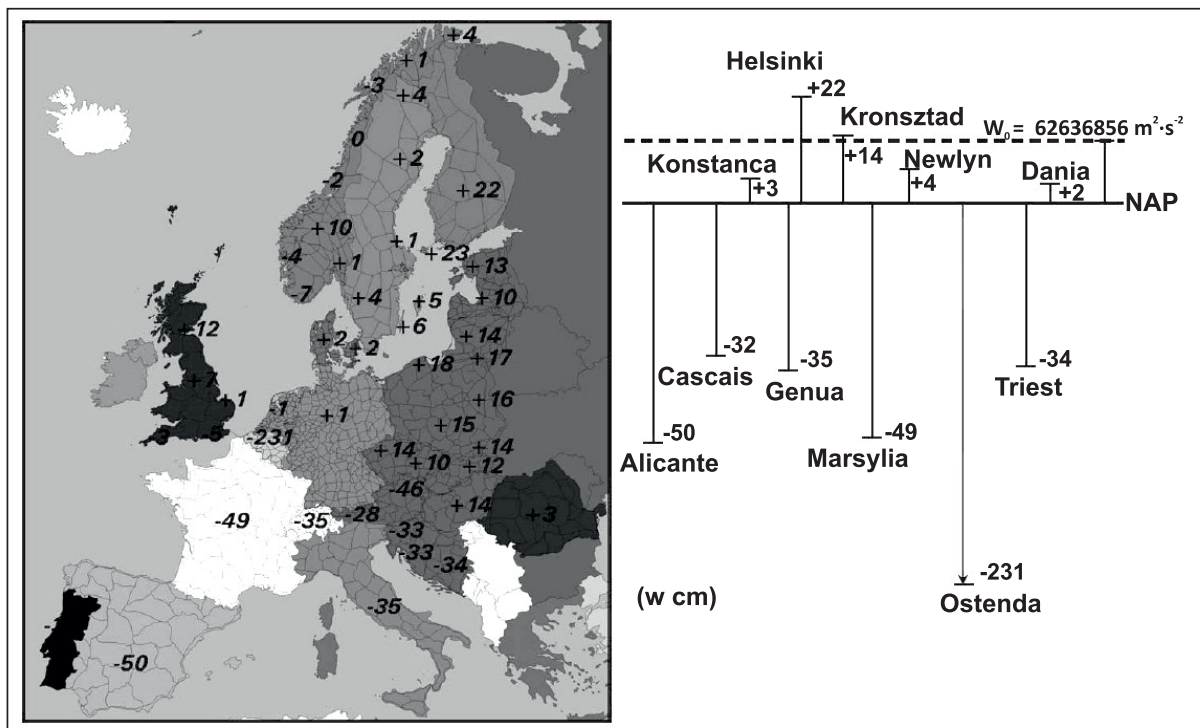
W czerwcu 2005 roku Międzynarodowa Organizacja Hydrograficzna (IHO) oraz Bałtycka Komisja Hydrograficzna (BSHC) powołały grupę roboczą do harmonizacji poziomów odniesienia dla map Morza Bałtyckiego (Chart Datum WG). Głównym zadaniem tej grupy jest zbadanie możliwości wykorzystania Europejskiego Wysokościowego Systemu Odniesienia (European Vertical Reference System – EVRS) z poziomem odniesienia NAP (Normaal Amsterdams Peil – normalne zero amsterdamskie) jako głównej alternatywy dla pionowych układów odniesienia na mapach morskich Bałtyku. Innym zadaniem tej grupy jest ustalenie harmonogramów i warunków wstępnych z każdym krajem nadbałtyckim, który chce zastosować zharmonizowany poziom odniesienia na mapach morskich. Grupa Chart Datum WG powinna przygotować zalecenia, jak poziom morza i jego zmienność oraz pomiary głębokości powinny być pokazane na papierowych i elektronicznych mapach nawigacyjnych oraz w innych publikacjach nawigacyjnych. Do współpracy z Bałtycką Komisją Hydrograficzną (BSHC) w celu harmonizacji pionowych układów odniesienia w ramach Europejskiego Wysokościowego Systemu Odniesienia (EVRS) zgłosiła się BOOS (Baltic Oceanographic Observation System). Spotkania konsultacyjne tych grup oraz służb geodezyjnych państw nadbałtyckich mają odbywać się rokrocznie aż do roku 2020, który jest ostatecznym terminem wdrożenia wspólnego pionowego układu odniesienia na mapach (Mononen, 2008; Baltic Sea Hydrographic Commission, 2013, 2014; Wiśniewski, Wolski i in., 2014; Korhonen i in., 2015).

Definicja EVRS

Od wielu lat układy wysokości w poszczególnych państwach Europy i na świecie wyznaczone są względem średniego poziomu morza, który jest określany na bazie jednej lub kilku stacji mareograficznych. Stacje mareograficzne europejskich krajowych wysokościowych układów odniesień zlokalizowane są nad Oceanem Atlantyckim, Morzem Bałtyckim, Morzem Północnym, Morzem Śródziemnym i Morzem Czarnym. Różnice poziomów tych akwenów sięgają kilku decymetrów. Dodatkowo zera lokalnych układów wysokościowych bardzo często mają charakter historyczny

i nie są ściśle powiązane ze średnim poziomem morza. Znamienym przykładem jest punkt zero-owy w Amsterdamie, który został zdefiniowany przez średni przypływ w 1684 roku. Wiadomo jednak, że ten średni przypływ był o 17 cm powyżej średniego poziomu morza (Waalewijn, 1987; Łyszczowicz, 2001).

Europejski Wysokościowy System Odniesienia (EVRS) powstał na bazie realizacji projektu kontynentalnej, wysokościowej sieci niwelacyjnej UELN (United European Leveling Network). Zasadniczym celem sieci kontynentalnej UELN było utworzenie jednolitego wysokościowego układu odniesienia dla Europy o dokładności na poziomie 10 cm. Efektem końcowym tych prac są wyniki wyrównania kontynentalnej europejskiej sieci niwelacyjnej o nazwie UELN-95/98. EVRS jest realizowany poprzez wyznaczenie liczb geopotencjalnych i wysokości normalnych punktów węzłowych UELN 95/98, w odniesieniu do Normaal Amsterdams Peils (NAP). Tej praktycznej realizacji systemu EVRS nadano nazwę EVRF 2000 (European Vertical Reference Frame 2000) (Łyszczowicz, 2001). Parametry transformacji między lokalnymi układami wysokościowymi i ich poziomami odniesienia a poziomem NAP w praktycznej realizacji systemu EVRS – EVRF 2000 pokazano na ryc. 4.1.



Ryc. 4.1. Średnie parametry transformacji układów lokalnych do poziomu NAP w EVRF 2000 – praktycznej realizacji systemu EVRS (Ihde, 2004 – zmienione)

Europejski Wysokościowy System Odniesienia (EVRS) związany jest z polem siły ciężkości Ziemi i zdefiniowany został w następujący sposób (Ihde, Augath, 2001, 2002; Łyszczowicz; 2001):

- a) powierzchnią odniesienia jest powierzchnia pozioma, dla której potencjał siły ciężkości W_0 jest stały:

$$W_0 = W_{0E} = const. \quad (4.1)$$

i która znajduje się na poziomie Normaal Amsterdams Peil (NAP);

- b) składowymi wysokości są różnice ΔW_p między potencjałem W_p pola siły ciężkości Ziemi w wybranym punkcie P a potencjałem W_{0E} poziomu zerowego systemu EVRS; różnica potencjału (ΔW_p) zwana jest również liczbą geopotencjalną C_p :

$$-\Delta W_p = C_p = W_{0E} - W_p \quad (4.2)$$

odpowiednikami liczb geopotencjalnych są wysokości normalne;

- c) EVRS jest systemem, w którym przyjęto zerowy system pływowy zgodnie z rezolucją Międzynarodowej Asocjacji Geodezyjnej; poziom zerowy systemu wysokościowego EVRS realizowany jest poprzez Normaal Amsterdams Peil (NAP); w konsekwencji liczba geopotencjalna poziomu NAP jest również równa zeru:

$$C_{NAP} = 0 \quad (4.3)$$

- d) parametry i stałe definiujące układ wysokościowy są parametrami i stałymi zdefiniowanymi przez Geodetic Reference System 1980 (GRS-80); konsekwencją przyjęcia takich parametrów i stałych jest to, że potencjał normalny W_{NAP} w punkcie NAP jest potencjałem normalnym elipsoidy GRS-80:

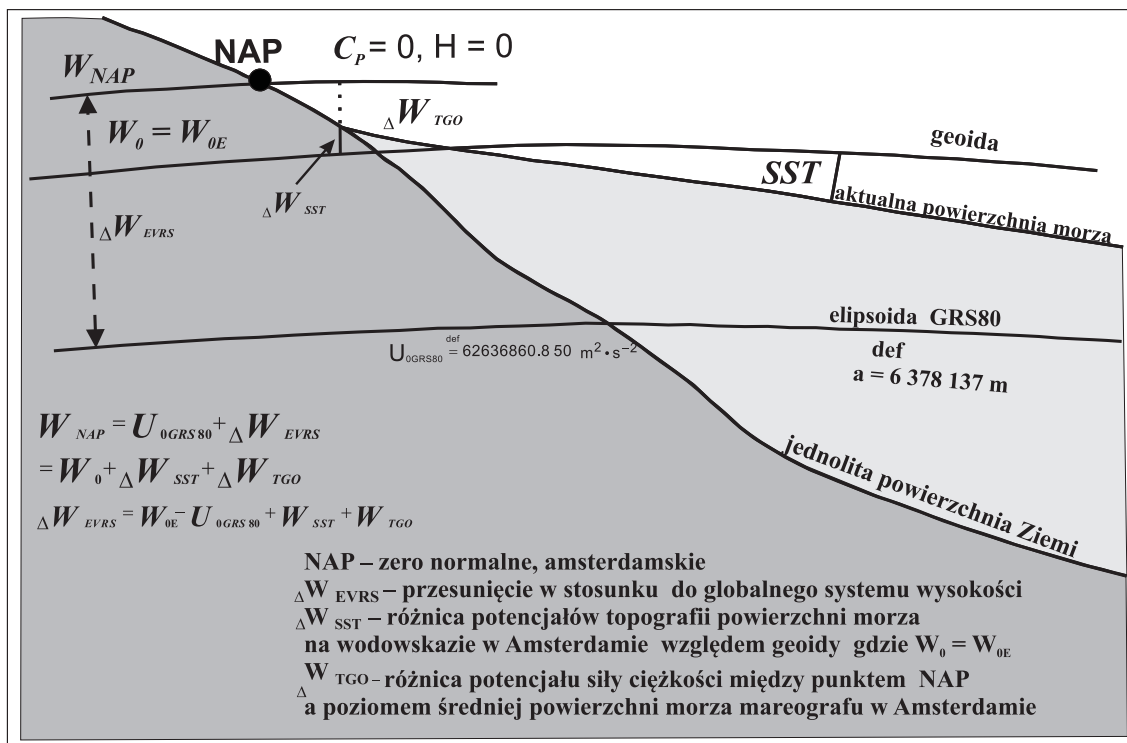
$$W_{NAP}^{REAL} = U_{0GRS80} \quad (4.4)$$

- e) układ EVRF-2000 (praktyczna realizacja EVRS) jest określony poprzez liczbę geopotencjalną i odpowiadającą tej liczbie wysokość normalną punktu referencyjnego nr 000A2530/13600 sieci UELN (wodowskaz w Amsterdamie); ruchy skorupy ziemskiej zredukowane są w tym układzie do epoki roku 1960 dla Szwecji, Norwegii i Finlandii (rok 1960 jest również początkiem serii pomiarowej poziomów morza w niniejszej pracy);
- f) potencjał pola siły ciężkości w punkcie NAP może być obliczony z następującej zależności:

$$W_{NAP} = W_0 + \Delta W_{SST} + \Delta W_{TGO} \quad (4.5)$$

Wizualizację oznaczeń ze wzorów 4.1–4.5 zaprezentowano na ryc. 4.2.

W niniejszej pracy zaadaptowano praktyczną realizację systemu odniesienia EVRS – czyli układ EVRF 2000 oparty na poziomie NAP dla przestrzennego zobrazowania ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego. Dla realizacji celu przeliczono dane obserwacyjne poziomów wód morskich z poszczególnych państw nadbałtyckich do poziomu NAP i uzyskano w ten sposób obraz powierzchni Bałtyku w jednolitym systemie referencyjnym (metody przeliczeń – podr. 4.2).



Ryc. 4.2. Zależności pomiędzy definicją EVRS w globalnym systemie wysokości a jego praktyczną realizacją EVRF 2000 (Ihde, 2004 – zmienione)

4.2. Historyczny przegląd pionowych systemów wysokościowych w państwach nadbałtyckich. Metodyka przeliczenia danych pomiarowych do jednego poziomu referencyjnego

W zasadzie we wszystkich krajach regionu Morza Bałtyckiego pionowe układy odniesienia były i są oparte na lokalnych średnich poziomach morza (MSL – Mean Sea Level). Istnieją jednak różnice w metodach określania poziomu MSL w różnych krajach, a tym samym w ustaleniach różnych poziomów zera. Jest to związane z istniejącymi różnicami w geodezyjnych układach odniesień pomiędzy krajami. Dopiero praktyczna realizacja od 2005 r. Europejskiej Sieci Niwelacyjnej – UELN (United European Levelling Network) pozwoliła ustalić związki między tą siecią a punktem początkowym w Amsterdamie NAP (Normaal Amsterdams Peil). W bieżącej pracy stało się więc możliwe przyjęcie jednolitego układu odniesienia – EVRF 2000 opartego na poziomie normalnego zera amsterdamskiego NAP i przeliczenie wszystkich wcześniejszych i bieżących obserwacji poziomów morza z mareografów i wodowskazów Bałtyku przy użyciu europejskiego portalu Coordinate Reference Systems in Europe (CRS-EU, 2013) w konsultacji z narodowymi instytucjami hydrologicznymi państw nadbałtyckich. Mimo iż obecnie istnieje nowsza, praktyczna realizacja systemu EVRS, czyli EVRF 2007, jednakże większość państw nadbałtyckich i europejskich ma ustalone transformacje własnych układów wysokościowych do wcześniejszej realizacji – układu EVRF 2000 (według CRS-EU, 2013).

Opisany poniżej przegląd historyczny pionowych systemów referencyjnych w poszczególnych krajach obrazuje drogę uzyskania jednorodności danych w bieżącej pracy. Do tego celu wyko-

rzystano już opracowane przez autora w ramach projektu naukowego NCN (Wolski, 2011–2014) wyniki wstępnych analiz harmonizacji poziomów wód Morza Bałtyckiego, które opublikowano w pracy Wiśniewski, Wolski i in., (2014).

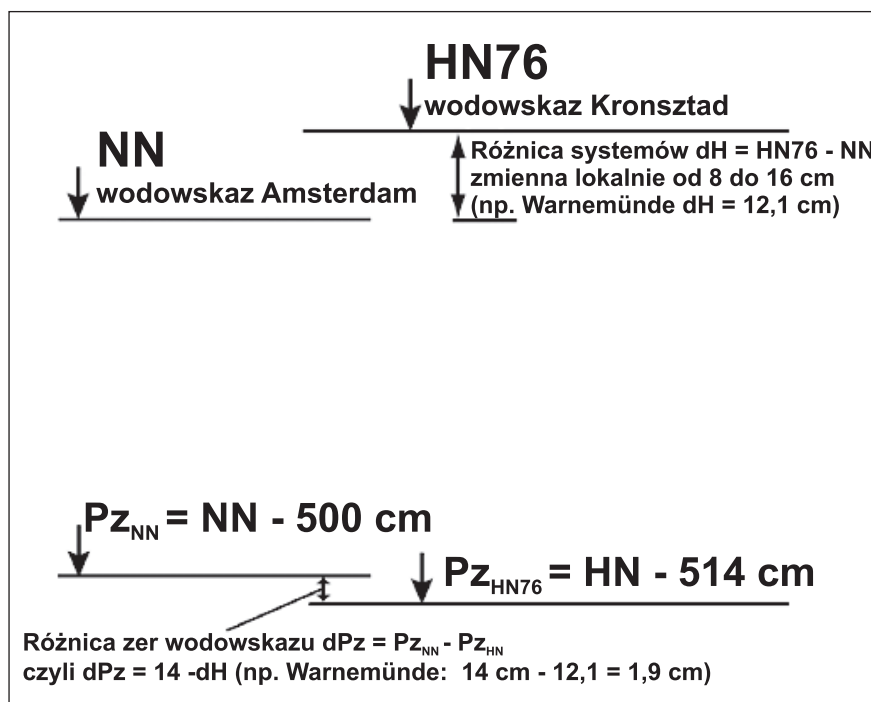
Niemcy

W Niemczech istnieją dwa układy odniesienia, wynikające z istnienia dwóch państw niemieckich po II wojnie światowej. Pierwszy układ Normal-Null (NN) obowiązuje w landzie Szlezwik-Holsztyn i poziom zera tego układu jest od początku powiązany z NAP. Drugi z systemów Höhen-Null (HN) funkcjonuje w Meklemburgii-Pomorzu Przednim i jest powiązany z poziomem odniesienia w Kronsztadzie.

W Niemczech od początku XIX stulecia w państwowych pomiarach wysokości używany był jednolity punkt wysokościowy – zero normalne (NN), które ma odniesienie do długoletniego średniego poziomu wody na wodowskaziu w Amsterdamie. System ten w landzie Szlezwik-Holsztyn funkcjonuje do dziś. Jednakże w latach 1912–1945 był przestawiany z tzw. starego systemu (alte system – NN a.S.) na nowy system (neue system NN n.S.). Różnica pomiędzy oboma systemami jest nieznaczna i dla poszczególnych stacji nie przekracza kilku centymetrów (Koppe, 2002).

Na obszarze dawnego NRD wprowadzany był od 1976 roku nowy system pomiaru wysokości Höhen-Null (HN76), którego odniesieniem nie jest długoletni, średni poziom wody na amsterdamskim wodowskaziu, lecz na wodowskaziu Kronsztad (w pobliżu Sankt Petersburga). Na wybrzeżach dzisiejszej Meklemburgii-Pomorza Przedniego od 1910 roku do listopada 1985 obowiązywał system wysokości NN a.S. Tu uogólniane zero wodowskazu (Pz) leżało przy NN –5,00 m. Od 1 listopada 1985 roku pomiary poziomu wody oparto na systemie wysokości HN76, w którym uogólnione zero wodowskazu (Pz) leży przy HN –5,14 m. Poziom ten tylko częściowo pokrywa się z wieloletnim średnim poziomem wody (MSL) dla stacji wodowskazowych tego regionu (Stigge, 1989; Koppe, 2002; Hupfer i in., 2003).

Aby porównywać serie danych poziomów morza pomierzone w obu systemach, należy wykorzystać zależności pokazane na ryc. 4.3.



Ryc. 4.3. Różnice pomiędzy wysokościami układami odniesienia w Niemczech (Mudersbach, Jensen, 2009 – zmienione, dzięki uprzejmości J. Jensen)

Konwersja na system NN

$$W [\text{cm NN}] = W [\text{cm HN}] + dH [\text{cm}] \quad (4.6)$$

$$W [\text{cm NN}] = W [\text{cm } Pz_{\text{HN}}] - 514 \text{ cm} + dH [\text{cm}] \quad (4.7)$$

$$W [\text{cm } Pz_{\text{NN}}] = W [\text{cm } Pz_{\text{HN}}] - dPz [\text{cm}] \quad (4.8)$$

$$dPz [\text{cm}] = 14 - dH \quad (4.9)$$

Przykład przeliczenia poziomów wody dla stacji wodowskazowej Warnemünde z systemu HN76 na NN

$$W_{\text{HN}} = 546 \text{ cm}, \text{ – przykładowa wartość w systemie HN76}$$

$$W_{\text{NN}} = W_{\text{HN}} - 14 \text{ cm} + dH \text{ (wzór 4.6)}$$

gdzie: dH – lokalna różnica w systemach odniesienia (tab. 4.1)

$$\text{czyli } W_{\text{NN}} = 546 - 14 + 12,1 = 544 [\text{cm}] \text{ NN}$$

Tabela 4.1. Różnice wysokości w systemach niemieckich zer wodowskazu (Hupfer i in., 2003 – za pozwoleniem The German Coastal Engineering Research Council, Die Küste, 63/2003, tab. 2.7)

| Wodowskaz | Różnica w systemach odniesienia HN – NN = dH [cm] | Wartość, którą obniżono na łacie wodowskazu od 1.11.1985 (wartość o którą wzrosła zmierzona wysokość poziomu morza) dPz [cm] |
|------------|--|--|
| Wismar | 9,8 | 4,2 |
| Warnemünde | 12,1 | 1,9 |
| Sassnitz | 11,0 | 3,0 |
| Greifswald | 12,0 | 2,0 |
| Koserow | 9,7 | 4,3 |

NHN (Normalhöhennull) jest nowym (od 2000 r.) pionowym poziomem referencyjnym niemieckich służb geodezyjnych i sieci wysokości DHHN92 (German Mean Height Reference System). Również ten poziom jest oparty na NAP. Jednocześnie poziom NHN jest podstawą europejskiej sieci niwelacyjnej UELN i jest kompatybilny z EVRF 2000. NHN został wprowadzony z tego względu, iż w wysokościach Normalnull rzeczywiste pole grawitacyjne Ziemi nie było brane pod uwagę. Zmienił się sposób obliczeń wysokości. NHN będzie też w przyszłości poziomem odniesienia dla wszystkich wodowskazów morskich w Niemczech, a tym samym punktem odniesienia dla map nawigacyjnych (Deutsches Haupthöhennetz, 1992).

Do pracy pozyskano z BSH (Bundesamts für Seeschifffahrt und Hydrographie) dane poziomów morza z wodowskazów landu Meklemburgii-Pomorza Przedniego: Wismar, Warnemünde Sassnitz, Greifswald, Koserow (wysokość zer wodowskazu $Pz = HN - 5,14 \text{ m}$) (tab. 4.1) oraz z landu Szlezwik-Holsztyn: Schleimünde ($Pz = -4,99 \text{ NHN}$), Kilonia ($Pz = -5,00 \text{ NHN}$), Heiligenhafen ($Pz = -4,98 \text{ NHN}$), Travemünde ($Pz = -5,01 \text{ NHN}$). Wszystkie dane odniesiono do jednego zera wodowskazu w systemie NAP (Normaal Amsterdams Peil) ($Pz = 0,00 \text{ NN}$). W tym celu dla wodowskazów pracujących w systemie HN76 (Meklemburgia-Pomorze Przednie) dla danych od 1.11.1985 roku zastosowano wyżej opisane formuły konwersji na system NN (wzór 4.6). Następnie dla całości serii obserwacyjnej godzinowych wartości poziomów morza odjęto wartość 500, aby uzyskać jedną rzędną zera wodowskazu (0,00 NN). Dane poziomów morza stacji wodowskazowych landu Szlezwik-Holsztyn, które działają już w systemie NN, doprowadzono do 1 rzędnej $Pz = -5,00 \text{ NN}$ (według poprawek z tab. 4.2), a następnie od całości serii obserwacyjnej odjęto wartość 500 cm, aby uzyskać jedną rzędną zera wodowskazu (0,00 NN) (Wiśniewski, Wolski i in., 2014).

Tabela 4.2. Poprawki wyrównujące rzędną wodowskazu w ramach NN (Wiśniewski, Wolski i in., 2014)

| Wodowskaz | Poziom zera względem NN [cm] | Poprawka [cm] |
|---------------|------------------------------|---------------|
| Schleimünde | -499 | +1 |
| Kilonia | -500 | 0 |
| Heiligenhafen | -498 | +2 |
| Travemünde | -501 | -1 |

Dania

Do roku 2002 powszechnie obowiązującym systemem referencyjnym pomiarów wysokościowych był tzw. DNN (Danish Normal Nul), czyli duńskie zero normalne. Został on ustalony jako wspólny dla całego kraju poziom odniesienia dla pierwszej sieci niwelacji precyzyjnej, która pokryła główne ciągi geodezyjne na przełomie XIX i XX wieku. DNN jest średnią ze średniego poziomu morza mierzonego w latach 1885–1904 dla 10 portów rozmieszczonych na całym obszarze kraju. Były to porty na Jutlandii (Frederikshavn, Hirtshals, Aarhus, Fredericia, Esbjerg), na Fionii (Slipshavn), na Zelandii (Korsør, Hornbæk, Kopenhaga) i na wyspie Falster (Gedser). Poziom DNN jest fizycznie reprezentowany przez znak na drzwiach katedry w Aarhus na wysokości 5,6150 m. Jest to punkt wyjścia dla wszystkich wysokości w DNN. Pełną nazwę systemu, DNN GM 1891, wzięto od nazwy pierwszej sieci niwelacji precyzyjnej. Drugą sieć niwelacji precyzyjnej przeprowadził Instytut Geodezji w Danii w latach 1940–1953 w celu poprawienia relacji wysokości lokalnych na Zelandii z lokalnymi wysokościami w Fionii i Jutlandii. Modyfikacje systemu nazwano DNN GI 1944. Ten system został wprowadzony na wyspach: Zelandii, Lolland, Falster, Mon i Fionii, natomiast nigdy nie dopuszczono go do powszechnego stosowania w Jutlandii, gdzie nadal obowiązywał DNN GM. Druga sieć niwelacji precyzyjnej nie została oparta na nowych pomiarach poziomu morza i zostawiono stary zerowy poziom odniesienia ustalony 40 lat wcześniej. Gminy Kopenhaga oraz Frederiksberg posiadają własny system wysokościowy Københavns Nul (KN) – zero kopenhaskie – i jest to najstarszy system referencyjny w Danii, który został wprowadzony już 1846 roku. Zero kopenhaskie opiera się na pomiarach poziomu wody z okresu 1817–1832. Późniejsze niwelacje (ostatnia w 1977 r.) nie były związane z nowymi pomiarami poziomu wody. Zero kopenhaskie nie jest równe elewacji zera w DNN, ponieważ nie zostały one ustalone w tym samym czasie i w tych samych portach. Na większości małych duńskich wysp bez połączenia lądowego z kontynentem poziom zerowy jest ustalony za pomocą lokalnych pomiarów poziomu morza z krótszych okresów obserwacji. Jest to tzw. zero lokalne – Local Nul (LN), czyli średni poziom morza w miejscowym porcie (Jakobsen, 2008; Geodaststyrelsen, 2014).

Z uwagi na ruchy izostatyczne po ostatnim zlodowaceniu rejestrowany jest względny wzrost poziomu morza wzdłuż większości duńskich wybrzeży (na południe od linii Hirtshals – Helsingør). W ciągu ostatnich stu lat poziom morza wzrósł w Danii od -2 cm do 13 cm. Największe względne wzrosty poziomu morza zaobserwowano w południowej i południowo-zachodniej Jutlandii, a najmniejsze w północnej Jutlandii i Zelandii (Højvandsstatistikker, 2007). Ze względu na te zmiany należało ustanowić wspólny punkt odniesienia dla elewacji i obecnego średniego poziomu morza. W wyniku pomiarów średniego poziomu morza w 10 wymienionych powyżej portach w roku 1990 oraz trzeciej sieci niwelacji precyzyjnej przeprowadzonej w latach 1982–1994 powstał nowy i jednolity system odniesienia Dansk Vertikal Reference 1990 (DVR90), który wprowadzono w maju 2002 roku. Jego punktem odniesienia na lądzie jest również, tak jak w systemie DNN, znak na drzwiach katedry w Aarhus, ale na zmienionej wysokości równej 5,570 m. Różnica między obu systemami (DNN – DVR90) wynosi od +2 cm (północna Jutlandia) do -14 cm (południowa Jutlandia) (Referencenetområdet, 2005; Bahl, 2006). System DVR90 poprzez aktualizację krajowego modelu geoidy umożliwia oszacowanie wysokości nad poziomem morza przy uży-

ciu GPS z dokładnością do kilku centymetrów. DVR90 od 1 stycznia 2006 roku zastąpił wszystkie poprzednie systemy odniesienia. Należy jednak nadal mieć świadomość, że istnieją różne systemy odniesień na starszych mapach i w dokumentach, według których wysokości i głębokości są mierzone i obliczane. Dlatego istnieją wyraźne zalecenia narodowej służby geodezyjnej Geodatastyrelsen, aby na mapach umieszczać informacje, według którego systemu wysokości są podawane. Dania będzie korzystać z DVR90 również w przyszłości. DVR90 jest powiązany z geodezyjnym odniesieniem wysokości i odbiega jedynie około 2 cm od NAP. Tak więc dla tego kraju nie ma powodów, aby dokonywać zmian w obecnym systemie (Geodatastyrelsen, 2014).

W pracy pozyskano serie godzinowych wartości poziomów morza z Duńskiego Instytutu Meteorologicznego (Danish Meteorological Institute, DMI) dla stacji wodowskazowych Frederikshavn, Aarhus, Hornbæk, Fynshav, Korsør, Gedser, Rønne). Otrzymane dane były odniesione do systemu LN, czyli zera lokalnego. Aby dane te były porównywalne z innymi danymi państw Morza Bałtyckiego, poziomy morza przeliczono na system DVR90, a następnie do jednej rządnej zera wodowskazu NAP (Normaal Amsterdams Peil), wykorzystując raport DMI (Hansen, 2013) oraz transformacje narodowych systemów referencyjnych do standardów praktycznej realizacji Europejskiego Wysokościowego Systemu Odniesień – układu EVRF 2000 poprzez portal Coordinate Reference Systems in Europe (CRS-EU, 2013; Wiśniewski, Wolski i in. 2014)). Szczegóły przeliczeń zawarto w tabeli 4.3.

Tabela 4.3. Poprawki do przeliczenia danych obserwacyjnych z systemu zera lokalnego (LN) do systemu DVR90 oraz z systemu DVR90 na układ EVRF 2000 dla wybranych portów w Danii (Hansen, 2013; CRS-EU, 2013; Wiśniewski, Wolski i in. 2014 – zmienione)

| Wodowskaz | Poprawka z systemu Local Nul (LN) na system DVR90 [cm] | Poprawka z systemu DVR90 na układ EVRF 2000 (NAP) [cm] |
|---------------|--|--|
| Frederikshavn | -3 | +2 |
| Aarhus | -3 | +1 |
| Hornbæk | -1,8 | +2 |
| Fynshav | -17 | +1 |
| Korsør | -6 | +2 |
| Gedser | -5 | +2 |
| Rønne | -8 | +3 |

Szwecja

Pierwszy systematyczny pomiar wysokości w Szwecji został przeprowadzony w latach 1857–1885, a wyniki pomiarów zapisano w systemie o nazwie RH (Rikets Höjdsystem) 1860. Niemal natychmiast system ten został zastąpiony nowym systemem RH 00 opartym na pierwszej w Szwecji sieci niwelacji precyzyjnej, którą przeprowadził w latach 1886–1905 szwedzki Sztab Generalny. Poziom zerowy został wybrany jako poziom średni wody w Sztokholmie w 1900 roku. Punkt odniesienia poziomu zerowego znajduje się na Wyspie Rycerza w centrum Sztokholmu na wysokości 11,80 m nad średnim poziomem morza. Kolejnym układem wysokościowym w Szwecji był system RH 70 oparty na drugiej niwelacji precyzyjnej Szwecji przeprowadzonej w latach 1951–1967. System ten przyjął nowy zerowy poziom odniesienia – Normaal Amsterdamie Peil (NAP) (zero amsterdamskie), który jest również zerowym poziomem odniesienia dla innych państw europejskich. Lądowym punktem odniesienia nowego poziomu zerowego został w Szwecji stabilny marker w skale granitowej w nadmorskiej miejscowości Varberg (płd.-zach. Szwecja). Wysokość tego punktu wynosi 4,234 m nad NAP (Olsson i Erickson, 2005).

W Szwecji w 2005 roku wprowadzono nowy ogólnokrajowy system wysokościowy Rikets Höjdsystem 2000 (RH 2000). Powstał on w wyniku trzeciej niwelacji precyzyjnej Szwecji, do której pomiary prowadzono w latach 1979–2003. System RH 2000 został zdefiniowany jako szwedzka realizacja Europejskiego Systemu Odniesienia (EVRS). Wynikają stąd następujące zależności (Svensson i in., 2006; Liu, 2011):

- poziom zerowy systemu jest zdefiniowany na Normaal Amsterdam Peil (jest to liczba geopotencjału wynikająca z najnowszej definicji EVRF 2000),
- system uwzględnia ruchy izostatyczne lądu; okresem odniesienia dla redukcji ruchów polodowcowych jest rok 2000,
- ruchy izostatyczne są korygowane w systemie poprzez model NKG2005LU skonstruowany pod przewodnictwem Nordyckiej Komisji Geodezyjnej (NKG).

System RH 2000 może być użyty również do regulacji Bałtyckiego Pierścienia Niwelacyjnego (Baltic Levelling Ring), czyli wspólnej sieci niwelacyjnej państw nadbałtyckich z NAP jako poziomem odniesienia.

Istotnym problemem w rejestracji poziomu morza w Skandynawii są ruchy izostatyczne. Na północy Półwyspu Skandynawskiego skorupa ziemska podnosi się w tempie około $0,9 \text{ cm}\cdot\text{rok}^{-1}$ w odpowiedzi na zanik ciężkich pokryw lodowych sprzed 10 000 lat.

Na południu Skandynawii ruch lądu jest znacznie wolniejszy niż na północy (SMHI, 2009). Z tego powodu Szwedzki Instytut Meteorologiczny i Hydrologiczny (Swedish Meteorological and Hydrological Institute – SMHI), operator sieci wodowskazowej w Szwecji użytkuje system RH 2000, który jak już wspomniano, uwzględnia ruchy izostatyczne w pomiarach poziomu morza. W dalszej kolejności zarejestrowane w systemie serie obserwacyjne poziomów morza – średnie roczne są co roku korygowane o absolutne podniesienie terenu dla każdej stacji wodowskazowej. Poniższe równanie (4.10) opisuje korektę i wyrównanie poziomu morza stosowane w SMHI (Hammarklint, 2009):

$$AW(yy) = HW(yy) - a \cdot (yy - 1886) + \text{współczynnik korekcji} \quad (4.10)$$

gdzie:

AW – skorygowany, średni poziom morza w danym roku,

HW – średni roczny poziom morza (w cm) w lokalnym (unikalnym) systemie odniesienia dla każdej stacji wodowskazowej,

yy – bieżący rok,

a – absolutne podniesienie terenu (w $\text{cm}\cdot\text{rok}^{-1}$) dla każdej stacji wodowskazowej,

współczynnik korekcji – współczynnik liczbowy ustalony tak, że linia trendu regresji liniowej skorygowanych poziomów morza przechodzi przez zero w roku 1886; rok ten jest początkiem rejestracji poziomów morza dla 14 szwedzkich stacji wodowskazowych.

Poziomem odniesienia w produkcji map morskich w Szwecji jest poziom MSL obliczony na podstawie powyższej regresji liniowej (równanie 4.10).

W niniejszej pracy otrzymano ze Szwedzkiego Instytut Meteorologicznego i Hydrologicznego (SMHI) godzinowe wartości poziomów morza oraz wartości maksymalne, średnie i minimalne w danym roku w systemie RH 2000, jak i skorygowane o ruch skorupy ziemskiej. Są to dane z następujących stacji wodowskazowych: Furuögrund, Klagshamn, Kungsholmsfort, Landsort, Ratan, Smögen, Sztokholm, Skanör, Spikarna, Forsmark, Marviken, Visby, Oskarshamn. Wszystkie analizy w pracy przeprowadzono na danych skorygowanych o ruch gruntu dla każdego roku (tzw. woda średnia, czyli MSL) (Wiśniewski, Wolski i in., 2014).

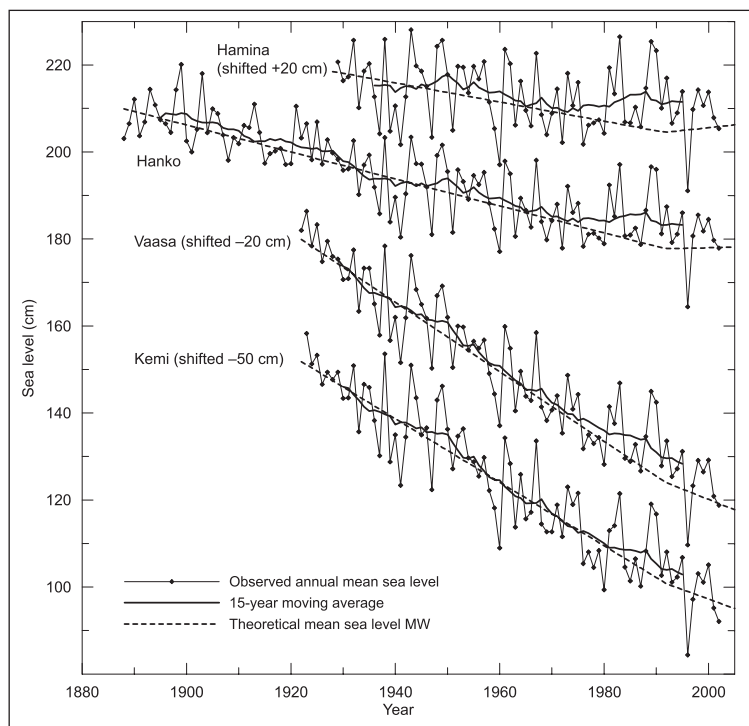
Finlandia

W Finlandii są aktualnie w użyciu cztery systemy wysokości NN, N43, N60, N2000. Fiński system wysokościowy NN (Normaali Nolla) był wynikiem pierwszej wysoko precyzyjnej niwelacji przeprowadzonej w latach 1892–1910. Poziom zerowy dla fińskiego NN został zdefiniowany jako punkt zerowy wodowskazu położonego w Katajanokka, Helsinki. Jest on położony 30,465 m poniżej głównego punktu odniesienia Finlandii, położonego w pobliżu Obserwatorium Astronomicznego w Helsinkach. System wysokościowy N43 zdefiniowany był na podstawie wyników pomiarów z lat 1935–1955. Kolejny, bardziej dopasowany do geoidy system N60 zdefiniowano na podstawie dwóch wyżej wymienionych niwelacji, uwzględniając ruchy skorupy ziemskiej. Najnowszy system wysokości N2000 oparty jest na trzeciej niwelacji precyzyjnej w Finlandii, przeprowadzonej w okresie 1978–2006. System ten jest fińską realizacją wspólnego europejskiego systemu wysokości – EVRS i jego poziom odniesienia pochodzi od NAP. Wysokości w N2000 różnią się o 13–43 cm od wysokości poprzedniego fińskiego krajowego systemu wysokości N60. Większość różnic wynika z tempa podnoszenia się gruntu (FMI, 2014a).

Z uwagi na silne ruchy izostatyczne istnieje również w Finlandii tzw. teoretyczna woda średnia, będąca długoterminową prognozą średniej wartości położenia poziomu morza, używaną do celów praktycznych (np. do wyznaczania zera map nawigacyjnych lub w środkach masowego przekazu). Prognoza ta jest oparta na obserwacjach z długiego okresu dla 13 mareografów zainstalowanych wzdłuż fińskiego wybrzeża. Jest ona rokrocznie potwierdzana przez Fiński Instytut Meteorologiczny (Finnish Meteorological Institute-FMI) z pięcioletnim wyprzedzeniem (FMI, 2014a).

Na ryc. 4.4 można zaobserwować, iż poziom wody teoretycznej przebiegał linearnie, blisko 15-letniej średniej ruchomej wyznaczonej z danych obserwacyjnych do lat 80. XX wieku, ale po tym okresie nastąpiła znaczna rozbieżność tych krzywych. Oznacza to, że dla dłuższych okresów nie jest już możliwe dokonanie wiarygodnej prognozy średniego poziomu morza i dlatego Fińska Administracja Morska stwierdziła, że mapy morskie na fińskim wybrzeżu będą w przyszłości oparte na EVRF 2000 (Mononen, 2008).

Ryc. 4.4. Obserwowane średnie roczne, 15-letnia średnia ruchoma oraz teoretyczna woda średnia dla wybranych mareografów wzdłuż fińskiego wybrzeża (Johansson i in., 2004 – za pozwoleniem Boreal Environment Research)



W niniejszej pracy pozyskano maksymalne i minimalne roczne poziomy morza dla fińskich stacji wodowskazowych z okresu 1945–2010 w systemie N2000. Serię obserwacyjną godzinowych poziomów morza otrzymano z fińskich roczników hydrologicznych w systemie fińskim NN. Drugą część godzinowych poziomów morza z okresu 1971–2010 otrzymano z Fińskiego Instytutu Meteorologicznego, są one przeliczone już w odniesieniu do teoretycznej wody średniej. W dalszych analizach zastosowanych w pracy dla wszystkich fińskich danych poziomem odniesienia był poziom teoretycznej wody średniej dla danego roku (Wiśniewski, Wolski i in., 2014).

Poniżej przedstawiono sposób przeliczania poziomu wody z rocznikowych danych fińskich stacji z systemu NN na poziom w odniesieniu do teoretycznej wody średniej.

W fińskich rocznikach hydrologicznych Vedenkorkeusarvoja (1945–1971) oprócz godzinowych danych poziomów morza zamieszczone są informacje dotyczące charakterystyki pomiarowej każdej stacji wodowskazowej. Szczegółowe informacje przedstawia tabela 4.4. Porównanie kolumny czwartej z kolumną piątą w tej tabeli pokazuje, w jakim stopniu rzeczywiste średnie roczne wysokości poziomu morza odbiegają od wartości teoretycznej wody średniej.

Tabela 4.4. Wybrane charakterystyki pomiarowe fińskich stacji wodowskazowych w 1970 r. (Vedenkorkeusarvoja, 1945–1971 – zmienione)

| Wodowskaz | Płaszczyzna odniesienia [cm] | Zmiana wody średniej na 10 lat [cm] | Teoretyczna woda średnia [cm] | Średnio-roczny poziom wody [cm] |
|------------|------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------|---------------------------------|
| Kemi | NN – 204,7 = N60 – 167,5 | -7,3 ± 0,0 | R + 166,8 | 162,6 |
| Vaasa | NN – 203,1 = N60 – 166,7 | -8,0 ± 0,7 | R + 161,5 | 160,6 |
| Mäntyluoto | NN – 201,1 = N60 – 171,5 | -0,4 ± 0,4 | R + 168,3 | 166,2 |
| Degerby | P1 – 432,2 | -4,6 ± 0,3 | R + 177,1 | - |
| Hanko | NN – 193,7 = N 60 – 186,1 | -3,1 ± 0,3 | R + 184,5 | 184,2 |
| Helsinki | NN – 194,4 = N60 – 189,4 | -2,5 ± 0,3 | R + 187,5 | 187,0 |
| Hamina | NN – 194,0 = N60 – 188,6 | -2,2 ± 0,7 | R + 189,4 | 188,8 |

Aby przeliczyć poziom wody z systemu NN na poziom w odniesieniu do teoretycznej wody średniej, należy od pomierzonego poziomu wody umieszczonego w roczniku odjąć wartość poziomu odniesienia (kolumna 2 w tab. 4.4), a następnie odjąć wartość teoretycznej wody średniej dla danego roku w danej stacji (dane tabelaryczne FMI, tab. 4.5).

Przykład

Na mareografie w Kemi zmierzony w 2013 roku poziom wody w systemie NN wynosi 100 cm. Od wartości tej odejmujemy poziom odniesienia mareografu, czyli 204,7 cm (kolumna 2 w tab. 4.4):

$$100 \text{ cm} - 204,7 \text{ cm} = -104,7 \text{ cm} - \text{poziom NN w stosunku do zera mareografu}$$

Następnie od otrzymanej wartości odejmujemy teoretyczną wodę średnią dla Kemi w 2013 roku, czyli -646 mm (tab. 4.5):

$$-104,7 \text{ cm} - (-64,6 \text{ cm}) = -40,1 \text{ cm} - \text{poziom morza w stosunku do teoretycznej wody średniej}$$

Tabela 4.5. Wartości teoretycznej wody średniej [mm], legalizowanej przez Fiński Instytut Meteorologiczny (FMI) przykładowo dla roku 2013 i 2014 (FMI, 2014a)

| Wodowskaz | MW 2013 [mm] | | | | MW 2014 [mm] | | | |
|------------|--------------|------|------|-------|--------------|------|------|-------|
| | NN | N43 | N60 | N2000 | NN | N43 | N60 | N2000 |
| Kemi | -646 | -416 | -274 | 137 | -652 | -422 | -280 | 131 |
| Vaasa | -689 | -452 | -325 | 109 | -693 | -456 | -329 | 105 |
| Mäntyluoto | -537 | -377 | -241 | 143 | -540 | -380 | -244 | 140 |
| Degerby | -325 | -234 | -150 | 123 | -326 | -235 | -151 | 122 |
| Hanko | -153 | -126 | -77 | 175 | -152 | -125 | -76 | 176 |
| Helsinki | -104 | -104 | -54 | 198 | -103 | -103 | -53 | 199 |
| Hamina | -66 | -75 | -12 | 200 | -65 | -74 | -11 | 201 |

Wschodnie wybrzeża Morza Bałtyckiego

Na wschodnim wybrzeżu Morza Bałtyckiego (Rosja, Estonia, Łotwa, Litwa, Polska) Bałtycki System Wysokości (Baltic High System – BHS) zastosowano już w latach 50. XX wieku. Jest on oparty na długoterminowych obserwacjach średniego poziomu morza na wodowskazie Kronsztad (Zatoka Fińska) w latach 1825–1840 (Bogdanov i in., 1994, 2000). Ten system wysokości został zaktualizowany w 1977 roku i nazwany Baltic High System 77 (BHS 77). Znany jest także jako East European United Precise Levelling Network (UPLN) (Wschodnioeuropejska Zjednoczona Sieć Niwelacji Precyzyjnej [Lazarenko, 1986; Bogdanov i in., 2000]). System kronsztadzki jest wyższy od systemu wysokości opartego na poziomie morza w Amsterdamie o kilkanaście centymetrów. Regionalne i lokalne różnice pomiędzy obu systemami wysokości wynikają nie tylko z położenia poziomu zerowego (8 cm wyżej położone jest zero kronsztadzkie), ale również z usytuowania poszczególnych wodowskazów na wybrzeżach Bałtyku podatnych w różnym stopniu na ruchy izostatyczne (ryc. 4.1) (Ekman, 2009; Ihde, 2004). Według Ekmana (1999) różnica między średnim poziomem morza na wodowskazie w Kronsztadzie a średnim poziomem morza na wodowskazie w Amsterdamie powinna wynieść 25 cm w roku 1960 (MSL Kronsztad = 16 cm, MSL Amsterdam = -9 cm). Jest to jednakże wartość czysto teoretyczna z uwagi na brak stabilności położenia zer wodowskazów. Z powodu falochronów i budowli hydrotechnicznych wzniesionych wzdłuż holenderskiego wybrzeża, Amsterdam długo był odcięty od morza. Ten sam autor, wykorzystując swój model topografii powierzchni Bałtyku, obliczył różnicę wysokości pomiędzy rosyjskim, polskim i niemieckim systemem wysokości opartym na punkcie zerowym w Kronsztadzie, a systemem nordyckim NH 60 opartym na zerze amsterdamskim (Ekman, 1999):

- a) rosyjski Kronsztad – NH 60 = +18 cm;
- b) polski Kronsztad – NH 60 = +15 cm;
- c) niemiecki Kronsztad – NH 60 = +14 cm.

Powyższe wyniki powstały przez obliczenie różnic pomiędzy średnim poziomem morza w roku 1960 wyznaczonym z wzorcowych mareografów powiązanych z Kronsztadem a wysokościami korespondującymi interpolowanymi z modelu topografii powierzchni Bałtyku w systemie NH 60. Wyniki te są zgodne z odczytem różnic pomiędzy systemami wysokości na głównym reperze w Berlinie lub zbliżone do niego (Ekman, 1999).

W niniejszej pracy dokładne poprawki przeliczeń z systemu BHS 77 na układ EVRF 2000 z poziomem referencyjnym NAP obliczono oddzielnie dla każdego z analizowanych wodowskazów Estonii, Litwy i Łotwy przy użyciu wspomnianego już wcześniej portalu Coordinate Reference Systems in Europe (CRS-EU, 2013; Wiśniewski, Wolski i in., 2014).

Estonia

W Estonii, jak już wspomniano, obecnie funkcjonuje system wysokościowy BHS 77, którego podstawa odniesienia jest związana z punktem zerowym wodowskazu w Kronsztadzie (Rosja). Jest on ustawiony na wysokości +500 cm. Przed II wojną światową punkt zerowy sieci estońskiej niwelacji był ustalony jako średnia poziomu morza mierzona z okresu 1923–1934 na wodowskazie w Tallinie. Ustalone linie niwelacyjne z niewielkimi modyfikacjami posłużyły jako podstawa do sieci wysokoprecyzyjnej niwelacji w kolejnych latach. Od roku 1996 następuje odnowa sieci wysokoprecyzyjnej niwelacji opartej na 120 punktach GPS (Torim, 2001; Rüdja, 2006).

W końcu 2011 roku Estonia wspólnie z Łotwą zakończyły pomiary w ramach Europejskiej Połączonej Sieci Geodezyjnej (European Combined Geodetic Network). Punktem odniesienia będzie w przyszłości zero amsterdamskie NAP (Rikken, 2011).

W pracy pozyskano serie godzinowych wartości poziomów morza oraz wartości maksymalne, średnie i minimalne roczne z Estońskiego Instytutu Meteorologicznego (Estonian Meteorological and Hydrological Institute – EMHI) dla stacji wodowskazowych: Narwa, Parnawa, Ristna, Tallinn). Otrzymane dane były odniesione do zera na wodowskazie Kronsztad, czyli +500 cm. Aby dane te były porównywalne z innymi danymi państw Morza Bałtyckiego, serię obserwacyjną obniżono o 500 cm, a następnie doprowadzono do jednej rzędnej zera wodowskazu NAP (Normal Amsterdams Peil), wykorzystując transformacje narodowych systemów referencyjnych do standardów układu EVRF 2000 (CRS-EU, 2013; Wiśniewski, Wolski i in., 2014). Szczegóły poprawek zawarto w tabeli 4.6.

Tabela 4.6. Poprawki przeliczeń z systemu BHS 77 (Kronsztad) na EVRF 2000 (NAP) (CRS-EU, 2013; Wiśniewski, Wolski i in., 2014 – zmienione)

| Wodowskaz | Poprawka z systemu BHS 77 na układ EVRF 2000 (NAP) [cm]* |
|-----------|--|
| Narwa | +13,0 (13,0) |
| Tallinn | +12,6 (13,0) |
| Ristna | +12,6 (13,0) |
| Parnawa | +13,4 (13,0) |

* w nawiasie poprawka po zaokrągleniu

Litwa

Na terenach dzisiejszej Litwy pierwsza sieć niwelacji powstała w latach 1865–1870 w Prusach Wschodnich. Łączyła ona stacje wodowskazowe Gdańsk – Baltijsk – Kłajpeda. W 1875 roku powstała kolejna linia niwelacji w ramach państwowej sieci geodezyjnej Prus: Königsberg – Tylża – Mikytai – Kłajpeda – Nemirseta. Punktem odniesienia do tej sieci był znak referencyjny w obserwatorium astronomicznym w Berlinie na wysokości 37 m ponad poziom zera w Amsterdamie. W latach 1930–1940 powstała w niepodległej Litwie państwowa sieć niwelacyjna zaadaptowana z istniejących sieci państw sąsiednich: Niemiec i Rosji. Po II wojnie światowej w latach 1948–1950 sieć niwelacyjna Litwy została rozbudowana, ujednolicono i całkowicie inkorporowana do państwowej sieci ZSRR. Poziomem odniesienia od 1969 roku stał się Kronsztad. Regulacje całej sieci zostały ukończone w 1977 roku (Baltic Higt System). Współczesna sieć niwelacyjna Litwy (Lithuanian National Geodetic Vertical Network – NGVN) jest kombinacją sieci niwelacyjnych z różnych okresów. Od 2000 roku sieć Litwy została włączona do Ogólnoeuropejskiej Sieci Niwelacyjnej (United European Levelling Network – UELN). Mimo że nadal obowiązuje na Litwie system

wysokości oparty na Kronsztadzie, to Litwa pragnie zaadaptować w najbliższej przyszłości Europejski System Wysokości oparty na NAP (Paršeliūnaset i in., 2000; Juceviciute i in., 2003; Krikstaponis i in., 2007).

W pracy pozyskano godzinowe poziomy morza dla stacji Kłajpeda oraz Nida z okresu 1993–2010 z Agencji Ochrony Środowiska Litwy (Environmental Protection Agency – EPA). Dla całej serii obserwacyjnej godzinowych wartości poziomów morza dla każdej stacji odjęto wartość 500, aby uzyskać jedną rzędną zera wodowskazu (0,00). Następnie doprowadzono do jednej rzędnej zera wodowskazu NAP, wykorzystując tak samo jak w przypadku wodowskazów estońskich poprawki obliczone przy użyciu Coordinate Reference Systems in Europe (CRS-EU, 2013; Wiśniewski, Wolski i in., 2014). Szczegóły przeliczeń zawarto w tabeli 4.7.

Tabela 4.7. Poprawki przeliczeń z systemu BHS 77 (Kronsztad) na EVRF 2000 (NAP)(CRS-EU, 2013; Wiśniewski, Wolski i in., 2014 – zmienione)

| Wodowskaz | Poprawka z systemu BHS 77 na układ EVRF 2000 (NAP) [cm] |
|-----------|---|
| Kłajpeda | +10 |
| Nida | +10 |

Łotwa

Na Łotwie, podobnie jak w innych krajach byłego ZSRR, obowiązującym systemem wysokości jest jeszcze Bałtycki System Wysokości (BHS 77) z poziomem odniesienia do wodowskazu w Kronsztadzie na wysokości +500 cm. W bieżącej pracy pozyskano z Łotewskiego Centrum Środowiska, Geologii i Meteorologii (Latvian Environment, Geology and Meteorology Centre – LVGMC) niejednolite okresy danych poziomów morza dla dwóch wodowskazów: Daugavgrīva (Ryga) w ujściu Dźwiny oraz wodowskaz Ventspils. Obliczenia serii danych poziomów morza z obu wodowskazów do poziomu NAP wykonano identycznie jak dla wodowskazów litewskich (poprawka do EVRF 2000 wyniosła 10 cm).

Polska

Pierwsze sieci wysokościowe zaczęły powstawać na ziemiach polskich w latach 70. XIX wieku. Niwelację na terenach poszczególnych zaborów wykonywano różnymi instrumentami i metodami, przyjmując różne poziomy odniesienia. Dla zaboru austriackiego jako poziom odniesienia przyjęto średni poziom Morza Adriatyckiego, do którego odniesiono wysokość punktu nawiązania, którym był reper wodowskazu na moło Sartorio w Trieście. Wysokość tego reперu określono jako 3,352 m. W zaborze pruskim najwcześniej stosowanym poziomem wyjściowym było zero wodowskazu w Gdańsku-Nowym Porcie (Neufahrwasser). Od 1878 roku za poziom odniesienia dla całej sieci pruskiej przyjmowany był poziom punktu wyjściowego (Normal-Hohenpunkt), którym była kreska na słupie w obserwatorium astronomicznym w Berlinie na wysokości 37 m ponad tzw. Normal-Null, tj. 37 m ponad poziom zera wodowskazu w Amsterdamie. W zaborze rosyjskim wysokości sieci niwelacyjnej z lat 1871–1893 odniesione zostały do poziomu bałtycko-czarnomorskiego, tj. opartego na średnich poziomach obu tych mórz. Z sieci pruskiej wiele znaków wysokościowych włączonych było potem do pomiaru kolejnych sieci polskich. Punkty dawnej sieci austriackiej i rosyjskiej w obecnych granicach Polski znajdują się w bardzo niewielkiej liczbie (Dziadziuszko, 1993; *Historia wysokościowej osnowy geodezyjnej w Polsce*, 2014).

W Polsce przed II wojną światową i po niej przeprowadzono cztery kampanie niwelacji precyzyjnej w latach: I – 1926–1937, II – 1947–1958, III – 1974–1982, IV – 1999–2012. Wyniki tych kampanii były następujące (Łyszkowicz, 2012; Kryński i Rogowski, 2013; Kurałowicz i Słomska, 2014):

1. W kampanii 1926–1937 nawiązano mareograf w Gdyni do mareografu referencyjnego w Amsterdamie z odpowiadającym mu reperem na ratuszu w Toruniu na wysokości 50,518 m ponad NN.
2. W kampanii 1947–1958 wyrównano główny reper na ratuszu w Toruniu z zerem amsterdamskim oraz z zerem w Kronsztadzie.
3. W kampanii 1974–1982 nawiązano 7 mareografów (Świnoujście, Kołobrzeg, Ustka, Łeba, Władysławowo, Hel i Gdańsk-Nowy Port) do mareografu referencyjnego w Kronsztadzie.
4. W kampanii 1999–2012 określono 23 fundamentalne punkty wysokościowe a poziom odniesienia – Kronsztad 86 dostosowano do nowego systemu Kronsztad 2006, który ma przejściowo obowiązywać do końca 2019 roku. Finałem prac czwartej kampanii niwelacyjnej będzie nowy pionowy system wysokości EVRF 2007-NH, którego poziomem odniesienia jest NAP (formalnie uruchomiony w Polsce od 1 stycznia 2014).

Jak już wspomniano powyżej, w Polsce przed II wojną światową wyjściowym znakiem wysokości dla obszaru kraju był reper na ratuszu w Toruniu, posiadający nawiązanie do NN (Normal Null, Amsterdam) oraz obecnie dowiązanie do Kronsztadu. Na podstawie opracowań J. Niewiarowskiego i T. Wyrzykowskiego (Dziadziuszko, 1993) można z danych dla stacji mareograficznej w Świnoujściu wyznaczyć wartości poprawek do rzędnych reperów (znaków geodezyjnych) w różnych systemach, a więc i różnice między rzędnymi przyjmowanego poziomu wyjściowego dla tych systemów w danym punkcie. Do obliczeń przyjęto główny reper kontrolny dla mareografu w Świnoujściu o rzędnej +3,009 m w starym odniesieniu (dawny niemiecki system wysokości N.N a.S.). Z niwelacji precyzyjnej i porównania rzędnej tego reperu w układzie Kronsztad (Dziadziuszko, 1993) wynika wzór 4.11.

$$H_{Kr} = H_{Toruń} NN - 0,084 \text{ m} \quad (4.11)$$

Ważnym osiągnięciem naukowym w ramach badań nad siecią wysokościową było wyznaczenie centymetrowej geoidy na obszarze Polski poprzez analizę serii czasowych poziomów morza z różnych stacji wodowskazowych Bałtyku. Na podstawie wspólnych cech tych serii czasowych opracowano model zmienności poziomu wód Morza Bałtyckiego (Kryński i Zanimonski, 2004).

Dla potrzeb niniejszej pracy z Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej pozyskano wartości poziomów morza dla pięciu stacji wodowskazowych: Świnoujście, Kołobrzeg, Ustka, Władysławowo, Gdańsk. Dla całej serii obserwacyjnej godzinowych wartości poziomów morza dla każdej stacji odjęto wartość 500, aby uzyskać jedną rzędną zera wodowskazu (0,00 NN). Z uwagi na to, iż rejestracja poziomów morza dla polskich wodowskazów administrowanych przez IMGW ma dowiązanie z NAP (reper w Toruniu, poziom zera wodowskazu = -500 cm) i jednocześnie z Kronsztadem (poziom zera wodowskazu = -508 cm), poprawki korygujące wysokości poziomu odniesienia dla polskich wodowskazów nie były potrzebne (Wiśniewski, Wolski i in., 2014).

5. Materiał i metodyka jego opracowania

5.1. Materiał badawczy

5.1.1. Serie obserwacyjne poziomów morza

Głównym materiałem badawczym niniejszej pracy są serie obserwacyjne poziomów morza rejestrowane na stacjach wodowskazowych (mareograficznych) zlokalizowanych wzdłuż wybrzeży państw nadbałtyckich². Zasadniczym okresem pomiarowym zastosowanym w analizach badawczych był 51-letni okres obejmujący lata 1960–2010. Okres ten został wybrany jako możliwie najdłuższy przedział czasowy dostępności danych poziomów morza z narodowych instytutów hydrologiczno-meteorologicznych państw nadbałtyckich. W państwach tych, z uwagi na zróżnicowany stopień rozwoju technologii pomiarowej i digitalizacji danych, dostępne były niejednolite serie obserwacyjne poziomów morza różniące się długością czasu, kompletnością rejestracji oraz poziomem odniesienia. Zaistniał również problem uzyskania cogodzinnych danych dotyczących poziomów morza z uwagi na aspekty bezpieczeństwa (Rosja – danych nie pozyskano) oraz bardzo wysokie koszty zakupu tych danych (Łotwa). Dlatego dane z wodowskazów łotewskich zostały ograniczone do wybranych dni dla charakterystyki najbardziej ekstremalnych sytuacji sztormowych. Poniżej przedstawiono zakresy danych poziomów morza z poszczególnych państw nadbałtyckich zgromadzone w pracy (tab. 5.1–5.6).

Tabela 5.1. Zakres serii obserwacyjnych poziomów morza z polskich stacji wodowskazowych

| Kraj, instytut | Wodowskaz | Współrzędne geograficzne | Długość serii pomiarowej | Częstotliwość danych | Czas |
|--|--------------|--------------------------|--------------------------|----------------------|-------|
| Polska, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej (IMGW) | Świnoujście | 53.92 N; 14.28 E | 1956–2010* | co 4 godziny | CET** |
| | Kołobrzeg | 54.18 N; 15.55 E | 1950–2009* | co 4 godziny | CET |
| | Ustka | 54.59 N; 16.85 E | 1959–2010* | co 4 godziny | CET |
| | Władysławowo | 54.79 N; 18.41 E | 1962–2010 | co godzina | CET |
| | Gdańsk | 54.40 N; 18.68 E | 1952–2010* | co 4 godziny | CET |

* godziny: 1.00, 5.00, 9.00, 13.00, 17.00, 21.00, CET, od 2006 r. co godzina

** CET (ang. Central European Time) – czas środkowoeuropejski (UTC+1)

2 W literaturze przedmiotu (np. prace: Majewski i in., 1983; Majewski, Dziadziuszko, 1985 i inne) spotyka się wyrażenie „stany wody”. Ten zwrot jest często mylony ze stanem sfalowania powierzchni morza (skala od 0 do 9 stopni). Z tego powodu w pracy używa się tylko wyrażenia poziom(y) morza lub poziom(y) wody.

Tabela 5.2. Zakres serii obserwacyjnych poziomów morza z niemieckich stacji wodowskazowych

| Kraj, instytut | Wodowskaz | Współrzędne geograficzne | Długość serii pomiarowej | Częstotliwość danych | Czas |
|---|---------------|--------------------------|--------------------------|----------------------|------|
| Niemcy, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH) | Schleimünde | 54.67 N; 10.04 E | 2003–2010 | co godzina | CET |
| | Kilonia | 54.37 N; 10.16 E | 1990–2005 | co godzina | CET |
| | Heiligenhafen | 54.37 N; 11.00 E | 1990–2010 | co godzina | CET |
| | Travemünde | 53.95 N; 10.87 E | 1992–2005 | co godzina | CET |
| | Wismar | 53.89 N; 11.45 E | 1957–2010 | co godzina | CET |
| | Warnemünde | 54.16 N; 12.10 E | 1957–2006 | co godzina | CET |
| | Sassnitz | 54.51 N; 13.64 E | 1955–2010 | co godzina | CET |
| | Greifswald | 54.09 N; 13.44 E | 1963–2010 | co godzina | CET |
| | Koserow | 54.06 N; 14.00 E | 1974–2010 | co godzina | CET |

Tabela 5.3. Zakres serii obserwacyjnych poziomów morza z duńskich stacji wodowskazowych

| Kraj, instytut | Wodowskaz | Współrzędne geograficzne | Długość serii pomiarowej | Częstotliwość danych | Czas |
|---|---------------|--------------------------|--------------------------|----------------------|------|
| Dania, Danish Meteorological Institute (DMI) | Frederikshavn | 57.43 N; 10.54 E | 1970–2010 | co godzina | UTC* |
| | Aarhus | 56.15 N; 10.23 E | 1970–2010 | co godzina | UTC |
| | Hornbæk | 56.09 N; 12.46 E | 1945–2005 | co godzina | UTC |
| | Fynshav | 54.99 N; 09.98 E | 1969–2010 | co godzina | UTC |
| | Korsør | 55.33 N; 11.13 E | 1972–2010 | co godzina | UTC |
| | Gedser | 54.58 N; 11.92 E | 1945–2010 | co godzina | UTC |
| | Rønne | 55.09 N; 14.69 E | 2004–2010 | co godzina | UTC |

* UTC (ang. Universal Time Coordinated) – uniwersalny czas koordynowany

Tabela 5.4. Zakres serii obserwacyjnych poziomów morza ze szwedzkich stacji wodowskazowych

| Kraj, instytut | Wodowskaz | Współrzędne geograficzne | Długość serii pomiarowej | Częstotliwość danych | Czas |
|---|------------------|--------------------------|--------------------------|----------------------|------|
| Szwecja, Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI) | Smögen | 58.35 N; 11.22 E | 1945–2010 | co godzina | UTC |
| | Klagshamn | 55.52 N; 12.89 E | 1945–2010 | co godzina | UTC |
| | Skanör | 55.42 N; 12.82 E | 1945–2010 | co godzina | UTC |
| | Kungsholmsfort | 56.10 N; 15.59 E | 1945–2010 | co godzina | UTC |
| | Oskarshamn | 57.27 N; 16.48 E | 1960–2010 | co godzina | UTC |
| | Visby | 57.63 N; 18.28 E | 1961–2010 | co godzina | UTC |
| | Marviken | 58.55 N; 16.84 E | 1964–2010 | co godzina | UTC |
| | Landsort | 58.77 N; 17.86 E | 1945–2010 | co godzina | UTC |
| | Sztokholm | 59.32 N; 18.082 E | 1945–2010 | co godzina | UTC |
| | Forsmark | 60.41 N; 18.21 E | 1975–2010 | co godzina | UTC |
| | Spikarna | 62.36 N; 17.53 E | 1968–2010 | co godzina | UTC |
| | Ratan | 63.99 N; 20.89 E | 1945–2010 | co godzina | UTC |
| Furuögrund | 64.92 N; 21.23 E | 1945–2010 | co godzina | UTC | |

Tabela 5.5. Zakres serii obserwacyjnych poziomów morza z fińskich stacji wodowskazowych

| Kraj, instytut | Wodowskaz | Współrzędne geograficzne | Długość serii pomiarowej | Częstotliwość danych | Czas |
|--|------------|--------------------------|--------------------------|----------------------|-------|
| Finlandia, Finnish Meteorological Institute (FMI) | Kemi | 65.73 N; 24.55 E | 1945–2010* | co godzina | EET** |
| | Vaasa | 63.08 N; 21.57 E | 1945–2010* | co godzina | EET |
| | Mäntyluoto | 61.60 N; 21.47 E | 1945–2010* | co godzina | EET |
| | Degerby | 60.03 N; 20.38 E | 1945–2010* | co godzina | EET |
| | Hanko | 59.82 N; 22.96 E | 1945–2010* | co godzina | EET |
| | Helsinki | 60.15 N; 24.96 E | 1945–2010* | co godzina | EET |
| | Hamina | 60.57 N; 27.18 E | 1945–2010* | co godzina | EET |

* W latach 1945–1970 co 4 godziny: 2.00, 6.00, 10.00, 14.00, 18.00, 22.00 (dane zdigitalizowane z roczników FMI (Vedenkorkeusarvoja, 1945–1971))

** EET (ang. Eastern European Time) – czas wschodnioeuropejski (UTC+2)

Tabela 5.6. Zakres serii obserwacyjnych poziomów morza z estońskich, łotewskich i litewskich stacji wodowskazowych

| Kraj, instytut | Wodowskaz | Współrzędne geograficzne | Długość serii pomiarowej | Częstotliwość danych | Czas |
|--|-------------|--------------------------|---|----------------------|------|
| Estonia, Estonian Meteorological and Hydrological Institute (EMHI) | Narwa | 59.47 N; 28.03 E | 1951–2010 | co godzina | UTC |
| | Tallinn | 59.45 N; 24.77 E | 1954–1994 | co godzina | UTC |
| | Ristna | 58.92 N; 22.07 E | 1962–2010 | co godzina | UTC |
| | Parnawa | 58.37 N; 24.50 E | 1951–2010 | co godzina | UTC |
| Łotwa, Latvian Environment, Geology and Meteorology Centre (LEGMC) | Daugavgrīva | 57.06 N; 24.03 E | niejednolite okresy danych o różnej częstotliwości | | EET |
| | Ventspils | 57.39 N; 21.53 E | | | EET |
| Litwa, Environmental Protection Agency (EPA) | Klajpeda | 55.73 N; 21.08 E | 1993–2010 | co godzina | UTC |
| | Nida | 55.30 N; 21.01 E | 1993–2010 | co godzina | UTC |

Wszystkie zgromadzone dane poziomów morza zestawiono w uniwersalnym czasie koordynowanym UTC oraz do jednej rzędnej zera wodowskazu NAP (Normaal Amsterdams Peil), wykorzystując transformacje narodowych systemów referencyjnych do standardów praktycznej realizacji Europejskiego Wysokościowego Systemu Odniesień – układu EVRF 2000 (CRS-EU, 2013). Metodykę dostosowania różnych bałtyckich systemów referencyjnych do jednego poziomu odniesienia rejestracji poziomów morza zawarto w rozdziale 4.

Kompletna seria obserwacyjna z wielolecia 1960–2010 godzinnych poziomów morza dla pojedynczej stacji wodowskazowej liczyła 578 544 rekordy danych. Łącznie w pracy wykorzystano dane z 49 stacji wodowskazowych. Jednakże ich liczba była zmienna w zależności od rodzaju przeprowadzonych analiz i kompletności danych w seriach obserwacyjnych. Dane poziomów morza z wszystkich 49 wodowskazów zostały użyte przy opisie sytuacji sztormowych (rozdz. 8) oraz do porównania danych rzeczywistych z modelem HIROMB (rozdz. 10).

Analizę zależności pomiędzy poziomami morza a indeksami NAO, AO oraz SCAND (podr. 7.2) oparto na 10 reprezentatywnych wodowskazach dla każdego z wydzielonych akwenów Bałtyku. Do analiz czasowych zmian ekstremalnych poziomów morza (podr. 6.2) wykorzystano 37 wodowskazów z co najmniej 38-letnią serią pomiarową (tj. 75% długości serii okresu 1960–2010).

Do analizy skupień wybrano 31 spośród 37 wodowskazów (bez stacji w Cieśninach Duńskich) również z co najmniej 38-letnią serią pomiarową. Mapy przedstawiające rozkład liczby godzin z wysokimi i niskimi poziomami morza oraz mapy z liczbą wezbrań sztormowych w poszczególnych miesiącach roku, jak i sumarycznie z wielolecia 1960–2010 (podr.: 6.2, 6.3, 7.1) wykonano z danych hydrologicznych 37 wodowskazów z korektą uzupełnienia braków czasowych opisaną w podrozdziale 5.1.3.

5.1.2. Mapy synoptyczne, wartości ciśnienia atmosferycznego, parametry wiatru oraz dane batymetryczne

Do analiz i charakterystyki występowania wezbrań i obniżeń sztormowych Morza Bałtyckiego oraz ekstremalnych poziomów morza (rozdz. 8) zgromadzono zestawy archiwalnych danych meteorologicznych: mapy synoptyczne, wartości ciśnienia atmosferycznego oraz parametry wiatru (kierunku i prędkości).

Mapy synoptyczne są to powierzchniowe mapy analiz ciśnienia atmosferycznego obejmujące Europę i północny Atlantyk dla terminów z godz. 00 i 12.00 UTC dla każdego dnia analizowanej sytuacji sztormowej. Mapy zostały pozyskane z Met Office (Wielka Brytania) oraz z Biuletynów Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (Biuletyn IMGW, 1980–2010).

Wartości ciśnienia atmosferycznego oraz kierunku i prędkości wiatru zaczerpnięto w głównej mierze z portalu NOAA (NOAA, National Climatic Data Center, 2014) oraz w mniejszym stopniu z narodowych instytutów hydrologiczno-meteorologicznych państw nadbałtyckich. Dane z serwerów NOAA pochodzą z rozległej sieci stacji meteorologicznych (lotniskowych, automatycznych, tradycyjnych) i są to informacje meteo odkodowane z depech SYNOP i METAR. W pracy starano się pozyskać dane wiatru i ciśnienia pochodzące ze stacji meteorologicznych zlokalizowanych możliwie najbliżej stacji wodowskazowej (do 30 km). Były to najczęściej dane rejestrowane co godzinę lub co 3 godziny.

Cyfrowe dane batymetryczne użyte w pracy do wyznaczenia parametrów morfometrycznych akwenów Morza Bałtyckiego pozyskano z portalu Komisji Helsińskiej HELCOM (HELCOM, 2013).

5.1.3. Problemy braku danych w wieloletnich seriach obserwacyjnych poziomów morza stacji wodowskazowych

W ilościowych analizach statystycznych poziomów morza z wielolecia 1960–2010 problemem badawczym były okresy niepełnych serii obserwacyjnych cogodzinnych poziomów wód lub braku danych w obrębie serii pomiarowej. Znaczne braki danych wystąpiły w zgromadzonym materiale dla stacji Bałtyku Zachodniego (Travemünde, Heiligenhafen, Kilonia, Schleimünde) oraz litewskich stacji wodowskazowych (Kłajpeda, Nida). W powyższych lokalizacjach serie pomiarowe liczyły przeważnie kilkanaście lat godzinowych pomiarów. Największe braki danych wystąpiły w łotewskich stacjach wodowskazowych. Dla Daugavgrīvy i Ventspils dysponowano materiałem, który obejmował około 10% serii pomiarowej z lat 1960–2010 (były to przeważnie dane z wybranych okresów sztormowych opisanych w rozdziale 8 pracy). Z kolei polskie stacje wodowskazowe Świnoujście, Kołobrzeg, Ustka i Gdańsk posiadały całą serię obserwacyjną, ale dane w nich były rejestrowane co cztery godziny. Dlatego też w statystycznych analizach ilościowych i analizach trendów, aby uniknąć dużego błędu obliczeniowego, wynikającego ze zbyt krótkiej serii obserwacyjnej, podjęto decyzję, aby analizować materiał pomiarowy tylko tych stacji wodowskazowych, który obejmował co najmniej 38 lat pomiarów (blisko 75% długości serii z lat 1960–2010).

Wyodrębniono w ten sposób 37 podstawowych stacji wodowskazowych. Dla stacji wodowskazowych, w których braki danych obejmowały mniej niż 13 lat pomiarów, uzupełniono serie obserwacyjne metodą proporcji przy statystykach ilościowych. Przyjęto założenie, iż dla stacji wodowskazowych np. z 40-letnim okresem pomiarowym procentowa liczba godzin z poziomami wysokimi ≥ 70 cm lub bardzo wysokimi ≥ 100 cm będzie zbliżona do procentowej liczby tych godzin w całym, analizowanym 51-letnim okresie pomiarowym. Decyzja ta nie wpłynęła na pogorszenie wyników analiz, gdyż liczba pominiętych stacji była stosunkowo niewielka, a w większości przypadków dysponowano pełnym materiałem pomiarowym sąsiadujących stacji wodowskazowych. W związku z tym końcowy efekt ilościowych analiz statystycznych – model wizualizacji poszczególnych parametrów poziomu wód Morza Bałtyckiego w programie ArcGIS (mapy z podr.: 6.3, 6.4, 7.2, 8.2, 10.2) nie był obciążony dużym błędem. Wybrana metoda kriginu aproksymowała braki danych z danej lokalizacji, uwzględniając odległości i wagi sąsiadujących punktów (objaśnienie metody kriginu w podr. 5.2.5). Obok map Bałtyku również tabele i ryciny z rozdziału 9, zawierające ilościowe parametry ekstremalnych poziomów morza, są wynikiem analiz opartych na uzupełnionych już brakach w ciągach obserwacyjnych poszczególnych stacji wodowskazowych (metoda proporcji). Natomiast analizę skupień (podr. 2.1), analizy tendencji zmian ekstremalnych poziomów morza w wieloleciu (podr. 6.2), analizy prawdopodobieństwa (podr. 6.3), analizy korelacji (podr. 7.3) oparto na źródłowych seriach obserwacyjnych stacji wodowskazowych (bez uzupełnienia braków danych) w celu minimalizacji błędów w tych analizach (okresy pomiarowe wodowskazów o niepełnych seriach obserwacyjnych ujęto w tab. 5.1–5.6).

5.2. Metodyka opracowania materiału pomiarowego

5.2.1. Metody analiz wzajemnych relacji poziomów morza pomiędzy stacjami wodowskazowymi akwenów Morza Bałtyckiego

W pracy sprawdzono wzajemne relacje poziomów morza pomiędzy stacjami wodowskazowymi różnych akwenów Morza Bałtyckiego, aby wyodrębnić akweny o zbliżonej charakterystyce wahań poziomu wód (podr. 2.1). W tym celu posłużono się analizą skupień – jednym z narzędzi w programie Statistica. Analiza ta pozwala wykryć grupy cech o podobnym rytmie zmienności i jest szeroko stosowana w badaniach przyrodniczych. Użyto tej metody w analizach topologicznych hydrologii wód lądowych (Gutry-Korycka, 1984; Rotnicka, 1988; Wrzeński, 2010) czy klimatologii (Tamułowicz, 1981; Woś, 1996). Analiza skupień była też stosowana w badaniach parametrów fizycznych wód Bałtyku (Cyberski, 1995; Bogdanowicz, 2004; Kowalewska-Kalkowska, 2012).

Analiza skupień, którą zastosowano, ma za zadanie statystycznie potwierdzić regionalne charakterystyki i przebiegi poziomów morza podczas sytuacji sztormowych zaobserwowanych przy analizie pierwszych przykładów wezbrań i obniżen sztormowych. Analiza skupień jest narzędziem do eksploracyjnej analizy danych, której celem jest ułożenie obiektów w grupy w taki sposób, aby stopień ich powiązania wewnątrz tej samej grupy był jak największy, a powiązanie z obiektami z pozostałych grup – jak najmniejsze. W ramach analizy skupień w badaniach zmienności poziomów morza posłużono się metodą aglomeracji. Algorytm ten służy do grupowania obiektów w coraz to większe zbiory (skupienia), z zastosowaniem pewnej miary podobieństwa lub odległości. Typowym wynikiem tego typu grupowania jest hierarchiczne drzewo. Procedurę grupowania oparto na metodzie Warda, która do oszacowania odległości między skupieniami wykorzystuje podejście analizy wariancji. Metoda ta zmierza do minimalizacji sumy kwadratów odchylen dowolnych dwóch skupień, które mogą zostać uformowane na każdym etapie. Miarą tej metody jest

błąd sumy kwadratów – ESS (error of sum of squares) wyrażony wzorem 5.1 (Węziak-Białowolska, 2014):

$$ESS = \sum_{i=1}^k x_i^2 - \frac{1}{k} \left(\sum_{i=1}^k x_i \right)^2 \quad (5.1)$$

gdzie:

k – liczba jednostek w grupie,

x_i – wartość zmiennej stanowiącej kryterium grupowania charakteryzująca i -tą jednostkę w grupie.

Jako miarę odległości przyjęto wartość $1 - r$, gdzie r jest współczynnikiem korelacji Pearsona. Wynikiem analizy jest drzewo zwane dendrogramem, które wydziela skupienia. Im mniejsza odległość taksonomiczna pomiędzy elementami skupień, tym powiązania między poziomami morza odczytanymi na poszczególnych wodowskazach silniejsze.

5.2.2. Prawdopodobieństwo teoretycznych poziomów wody. Rozkłady statystyczne

Przy analizach ekstremalnych poziomów morza bardzo istotna jest znajomość tzw. teoretycznych poziomów morza, czyli poziomów wód najwyższych i najniższych, które mogą wystąpić raz na określoną liczbę lat, np. raz na 50, 100, 200 lub więcej lat. Opis sposobu wyznaczania teoretycznych poziomów morza zawarty w niniejszym podrozdziale opiera się na metodyce, którą autor już stosował w obliczeniach dla wodowskazów polskiego wybrzeża, ujętej w pracach: Wiśniewski i Wolski (2009a) oraz Wiśniewski i Wolski (2009b).

Przedział czasu, w którym może wystąpić raz teoretyczny najwyższy lub najniższy poziom wody, nazywa się okresem powtarzalności. Okres powtarzalności wyrażony jest wzorem (Wiśniewski, Wolski, 2009a,b):

$$T = \frac{100}{p(\%)} [\text{lata}] \quad (5.2)$$

gdzie:

T – przeciętny okres powtarzalności,

p – prawdopodobieństwo w procentach.

Prawdopodobieństwem empirycznym nazywamy funkcję określoną wzorem przytaczanym przez Weibulla (Byczkowski, 1996):

$$p(m, N)\% = \frac{100m}{N+1} \quad (5.3)$$

lub wzorem Czegodajewa stosowanym w pracach hydrotechnicznych (Massel, 1992):

$$p(m, N)\% = \frac{m-0,25}{N+0,50} \quad (5.4)$$

gdzie:

m – kolejny wyraz ciągu rozdzielczego,

N – liczebność ciągu.

Aby oszacować prawdopodobny poziom wody, należy wykorzystać posiadane serie danych pomiarowych z lat ubiegłych. Wiarygodność takiego oszacowania zależy zarówno od długości serii obserwacyjnej poziomów wody, jak i od reprezentatywności wybranego teoretycznego rozkładu prawdopodobieństwa. Najczęściej przy określaniu prawdopodobieństwa najwyższych rocznych poziomów morza dysponuje się próbą losową obejmującą kilkadziesiąt lat pomiarów (Wiśniewski, Wolski, 2009a).

Obliczenia prawdopodobieństwa przewyższenia poziomów wody polegają na odpowiednim doborze teoretycznych rozkładów prawdopodobieństwa, a w dalszej kolejności na przyjęciu metod szacowania parametrów tego rozkładu, przy wykorzystaniu materiału statystycznego. Potwierdzenie prawidłowego wyboru rozkładu zyskuje się poprzez stosowanie proponowanych w literaturze testów zgodności. Testy te określają prawdopodobieństwo wystąpienia różnic pomiędzy rozkładem teoretycznym a empirycznym (w pracy rozkładem empirycznym jest seria obserwacyjna poziomów morza). Do najczęściej stosowanych testów należy test punktowy λ – Kołmogorowa oraz test liniowy χ^2 – Pearsona (Byczkowski, 1996; Ozga-Zielińska, Brzeziński, 1997). Wyniki obliczeń podawane są wraz z przedziałem ufności, w obszarze którego z zadaniem prawdopodobieństwem może się znaleźć wartość zmiennej rzeczywistej (Wiśniewski, Wolski, 2009a).

W hydrologii i oceanologii najczęściej stosuje się rozkłady (Kaczmarek, 1970; Byczkowski, 1996; Ozga-Zielińska, Brzeziński, 1997):

- logarytmiczno-normalny (Gaussa-Laplace’a),
- Pearsona III typ,
- Dębskiego,
- Gumbela – wartości ekstremalnych (Fishera-Tippetta typ I).

Teoretyczne maksymalne poziomy morza

W niniejszej pracy dla wyznaczenia teoretycznych maksymalnych poziomów morza wykorzystano rozkład Gumbela. Opiera się on na statystycznych rozkładach wartości ekstremalnych występujących w pewnych większych zbiorach wartości. Te wartości to maksymalne wysokości poziomu wody w analizowanym wieloleciu 1960–2010, które są materiałem badawczym niniejszej pracy. Funkcja gęstości rozkładu Gumbela jest podwójnie eksponencjalna i wyraża się wzorem (Gumbell, 1958):

$$f(x) = \frac{1}{\hat{a}} e \left[-\frac{x-b}{\hat{a}} - e \left(-\frac{x-b}{\hat{a}} \right) \right] \quad (5.5)$$

gdzie:

- \hat{a} – parametr skali (określa rozmycie rozkładu na osi x),
- b – parametr położenia (określa położenie rozkładu na osi x),
- e – podstawa logarytmu naturalnego.

Istotą oszacowania (estymacji) przyjętego rozkładu do posiadanych danych pomiarowych jest określenie estymatorów parametrów rozkładu \hat{a} i b . Estymatory zostały oszacowane metodą największej wiarygodności (Wiśniewski, Wolski, 2009a).

Teoretyczne minimalne poziomy morza

Dla wyznaczenia teoretycznych minimalnych poziomów morza wykorzystano rozkład Pearsona III typu, najczęściej stosowany w hydrologii, oraz zbiór minimalnych rocznych poziomów morza z okresu 1960–2010. Typ III rozkładu Pearsona znalazł największe zastosowanie przy wyrównywaniu ciągów cech liczbowych zjawisk hydrologicznych (Wiśniewski, Wolski, 2009a). Funkcja gęstości rozkładu Pearsona III typu ma postać następującą (Kaczmarek, 1970):

$$F(x) = \frac{\alpha^\lambda}{\Gamma(\lambda)} e^{-\alpha(x-\varepsilon)} (x-\varepsilon)^{\lambda-1} \quad (5.6)$$

gdzie:

$\alpha, \varepsilon, \lambda$ – parametry rozkładu, które powinny spełniać następujące warunki $x \geq \varepsilon$ (dolne ograniczenie rozkładu), $\alpha > 0, \lambda > 0$,

$\Gamma(\lambda)$ – funkcja gamma zmiennej λ .

Parametry rozkładu Pearsona III typu również oszacowano metodą największej wiarygodności.

Test zgodności

W badaniach prawdopodobieństwa brak sprzeczności przyjętego rozkładu teoretycznego z empirycznym (ciągami obserwacyjnym poziomów wody) zbadano testem zgodności Kołmogorowa. Testowanie polega na sprawdzeniu warunku (Byczkowski, 1996; Ozga-Zielińska, Brzeziński, 1997, Wiśniewski, Wolski, 2009a)

$$D_{\max} [p/m, N/\% - p\%] < \lambda_{kr} / \sqrt{N} \quad (5.7)$$

gdzie:

D_{\max} – różnica pomiędzy prawdopodobieństwem empirycznym a teoretycznym wyznaczona dla punktu ciągu najbardziej odbiegającego od krzywej teoretycznej,

$p/m, N/\%$ – prawdopodobieństwo empiryczne, m – tego wyrazu ciągu,

$p\%$ – prawdopodobieństwo teoretyczne poziomu wody o wysokości odpowiadającej m – temu wyrazowi ciągu rozdzielczego,

λ_{kr} – wartość krytyczna testu Kołmogorowa (przy $\alpha=5\% \rightarrow \lambda_{kr} = 136$, przy $\alpha=1\% \rightarrow \lambda_{kr} = 163$),

N – liczebność ciągu rozdzielczego.

Warunek testu Kołmogorowa sprawdzono dla obu rozkładów wyznaczania teoretycznych, prawdopodobnych, maksymalnych i minimalnych poziomów wód dla każdej ze stacji.

Obliczenia prawdopodobieństwa oraz wykresy krzywych teoretycznych poziomu morza dokonano przy użyciu oprogramowania Matlab.

5.2.3. Analizy statystyczne ekstremalnych poziomów morza oraz wezbrań sztormowych

W celu analiz statystycznych wyodrębniono ekstremalne poziomy morza. Do poziomów ekstremalnych zaliczono: wysokie, bardzo wysokie, niskie i bardzo niskie poziomy morza. Za wysokie poziomy morza uznano poziomy ≥ 70 cm względem zera NAP, za bardzo wysokie ≥ 100 cm względem zera NAP. Poziomy niskie to poziomy ≤ -70 cm względem NAP, a poziomy bardzo niskie to poziomy ≤ -100 cm względem NAP. Następnie policzono sumarycznie liczby godzin z poziomami ekstremalnymi w poszczególnych miesiącach, latach oraz w wieloleciu 1960–2010, a także wyznaczono ich wartości średnie w analizowanych okresach (metodę uzupełnienia braku danych w seriach obserwacyjnych zawarto w podrozdziale 5.1.3)³. Otrzymane wartości liczbowe posłużyły do analiz ilościowych, wyznaczenia tendencji zmian oraz do wizualizacji w programie ArcGIS.

Do wyznaczania tendencji zmian ekstremalnych poziomów morza zastosowano regresję liniową. Istotność na poziomie $\alpha=0,05$ sprawdzono testem F (Fishera-Snedocora) w programie Statistica. Wartości wyznaczone z linii trendu za pomocą funkcji Excela REGLINP i REGLINW. Aby

3 Wyrażenie „liczba godzin z poziomami wysokimi lub niskimi” jest tożsame w pracy z wyrażeniem „liczba godzin występowania wysokich lub niskich poziomów morza” lub z bardziej ogólnym wyrażeniem „czas występowania wysokich lub niskich poziomów morza”.

uniknąć znaczących błędów przy analizach tendencji zmian w przypadku wystąpienia krótszego okresu niż wielolecie 1960–2010, nie uzupełniano serii obserwacyjnej, a jedynie wykorzystano jej dostępną długość (dla wodowskazów z co najmniej 38-letnim okresem obserwacyjnym) (tab. 6.2–6.6, ryc. 6.2, 6.4–6.5).

Na potrzeby bieżącej pracy wykorzystano katalogi wezbrań sztormowych dla wodowskazów Bałtyku, które opracowano w ramach projektu Narodowego Centrum Nauki (Wolski, 2011–2014). Aby precyzyjnie wyznaczyć liczbę wezbrań sztormowych oraz poznać ich charakterystykę, wprowadzono parametry warunkujące wystąpienia wezbrania:

- poziom osiągniętego maksimum wezbrania to co najmniej 70 cm powyżej zera NAP (prawdopodobieństwo wystąpienia poziomów co najmniej 70 cm wynosi około 75% w cyklu rocznym dla stacji wodowskazowych otwartych wód Bałtyku),
- minimalna wartość wezbrania (wzrost w centymetrach od poziomu początkowego) to co najmniej 30 cm osiągnięte w ciągu 24 godzin.

Każdy katalog wezbrań zawiera następujące parametry:

- data i godzina początku wezbrania,
- data i godzina końca wezbrania,
- całkowity czas wezbrania (w godzinach),
- czas wezbrania do osiągnięcia maksimum (w godzinach),
- główne maksimum [cm],
- maksymalny przyrost poziomu morza [$\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$] (centymetry na godzinę),
- maksymalny spadek poziomu morza [$\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$],
- poziom początkowy wezbrania [cm],
- poziom końcowy wezbrania [cm].

Powyższe parametry zostały wyznaczone z serii obserwacyjnej poziomów morza analizowanej stacji przez program *Data analyzer*, który stworzono w środowisku Borland Turbo C++ specjalnie do tego celu. Przykładowy wynik działania programu – fragment katalogu wezbrań sztormowych dla wodowskazu Wismar (Niemcy) – przedstawia ryc. 5.1.

| data i godzina początku wezbrania | data i godzina końca wezbrania | całkowity czas wezbrania (w godzinach) | czas wezbrania do osiągnięcia maksimum (w godzinach) | główne maksimum (w cm) | maksymalny przyrost poziomu morza (w cm/h) | maksymalny spadek poziomu morza (w cm/h) | poziom początku wezbrania [cm] | poziom końca wezbrania [cm] |
|-----------------------------------|--------------------------------|--|--|------------------------|---|---|--------------------------------|-----------------------------|
| 1960-01-10,21:00:00 | 1960-01-12,09:00:00 | 36 | 17 | 120 | 34 | 20 | -98 | 17 |
| 1960-01-13,10:00:00 | 1960-01-15,02:00:00 | 40 | 20 | 150 | 24 | 26 | 16 | 1 |
| 1960-12-09,05:00:00 | 1960-12-11,21:00:00 | 64 | 40 | 137 | 10 | 15 | 6 | -1 |
| 1961-03-18,23:00:00 | 1961-03-20,16:00:00 | 41 | 18 | 87 | 35 | 14 | -64 | -65 |
| 1961-03-20,16:00:00 | 1961-03-22,17:00:00 | 49 | 26 | 108 | 23 | 15 | -65 | -25 |
| 1961-03-30,10:00:00 | 1961-03-31,13:00:00 | 27 | 12 | 78 | 11 | 12 | -13 | -8 |
| 1961-11-13,02:00:00 | 1961-11-15,18:00:00 | 64 | 17 | 84 | 11 | 7 | 40 | -40 |
| 1961-12-22,11:00:00 | 1961-12-24,15:00:00 | 52 | 7 | 78 | 22 | 9 | 8 | -55 |
| 1962-01-28,03:00:00 | 1962-01-29,21:00:00 | 42 | 18 | 97 | 15 | 10 | 24 | 31 |
| 1962-02-12,15:00:00 | 1962-02-14,02:00:00 | 35 | 26 | 73 | 30 | 11 | -111 | 13 |
| 1962-02-14,02:00:00 | 1962-02-16,13:00:00 | 59 | 16 | 87 | 12 | 16 | 13 | -105 |
| 1962-02-16,14:00:00 | 1962-02-18,22:00:00 | 56 | 36 | 112 | 34 | 13 | -78 | 6 |
| 1962-02-20,13:00:00 | 1962-02-22,04:00:00 | 39 | 20 | 118 | 18 | 10 | -8 | 32 |
| 1962-02-23,23:00:00 | 1962-02-25,11:00:00 | 36 | 20 | 89 | 10 | 13 | 36 | 36 |
| 1963-12-12,07:00:00 | 1963-12-14,11:00:00 | 52 | 16 | 118 | 19 | 23 | 32 | -24 |
| 1964-02-05,13:00:00 | 1964-02-07,18:00:00 | 53 | 27 | 107 | 21 | 17 | 28 | -37 |
| 1964-02-10,21:00:00 | 1964-02-13,22:00:00 | 73 | 43 | 84 | 32 | 13 | -17 | -8 |
| 1964-02-17,00:00:00 | 1964-02-19,08:00:00 | 56 | 29 | 97 | 7 | 11 | 29 | -10 |
| 1965-01-05,08:00:00 | 1965-01-06,14:00:00 | 30 | 15 | 75 | 44 | 14 | -92 | 2 |
| 1965-02-07,16:00:00 | 1965-02-10,05:00:00 | 61 | 27 | 125 | 26 | 15 | -23 | -77 |
| 1965-02-26,21:00:00 | 1965-02-28,11:00:00 | 38 | 16 | 107 | 27 | 23 | -33 | -35 |
| 1965-11-20,19:00:00 | 1965-11-22,14:00:00 | 43 | 22 | 126 | 13 | 12 | 38 | 7 |
| 1966-11-18,02:00:00 | 1966-11-20,10:00:00 | 56 | 21 | 81 | 12 | 12 | -14 | 2 |

Ryc. 5.1. Zrzut ekranu pliku wynikowego programu *Data analyzer* przedstawiający fragment katalogu wezbrań sztormowych dla stacji wodowskazowej Wismar (Wolski, 2011–2014).

Z otrzymanych danych w katalogach wezbrań sztormowych, analogicznie do analiz poziomów ekstremalnych, wyznaczono liczbę wezbrań w poszczególnych miesiącach, latach i wielolecu. Obliczone wartości przedstawiono na wykresach kolumnowych z prostą regresji, a także zwizualizowano w programie ArcGIS 10.2.

5.2.4. Metody opisu sytuacji sztormowych wraz z udziałem czynnika podciśnienia (fali barycznej)

W analizach występowania i charakterystyce wezbrań sztormowych (rozdz. 8) wybrano osiem sytuacji sztormowych przedstawiających obraz odmiennych przestrzenno-czasowych zmian ekstremalnych poziomów morza dla całego akwenu Bałtyku. Wezbrania te wystąpiły w dniach: 17–19 października 1967, 17–20 stycznia 1983, 10–14 stycznia 1987, 2–5 listopada 1995, 15–16 listopada 2001, 8–9 stycznia 2005, 30 listopada – 2 grudnia 1999, 3–4 grudnia 1999 roku.

W pracy wyznaczono wartości statycznego i dynamicznego zniekształcenia powierzchni morza na skutek ciśnienia przemieszczającego się niżu barycznego. W tym celu posłużono się wzorami 3.1–3.2 dla $H_m = 55$ m (podr. 3.4.3). Obliczeń dokonano dla kilkunastu stacji wodowskazowych usytuowanych w różnych akwenach Bałtyku: Korsør (Wielki Bełt), Skanör (południowe ujście Sundu – Bałtyk Zachodni), Gedser, Wismar, Świnoujście (Bałtyk Zachodni), Kungsholmsfort, Kłajpeda (Bałtyk Południowy), Visby (Bałtyk Centralny), Ristna, Sztokholm, Degerby (Bałtyk Północny), Parnawa (Zatoka Ryska) Hamina, Narwa, Helsinki (Zatoka Fińska), Kemi, Vaasa (Zatoka Botnicka). Przy wybranych sytuacjach obliczeń dokonano również dla stacji Aarhus lub Frederikshavn (Kattegat) oraz Smögen (Skagerrak) w przypadku, gdy zachodziły gwałtowne zmiany poziomu morza.

Dodatkowo dla każdej sytuacji sztormowej wyznaczono:

- p_i [hPa] – ciśnienie w centrum niżu,
- poziom początkowy morza w centymetrach (poziom napełnienia akwenu na dobę przed wezbraniem),
- wartości ekstremalne poziomu morza podczas wezbrania i ich amplitudę w centymetrach,
- tempo maksymalnego wzrostu i spadku poziomu morza w centymetrach na godzinę,
- czas trwania poziomu morza względem zera NAP ≥ 70 cm, ≥ 100 cm oraz ≤ -70 cm, ≤ -100 cm.

Dla wszystkich sytuacji sztormowych przedstawiono czasowy przebieg zmian poziomu morza oraz mapy synoptyczne wraz z naniesieniem toru przemieszczania się głównego układu niżowego. Opisano sytuację baryczną i jej wpływ na przebieg danego wezbrania wzdłuż wybrzeży Bałtyku. Mapy zmian sztormowych poziomu morza dla akwenu Bałtyku stworzono w programie ArcGIS 10.2 na podstawie wszystkich dostępnych stacji wodowskazowych (tab. 5.1–5.5) rozmieszczonych wzdłuż wybrzeży Bałtyku.

5.2.5. Wizualizacja parametrów ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego w programie ArcGIS

Podstawowym narzędziem, które służyło w pracy do wizualizacji parametrów ekstremalnych poziomów wód akwenu Morza Bałtyckiego był program ArcGIS (wersja 10.2). Narzędzie to zostało wykorzystane nie tylko do zobrazowania powierzchni wód Bałtyku podczas sytuacji sztormowych (rozdz. 8), ale również do zaprezentowania przestrzenno-geograficznej charakterystyki innych parametrów ekstremalnych poziomów morza (poziom teoretycznej wody stuletniej, rozkład poziomów maksymalnych i minimalnych za okres obserwacji, występowanie wezbrań sztormowych oraz wysokich i niskich poziomów morza w uśrednionym miesiącu i roku, a także w wieloleciu (rozdz. 6–8, 10). Wartości liczbowe powyższych parametrów zostały uszeregowane w przedziały umieszczone w legendzie każdej mapy i wyróżnione odrębnym kolorem. Dla sytuacji sztormowych (podr. 8.2 i 10.2) były to przedziały prawostronnie domknięte (poziom ≥ 0) oraz lewostronnie domknięte (poziomy < 0) – aby pokazać ciągłość zjawiska chwilowych zmian poziomu morza. Dla map zmian sezonowych (podr. 7.2), z uwagi na użycie wartości średniej miesięcznej liczby godzin, przedziały były również prawostronnie domknięte. Natomiast pozostałe mapy wykonane w ArcGIS posiadają przedziały obustronnie domknięte.

Zaletą oprogramowania ArcGIS zastosowanego w pracy jest powiązanie analizowanej cechy badawczej z jej dokładną lokalizacją geograficzną. Podłożem wszystkich analiz w ArcGIS był wektorowy obrys wybrzeży Morza Bałtyckiego stworzony z map nawigacyjnych.

Głównym narzędziem ArcGIS, na którym oparto analizę przestrzenną, jest metoda krigingu dostępna w rozszerzeniu Spatial Analyst. Metoda ta jest powszechnie stosowana i zalecana w badaniach środowiskowych przy tworzeniu map na bazie interpolacji danych (McGrath i in., 2004; Urbański, 2012; Sahebjalal, 2012). Kriging to geostatystyczna metoda interpolacji wartości parametru. W szerszym znaczeniu metoda ta służy do estymowania powierzchni ciągłych (map wartości oczekiwanej) za pomocą punktowych pomiarów danych ilościowych. Używa średniej ważonej z podzbioru sąsiednich punktów do uzyskania konkretnego punktu interpolacji za pomocą wyrażenia (Badura i in., 2012):

$$Z^*(x_0) = \sum_{i=1}^n w_i Z(x_i) \quad (5.8)$$

gdzie:

$Z^*(x_0)$ – wartość interpolacji w punkcie x_0 ,

$Z(x_i)$ – wartość rzeczywista w punkcie pomiaru (poziom morza stacji wodowskazowej),

w_i – waga krigingu,

n – liczba punktów uwzględniona w procedurze krigingu (12 dla analiz w obecnej pracy).

Wagi krigingu ustalone są na podstawie wartości semiwariogramu (funkcji semiwariancji). Semiwariogram jest to narzędzie, które przedstawia zróżnicowanie wartości parametru w zależności od odległości pomiędzy punktami pomiarowymi. Wartości semiwariogramu wyznacza się najczęściej na podstawie klasycznego wzoru Matherona (Urbański, 2012; Badura i in., 2012):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n_h} \sum_{i=1}^{n_h} [Z(x_i) - Z(x_{h+1})]^2 \quad (5.9)$$

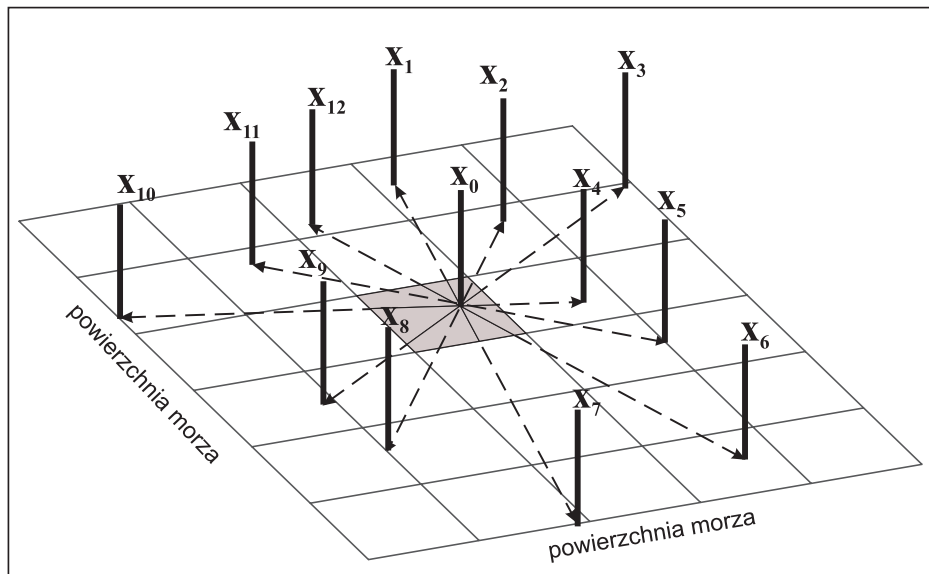
gdzie:

$Z(x_i), Z(x_{h+1})$ – wartości parametru pomierzone w punktach oddalonych od siebie o wektor h

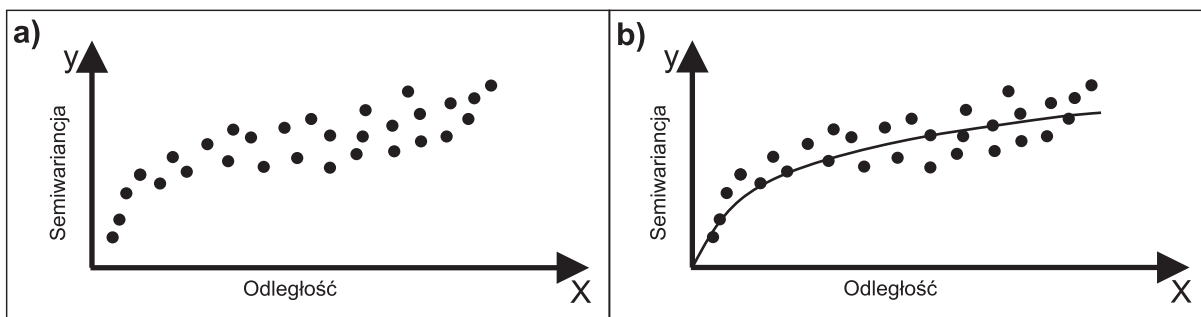
n_h – liczba par punktów pomiarowych oddalonych od siebie o wektor h .

Rycina 5.2 pokazuje powstawanie semiwariogramu – powiązanie w pary jednego punktu (punkt x_0) z wszystkimi innymi pomierzonymi lokalizacjami (np. x_1-x_{12}). Ten proces dotyczy każdego mierzonego punktu.

Ryc. 5.2. Powstawanie semiwariogramu (opracowanie własne)



Semiwariogram empiryczny jest wykresem przedstawiającym zależności między semiwariancją (oś Y) a odległością pomiędzy punktami pomiarowymi (oś x) (ryc. 5.3a). Jest on sporządzany na podstawie posiadanych danych.



Ryc. 5.3. Semiwariogram empiryczny (a) oraz semiwariogram teoretyczny (b) (ArcGIS Help 10.2 – zmienione)

W metodzie krigingu istnieje grupa dopuszczalnych, teoretycznych modeli semiwariogramu do których dopasowuje się uzyskany semiwariogram empiryczny. Semiwariogram teoretyczny ma postać wygładzonej linii generalizującej wykres rozrzutu (ryc. 5.3b). Do teoretycznych rodzajów semiwariogramów w programie ArcGIS należą semiwariogramy: sferyczny, kołowy, wykładniczy, Gaussa, liniowy. W bieżącej pracy testowano interpolacje metodą krigingu wszystkimi powyższymi modelami semiwariogramu. Wykładniczy model semiwariogramu po testowaniach okazał się najbardziej precyzyjny w prezentacji ekstremalnych poziomów morza w strefie brzegowej. Pozostałe modele „silniej wygładzały” wartości obserwowane – przeszacowały niskie poziomy morza i niedoszacowały wysokich wartości. Model wykładniczy jest stosowany, gdy autokorelacja punktów pomiarowych spada gwałtownie wraz ze wzrostem odległości (ArcGIS Help 10.2). Równanie modelu wykładniczego ma postać (Bohling, 2005):

$$\gamma(h) = C \cdot \left(1 - \exp\left(-\frac{3h}{a}\right) \right) \quad (5.10)$$

gdzie:

C – próg semiwariogramu,

h – odstęp semiwariogramu,

a – zakres semiwariogramu.

Zasadniczą korzyścią wyboru kriginu zwyczajnego do analiz przestrzennych w niniejszej pracy jest jego właściwość, która powoduje, iż mapy izolinii opracowane tą metodą ujawniają wyraźne tendencje w zróżnicowaniu badanego parametru. Tego efektu nie dają mapy sporządzone np. metodą odwrotnych odległości, na których trudniej jest dostrzec prawidłowości. Wnioski te potwierdzają analizy geostatystyczne innych badaczy (Kokesz, 2010; Badura i in., 2012). Inną zaletą technik kriginowych jest możliwość obliczania w każdym przypadku dokładności, z jaką dokonuje się oceny parametru. W procedurze kriginu zwyczajnego błąd oceny wartości parametru wyrażony jest pojedynczym odchyleniem standardowym i wynosi:

$$\sigma_k = \sqrt{\sum_{i=1}^n w_i \cdot \gamma(x_i, x_0) + \mu} \quad (5.11)$$

gdzie:

w_i – współczynnik wagowy kriginu przypisany pojedynczej obserwacji,

$\gamma(x_p, x_o)$ – wartość semiwariogramu dla odległości pomiędzy obserwacją w punkcie x_i a ocenianym punktem interpolacji x_o ,

μ – mnożnik Lagrange'a.

W kriginu zwyczajnym wartości błędów estymacji są zależne od zmienności przestrzennej i rozmieszczenia punktów pomiarowych. Największe wartości osiągają one w rejonach ekstrapolacji (granice obszaru) i w miejscach, gdzie istnieją wyraźne luki w rozmieszczeniu punktów (Urbański, 2012).

Dodatkowym zastosowaniem oprogramowania ArcGIS w niniejszej pracy było obliczenie powierzchni oraz objętości poszczególnych akwenów oraz subakwenów Bałtyku, przy wykorzystaniu danych batymetrycznych udostępnionych przez portal Komisji Helsińskiej – HELCOM (HELCOM, 2013). Narzędziem, które umożliwiło te obliczenia, było rozszerzenie ArcGIS 3D Analyst oraz Spatial Analyst.

5.2.6. Korelacje pomiędzy wskaźnikami cyrkulacji atmosfery a ekstremalnymi i średnimi poziomami morza

Ważnym składnikiem charakterystyki ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego jest ich zmienność sezonowa. Szeroko poruszaną problematyką w literaturze klimatologicznej, oceanograficznej czy hydrologicznej jest wpływ cyrkulacji atmosfery na warunki pogodowe i hydrologiczne na danym obszarze w poszczególnych okresach roku. Rozpatruje się tu szczegółowe związki wskaźników atmosfery z temperaturami powietrza, temperaturami wód powierzchniowych i morskich czy też z warunkami zlodzenia. W wielu pracach jest prezentowana tematyka zależności pomiędzy cyrkulacją atmosfery a dynamiką wód morskich w strefie brzegowej mórz i oceanów (Matthäus, Schinke, 1994; Girjatowicz, 2001; Andersson, 2002; Leckebusch, Ulbrich, 2004; Jevrejeva i in., 2005; Bastos i in., 2013). W bieżącej pracy sprawdzono zależność (wyznaczono

współczynniki korelacji) pomiędzy analizowanymi średnimi, maksymalnymi i minimalnymi poziomami morza a wskaźnikami cyrkulacji strefowej NAO i AO oraz wskaźnikiem cyrkulacji południkowej SCAND w okresie 1960–2010 lub w okresie zbliżonym (podr. 7.3). Charakterystyki i definicje wskaźników cyrkulacji znajdują się w podrozdziale 2.4.

Do opisu związków wykorzystano popularną w naukach hydrologicznych i oceanograficznych metodę korelacji Pearsona opisaną w pracach Kaczmarka (1970), Byczkowskiego (1996) Ozgi-Zielińskiej i Brzezińskiego (1997) czy też Stanisza (2006). Obliczeń współczynnika korelacji liniowej Pearsona R dokonano na poziomie istotnym statystycznie $p_{\alpha} = 0,05$. Współczynnik Pearsona był wyznaczany dla okresów miesięcznych, zgrupowanych okresów trzymiesięcznych oraz łącznie z wszystkich miesięcy okresu 1960–2010 (lub okresu zbliżonego). Zgrupowane wartości trzymiesięczne były uśrednione w okresach: grudzień–luty, marzec–kwiecień, czerwiec–sierpień, wrzesień–listopad.

Dane dotyczące wartości miesięcznych wskaźników cyrkulacji NAO zaczerpnięto z portalu Climatic Research Unit, University of East Anglia. Miesięczne wskaźniki indeksów AO i SCAND zaczerpnięto z portalu NOAA (NOAA, Climate Prediction Center, National Weather Service, 2014).

6. Ekstremalne poziomy wód Morza Bałtyckiego w wieloleciu 1960–2010

6.1. Zmienność średniego poziomu morza w wieloleciu

Wahania wieloletnie poziomu morza charakteryzują się oscylacjami w przedziałach kilkunastu lub kilkudziesięciu i więcej lat i dotyczą najczęściej przebiegu średniego poziomu morza. Średni poziom morza jest standardem, w stosunku do którego odnoszone są ekstrema poziomu morza, czyli występowanie maksymalnych czy minimalnych poziomów wód. Główną przyczyną wieloletnich zmian średniego poziomu morza, poza przyczynami geologicznymi, są długookresowe zmiany w przebiegu zjawisk meteorologicznych i hydrologicznych.

Wieloletnie zmiany poziomu wody w Morzu Bałtyckim są głównie wynikiem ruchów izostacyjnych oraz eustatycznego wzrostu poziomu morza, na który nakładają się czynniki meteorologiczne czy hydrologiczne. Ruchy izostacyjne to pionowe ruchy skorupy ziemskiej, które są reakcją na odciążenie pokrywy lodowej w ciągu ostatnich 10 000 lat. W tym kontekście łąd podnosi się na północnych wybrzeżach Bałtyku (Płyta Fennoskandii), osiągając maksymalne tempo około 9 mm-rok^{-1} w Zatoce Botnickiej, natomiast w części południowo-zachodniej Bałtyku łąd nieznacznie się obniża w tempie około 1 mm-rok^{-1} (Johansson i in., 2004; Leppäranta, Myrberg, 2009; Ekman, 1996, 2009; Richter i in., 2012) (ryc. 6.1). Z kolei zmiany eustatyczne poziomu morza wiążą się ze zmianami poziomu oceanu światowego wynikającymi z przyczyn klimatycznych i zmianami w bilansie wód w atmosferze, oceanach i litosferze. Według ostatniego, 5. raportu Międzyrządowego Zespołu do spraw Zmian Klimatu (IPCC) (IPCC, 2013) globalny wzrost oceanu światowego od 1901 do 2010 roku określono na 19 cm (lokalnie od 17 do 21 cm), czyli około $1,7 \text{ mm-rok}^{-1}$ (milimetrów na rok). W okresie 1971–2010 średni wzrost wyniósł $2,0 \text{ mm-rok}^{-1}$. We wzroście tym swój udział mają takie czynniki jak: rozszerzalność cieplna wierzchnich warstw oceanu, topnienie lodowców górskich, topnienie pokrywy lądowej Grenlandii i Arktyki oraz wody lądowe. Według różnych scenariuszy opartych na prognozach emisji do atmosfery związków powstałych na skutek spalania paliw kopalnych (głównie CO_2 i CO oraz metanu) w ostatnim raporcie IPCC prognozuje się według różnych scenariuszy dalszy globalny wzrost poziomu morza do roku 2100 maksymalnie od 28 do 98 cm (IPCC, 2013). Inne prognozy położenia poziomów oceanów i mórz prezentuje organizacja International Union for Quaternary Research – INQUA Commission on Sea Level Changes and Coastal Evolution. Pomiarzy z rejonu Europy wskazują, że między rokiem 1850 a 1940 poziom morza podnosił się o $1,1 \text{ mm}$ rocznie, ale po roku 1940 wzrost ten uległ zatrzymaniu, a w ocenie położenia poziomu oceanu może się on podnieść około roku 2100 od 5 do 10 cm (Mörner, 2004).

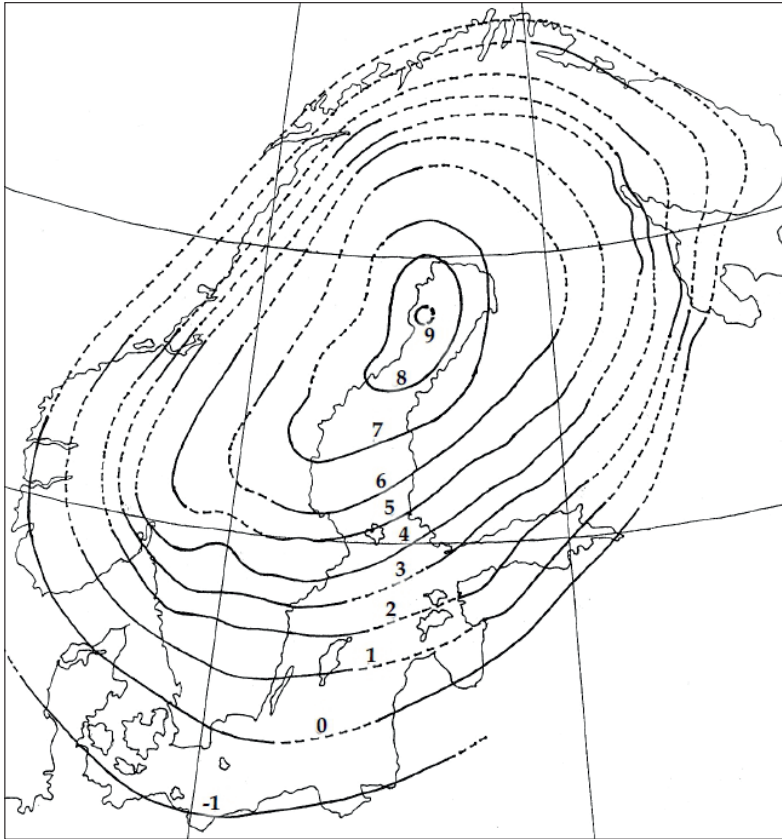
Dla stacji wodowskazowych Morza Bałtyckiego, tak jak w oceanie światowym, zauważalny jest wzrost eustatyczny poziomu morza w całym okresie XX wieku i przyspieszenie tego procesu w ostatnich kilkudziesięciu latach. Wzrost ten w zależności od lokalizacji wodowskazu i okresu pomiarowego wynosił od 1 do 2 mm-rok^{-1} (Kałas, 1993; Stigge, 1993; Johansson i in., 2004; Ekman, 2003; Richter i in., 2012). Dla niektórych wschodnich akwenów Bałtyku wzrost eustatyczny poziomu morza jest porównywalny z efektem ruchu izostycznego (np. Zatoka Fińska, stacje Helsinki czy Hamina), w przeciwieństwie do północnych akwenów (Zatoka Botnicka, Vaasa, Kemi), gdzie przeważa ujemny sumaryczny trend poziomu morza (pionowy ruch skorupy ziemskiej wraz z efektem eustatycznym) (Johanson i in., 2004, BACC Author Team, 2008). Generalnie

u południowych brzegów Bałtyku dominują dodatnie trendy w wieloletnich względnych zmianach poziomów morza ($1-2 \text{ mm}\cdot\text{rok}^{-1}$), a na północnych wybrzeżach ujemne (do $-8 \text{ mm}\cdot\text{rok}^{-1}$) (Richter i in., 2012). Szczegółową problematykę badań nad tendencją wieloletnich zmian średniego poziomu wody, które odnosiły się do różnych wybrzeży Morza Bałtyckiego, podjęto w wielu publikacjach. W tabeli 6.1 zestawiono najnowsze wyniki z tych prac z ostatnich 10 lat.

Tabela 6.1. Trend wieloletnich względnych zmian średniego poziomu morza dla różnych wybrzeży Bałtyku

| Wybrzeże | Badacze | Wodowskaz z wartością trendu poziomu morza [$\text{mm}\cdot\text{rok}^{-1}$] wyznaczony dla wybranego okresu | | | |
|---------------------|----------------------------|--|-------|---------------------------|-------|
| | | | | | |
| wybrzeże szwedzkie | Novotny i in. (2005) | Furügrund (1930–2002) | -8,0 | Ratan (1930–2002) | -7,6 |
| | | Landsort (1930–2002) | -2,5 | | |
| wybrzeże niemieckie | Richter i in. (2012) | Wismar (1908–2007) | +1,43 | Warnemünde (1908–2007) | +1,39 |
| | | Sassnitz (1908–2007) | +0,63 | Greifswald (1908–2007) | +0,98 |
| wybrzeże polskie | Jakusik i in. (2010) | Świnoujście (1951–2008) | +1,8 | Gdańsk (1951–2008) | +2,9 |
| | Wiśniewski, Wolski (2011b) | Świnoujście (1811–2006) | +0,45 | Gdańsk (1886–2006) | +1,57 |
| | Wolski, Wiśniewski (2014) | Świnoujście (1811–2010) | +0,48 | Gdańsk (1886–2010) | +1,61 |
| wybrzeże litewskie | Dailidienė i in. (2006) | Kłajpeda (1898–2002) | +1,32 | Nida (1961–2002) | +2,76 |
| wybrzeże estońskie | Suursaa, Kullas (2009) | Pärnu (Parnawa) (1924–2008) | +2,7 | Ristna (1950–2008) | +1,7 |
| | | Narva (Narwa) (1899–2008) | +1,1 | Tallinn (1899–1995) | +1,5 |
| wybrzeże duńskie | Knudsen i in. (2010) | Gedser (1900–2000) | +1,06 | Hornbaeck (1900–2000) | +0,13 |
| | | Korsør (1900–2000) | +0,78 | Frederikshavn (1900–2000) | -0,42 |
| wybrzeże fińskie | Johansson i in. (2003) | Kemi (1923–1990) | -7,30 | Vaasa (1923–1990) | -8,0 |
| | | Mäntyluoto (1923–1990) | -6,40 | Hanko (1923–1990) | -3,10 |
| | | Helsinki (1923–1990) | -2,50 | Hamina (1923–1990) | -2,20 |

Przedstawione powyżej wartości trendów w wieloletnich zmianach średniego poziomu morza stanowią tło do analiz ekstremalnych poziomów morza w wielolecium. Tempo wieloletnich zmian maksymalnych i minimalnych poziomów morza jest często kilkakrotnie większe od zmian średniego poziomu morza (Rotnicki, Borzyszkowska, 1999; Wiśniewski, Wolski, 2011b; Suursaar, Soõäär, 2007; Suursaar, Kullas, 2009; Johansson i in., 2001). Za wspomniany proces silnego wzrostu poziomów ekstremalnych odpowiadają nie tylko czynniki globalne, które dominują przy tendencjach średniego poziomu morza, ale także zmiany w regionalnej i lokalnej cyrkulacji atmosferycznej, pociągające za sobą zmiany pola wiatru i ciśnienia, a także reżimu hydrologicznego.



Ryc. 6.1. Tempo ruchów izostatycznych [$\text{mm}\cdot\text{rok}^{-1}$] w regionie Morza Bałtyckiego (Ekman, 1996 – za pozwoleniem John Wiley and Sons)

6.2. Analiza ekstremalnych poziomów morza w wieloleciu 1960–2010

Charakterystykę ekstremalnych poziomów wód w wieloleciu 1960–2010 oparto w pracy na analizie tendencji rocznej liczby godzin z wysokimi (≥ 70 cm względem zera NAP) oraz niskimi (≤ -70 cm względem zera NAP) poziomami morza (podstawowy zbiór danych hydrologicznych obejmuje codzienne pomiary poziomu morza). Przeanalizowano również zmiany w rocznej liczbie wezbrań sztormowych. Następną analizą jest określenie trendów w wieloletnim przebiegu rocznych poziomów maksymalnych i minimalnych, czyli najwyższych i najniższych poziomów w roku. Całościowe wyniki obejmujące tendencje czasu (liczby godzin) występowania poziomów wysokich i niskich, tendencje zmian w liczbie wezbrań sztormowych, a także charakterystykę trendów ekstremów rocznych dla 37 stacji wodowskazowych zaprezentowano w tabelach 6.2–6.6, a także dla wybranych reprezentatywnych wodowskazów na rycinach 6.2–6.4. We wszystkich analizach poziomów ekstremalnych zastosowano regresję liniową do wykazania tendencji zmian.

6.2.1. Analizy zmian wysokich poziomów morza i wezbrań sztormowych

Analiza zmian wysokich poziomów morza w wieloleciu pozwoliła określić, jaka była tendencja w wystąpieniu tych wysokich poziomów między 1960 a 2010 rokiem. Mimo iż związki regresji (wartości trendu) dla dużej części stacji nie wykazały istotności statystycznej na poziomie $\alpha=0,05$, to jest znaczący fakt, iż dla 36 spośród 37 analizowanych wodowskazów obserwuje się tendencje wzrostu liczby godzin z wysokimi poziomami morza w wieloleciu (tab. 6.2, ryc. 6.2). Średnio w okresie 1960–2010 dwukrotnie zwiększyła się liczba godzin z wysokimi poziomami morza (≥ 70 cm względem zera NAP) dla Bałtyku. Największe, około trzykrotne przyrosty w liczbie godzin z wysokimi poziomami morza zanotowały stacje usytuowane nad otwartymi wodami Bał-

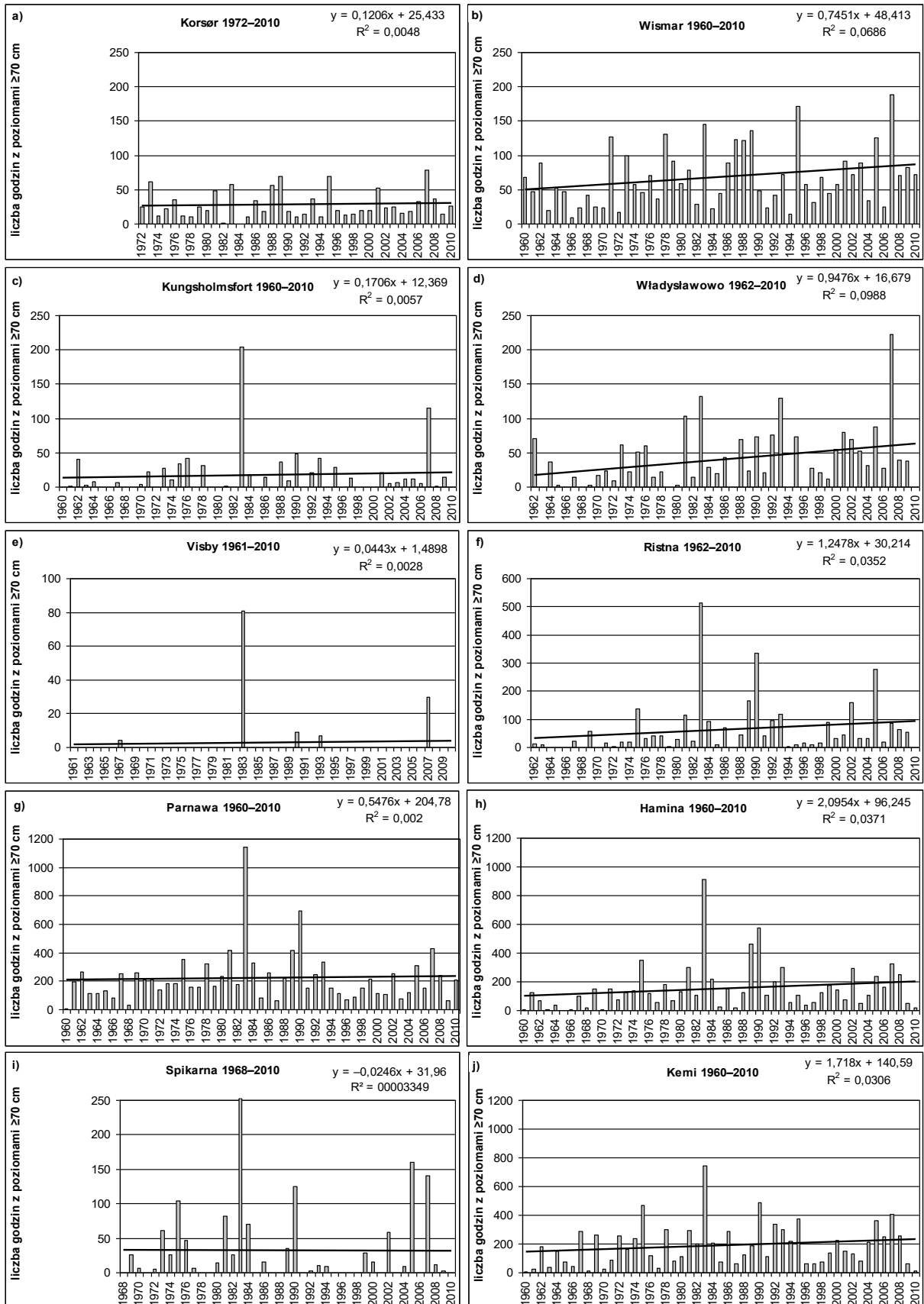
tyku na południowych i północno-wschodnich wybrzeżach: Władysławowo (z 18 do 63 godzin rocznie), Ristna (z 31 do 91), Hanko (z 24 do 60) oraz częściowo Degerby (z 12 do 29). Są to wodowskazy wyeksponowane na napływ przeważających zachodnich mas powietrza, które podnoszą poziom wody w Bałtyku, zwłaszcza na wschodnich wybrzeżach. Z kolei najniższe przyrosty (około 1/3 początkowej liczby godzin poziomów wysokich) zanotowały stacje w Cieśninach Duńskich.

Tabela 6.2. Tendencje rocznej liczby godzin z wysokimi poziomami morza ≥ 70 cm względem zera NAP odczytane z linii trendu dla stacji wodowskazowych Morza Bałtyckiego na początku i końcu okresu 1960–2010 (lub okresu zbliżonego)

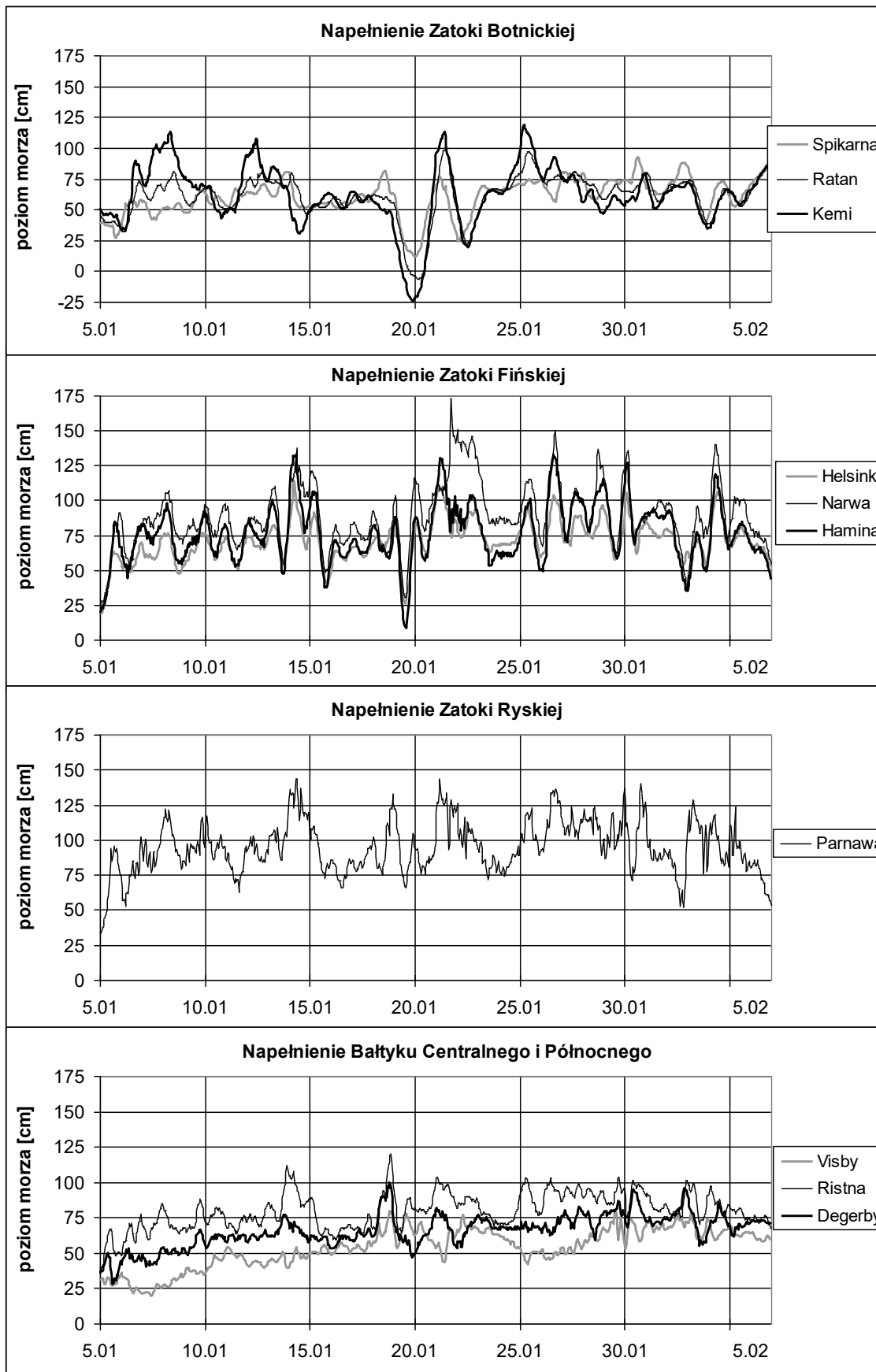
| Wodowskaz | Wieloletni wzrost liczby godzin z wysokimi poziomami morza | Wodowskaz | Wieloletni wzrost liczby godzin z wysokimi poziomami morza |
|--|--|---------------------------|--|
| Cieśniny Duńskie, Skagerrak, Kattegat | | | |
| Smögen | 25→50 | Korsør ¹ | 26→30 |
| Frederikshavn ² | 28→38 | Hornbaeæk ³ | 66→94 |
| Aarhus ⁴ | 39→57 | Klagshamn | 9→20 |
| Bałtyk Zachodni | | | |
| Fynshav ⁵ | 67→76 | Wismar | 52→85 |
| Warnemünde ⁶ | 40→71 | Gedser | 59→100 |
| Sassnitz | 26→45 | Greifswald ⁷ | 50→96 |
| Świnoujście | 23→69 | Skanör | 20→29 |
| Bałtyk Południowy | | | |
| Kungsholmsfort | 13→21 | Kołobrzeg ⁸ | 33→68 |
| Ustka | 27→61 | Władysławowo ⁹ | 18→63 |
| Gdańsk | 30→96 | | |
| Bałtyk Centralny i Północny | | | |
| Oskarshamn | 6→9 | Sztokholm | 3→17 |
| Visby ¹⁰ | 2→4 | Degerby | 12→29 |
| Marviken | 6→8 | Hanko | 24→60 |
| Landsort | 3→12 | Ristna ¹¹ | 31→91 |
| Zatoka Ryska i Fińska | | | |
| Parnawa | 205→232 | Hamina | 98→203 |
| Helsinki | 55→105 | Narwa | 130→245 |
| Zatoka Botnicka | | | |
| Spikarna ¹² | 32→31 | Kemi | 142→228 |
| Ratan | 42→102 | Vaasa | 41→88 |
| Furuögrund | 53→138 | Mäntyluoto | 23→61 |

* pogrubiona czcionka oznacza istotność statystyczną na poziomie $\alpha=0,05$; 1. okres: 1972–2010, 2. okres: 1970–2010, 3. okres: 1960–2005, 4. okres: 1970–2010, 5. okres: 1969–2010, 6. okres: 1960–2006, 7. okres: 1963–2010, 8. okres: 1960–2009, 9. okres: 1962–2010, 10. okres: 1961–2010, 11. okres: 1962–2010, 12. okres: 1968–2010 – analogiczne okresy dla tych samych wodowskazów w tabelach: 6.3–6.6

Na wykresie przedstawiającym roczne liczby godzin z wysokimi poziomami morza (ryc. 6.2) wyraźnie odznacza się dla wodowskazów Bałtyku Centralnego i Północnego (Ristna) i zatok bałtyckich (Kemi, Spikarna, Hamina, Parnawa) rok 1983 jako posiadający najwyższe wartości z całej długości serii obserwacyjnej 1960–2010. Ta maksymalna liczba godzin z wysokimi poziomami wód wynikała z trwającego ponad miesiąc napełnienia Bałtyku, jakie miało miejsce w styczniu i lutym 1983 roku (ryc. 6.3).



Ryc. 6.2. Roczne liczby godzin z wysokimi poziomami morza (≥ 70 cm względem zera NAP) na wybranych wodowskazach i ich tendencje w wieloleciu 1960–2010 (lub w okresie zbliżonym)



Ryc. 6.3. Przykład napełnienia Morza Bałtyckiego w dniach 5 stycznia–5 lutego 1983 roku

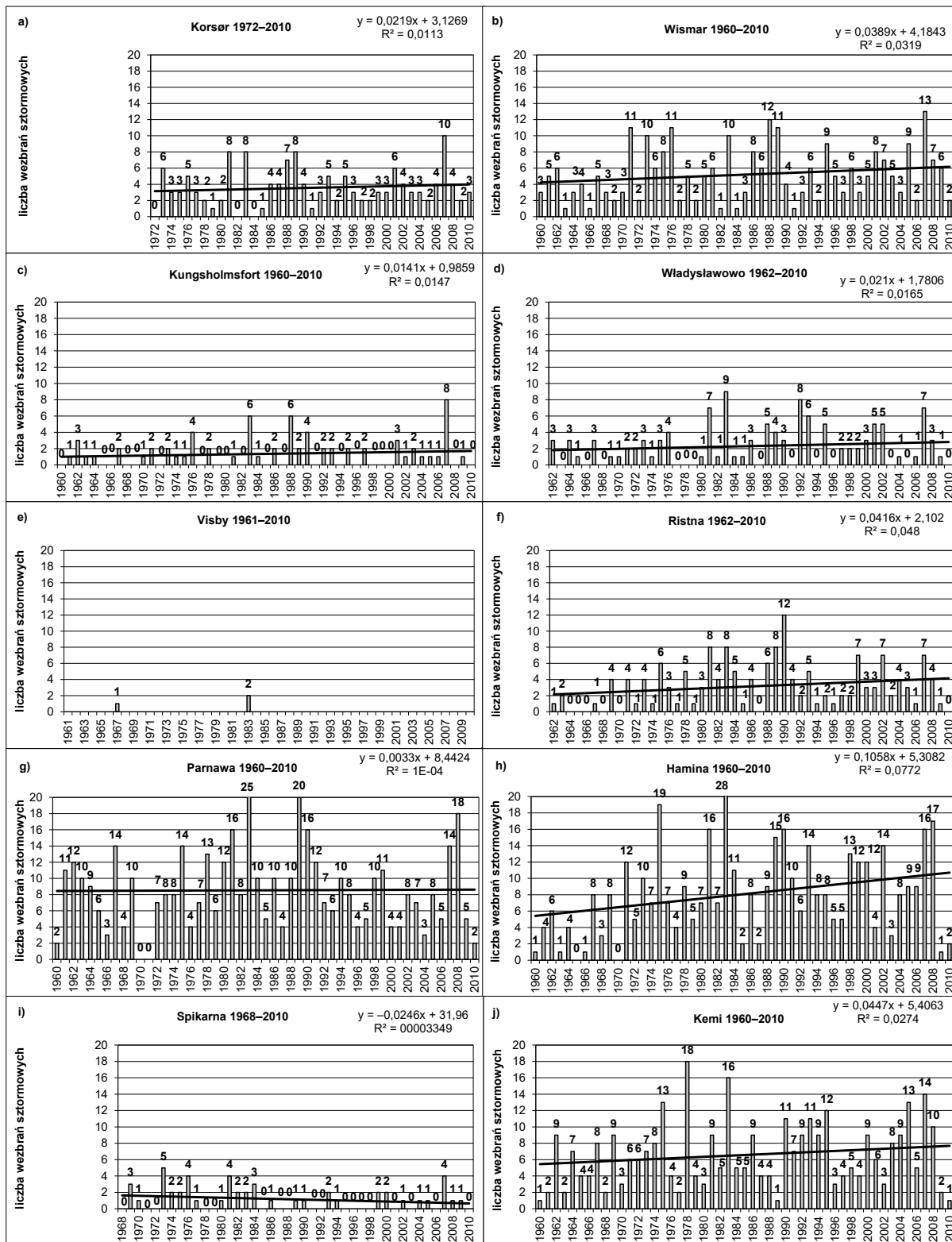
Napełnienie to powstało w wyniku długotrwałego utrzymywania się nad Europą strefowej cyrkulacji zachodniej. Zarówno koniec roku 1982, jak i początek 1983 były sztormowe, przeważały wiatry z kierunków zachodnich, co zapewniało wysokie poziomy wody w Bałtyku (Sztobryn, Stigge i in., 2005). Poziomy morza dla zatok oraz Bałtyku Północnego i Bałtyku Centralnego praktycznie utrzymywały się przez miesiąc w przedziale poziomów wysokich od 50 do 125 cm ponad zero NAP, a w przypadku Narwy (Zatoka Fińska) maksimum tego okresu osiągnęło wartość 173 cm (21 stycznia 1983). Szczegółową charakterystykę wezbrania sztormowego, które objęło cały Bałtyk w dniach 17–20.01.1983, przedstawiono w rozdziale 8.

Tendencję analogiczną do zmian czasu występowania wysokich poziomów morza wykazuje rozkład rocznej liczby wezbrań sztormowych w wieloleciu między 1960 a 2010 rokiem (tab. 6.3, ryc. 6.4). Jest to zrozumiałe, gdyż wezbrania sztormowe wiążą się z występowaniem wysokich poziomów morza. Dla większości wodowskazów na różnych wybrzeżach Bałtyku w okresie ostatnich 51 lat liczba wezbrań sztormowych systematycznie wzrasta (np. Aarhus z 6,2 do 8,9 średnio rocznie; Wismar z 4,2 do 6,2; Ristna z 2,14 do 4,14; Hamina z 5,4 do 10,7; Furuögrund z 1,7 do 4,4). Tylko dla pojedynczych stacji ze szwedzkiego wybrzeża Bałtyku Centralnego i Północnego nie wyznaczono regresji liniowej oraz tendencji zmian z uwagi na brak wezbrań lub pojedyncze ich wystąpienia podczas całego okresu obserwacyjnego, – np. stacja Visby (tab. 6.3, ryc. 6.4).

Tabela 6.3. Tendencje rocznej liczby wezbrań sztormowych dla stacji wodowskazowych Morza Bałtyckiego odczytane z linii trendu na początku i końcu okresu 1960–2010 (lub okresu zbliżonego)

| Wodowskaz | Wieloletni wzrost liczby wezbrań sztormowych | Wodowskaz | Wieloletni wzrost liczby wezbrań sztormowych |
|--|--|--------------|--|
| Cieśniny Duńskie, Skagerrak, Kattegat | | | |
| Smögen | 2,3→7,1 | Korsør | 3,2→4,0 |
| Frederikshavn | 3,4→6,2 | Hornbæk | 4,2→7,0 |
| Aarhus | 6,2→8,9 | Klagshamn | 2,3→2,8 |
| Bałtyk Zachodni | | | |
| Fynshav | 6,3→7,2 | Wismar | 4,2→6,2 |
| Warnemünde | 3,3→5,6 | Gedser | 4,4→6,5 |
| Sassnitz | 2,5→2,9 | Greifswald | 4,1→5,3 |
| Świnoujście | 1,9→3,8 | Skanör | 2,0→3,6 |
| Bałtyk Południowy | | | |
| Kungsholmsfort | 1,0→1,7 | Kołobrzeg | 1,9→3,3 |
| Ustka | 1,3→2,3 | Władysławowo | 1,8→2,8 |
| Gdańsk | 1,3→3,0 | | |
| Bałtyk Centralny i Północny | | | |
| Oskarshamn | – | Sztokholm | – |
| Visby | – | Degerby | – |
| Marviken | – | Hanko | 1,5→1,5 |
| Landsort | – | Ristna | 2,14→4,14 |
| Zatoka Ryska i Fińska | | | |
| Parnawa | 8,7→9,9 | Hamina | 5,4→10,7 |
| Helsinki | 3,1→4,3 | Narwa | 6,8→12,8 |
| Zatoka Botnicka | | | |
| Spikarna | 1,6→0,7 | Kemi | 5,5→7,7 |
| Ratan | 1,7→2,7 | Vaasa | 1,5→1,7 |
| Furuögrund | 1,7→4,4 | Mäntyluoto | 0,7→1,7 |

*pogrubiona czcionka oznacza istotność statystyczną na poziomie $\alpha=0,05$



Ryc. 6.4. Roczne liczby wzebrań sztormowych na wybranych wodowskazach i ich tendencje w wieloletnim okresie 1960–2010 (lub w okresie zbliżonym)

Dalszym etapem badań wysokich poziomów była analiza maksymalnych rocznych poziomów morza w przebiegu wieloletnim za ostatnie 51 lat (w analizie wykorzystano tylko jeden najwyższy poziom morza z każdego roku obserwacji). Analiza ta wykazała stały wzrost wysokości maksimów poziomu morza na wybrzeżach bałtyckich w wieloleciu 1960–2010 (lub w okresie zbliżonym) (tab. 6.4). Tylko trzy wodowskazy spośród 37 (Sztokholm, Spikarna, Marviken) zarejestrowały nieznaczne tendencje spadkowe w wysokościach poziomów wód (od $-0,03$ do $-0,07$ $\text{cm}\cdot\text{rok}^{-1}$). Mimo braku istotności statystycznej dla znacznej części wodowskazów na poziomie $\alpha=0,05$ tak duża skala zjawiska świadczy o wiarygodności procesu stałego wzrostu maksimów rocznych. Generalnie uśredniony wzrost najwyższych rocznych poziomów wód na stacjach wodowskazowych Bałtyku wyniósł $0,3$ $\text{cm}\cdot\text{rok}^{-1}$. Największe tempo wzrostu przypadło na wodowskaz Ristna $1,02$ $\text{cm}\cdot\text{rok}^{-1}$ w Bałtyku Północnym. Na stacjach zatokowych (Zatoka Fińska, Zatoka Botnicka, Zatoka Ryska, Zatoka Meklemburska) przeważało tempo wzrostu wysokości powyżej średniej, czyli powyżej $0,3$ $\text{cm}\cdot\text{rok}^{-1}$.

Tabela 6.4. Wzrost wysokości maksymalnych rocznych poziomów morza dla stacji wodowskazowych Morza Bałtyckiego wyznaczony z linii trendu na początku i końcu okresu 1960–2010 (lub okresu zbliżonego)

| Wodowskaz | Trend [$\text{cm}\cdot\text{rok}^{-1}$] | Wzrost wysokości maksymalnych rocznych poziomów morza [cm] | Wodowskaz | Trend [$\text{cm}\cdot\text{rok}^{-1}$] | Wzrost wysokości maksymalnych rocznych poziomów morza [cm] |
|--|--|--|--------------|--|--|
| Cieśniny Duńskie, Skagerrak, Kattegat | | | | | |
| Smögen | 0,37 | 89→107 | Korsør | 0,33 | 91→104 |
| Frederikshavn | 0,13 | 103→108 | Hornbæk | 0,10 | 117→121 |
| Aarhus | 0,47 | 103→122 | Klagshamn | 0,15 | 89→96 |
| Bałtyk Zachodni | | | | | |
| Fynshav | 0,42 | 112→129 | Wismar | 0,46 | 113→136 |
| Warnemünde | 0,18 | 104→112 | Gedser | 0,36 | 104→122 |
| Sassnitz | 0,23 | 88→100 | Greifswald | 0,33 | 107→122 |
| Świnoujście | 0,37 | 88→107 | Skanör | 0,24 | 84→96 |
| Bałtyk Południowy | | | | | |
| Kungsholmsfort | 0,14 | 75→82 | Kołobrzeg | 0,13 | 93→99 |
| Ustka | 0,39 | 81→101 | Władysławowo | 0,51 | 78→103 |
| Gdańsk | 0,45 | 81→103 | | | |
| Bałtyk Centralny i Północny | | | | | |
| Oskarshamn | 0,1 | 65→70 | Sztokholm | $-0,03$ | 66→64 |
| Visby | 0,01 | 54→54 | Degerby | 0,15 | 66→74 |
| Marviken | $-0,07$ | 63→59 | Hanko | 0,22 | 77→87 |
| Landsort | 0,1 | 58→63 | Ristna | 1,02 | 89→140 |
| Zatoka Ryska i Fińska | | | | | |
| Parnawa | 0,32 | 149→165 | Hamina | 0,7 | 103→158 |
| Helsinki | 0,44 | 85→107 | Narwa | 0,48 | 134→158 |
| Zatoka Botnicka | | | | | |
| Spikarna | $-0,06$ | 79→76 | Kemi | 0,29 | 119→134 |
| Ratan | 0,40 | 77→97 | Vaasa | 0,47 | 75→98 |
| Furuögrund | 0,29 | 88→103 | Mäntyluoto | 0,37 | 71→89 |

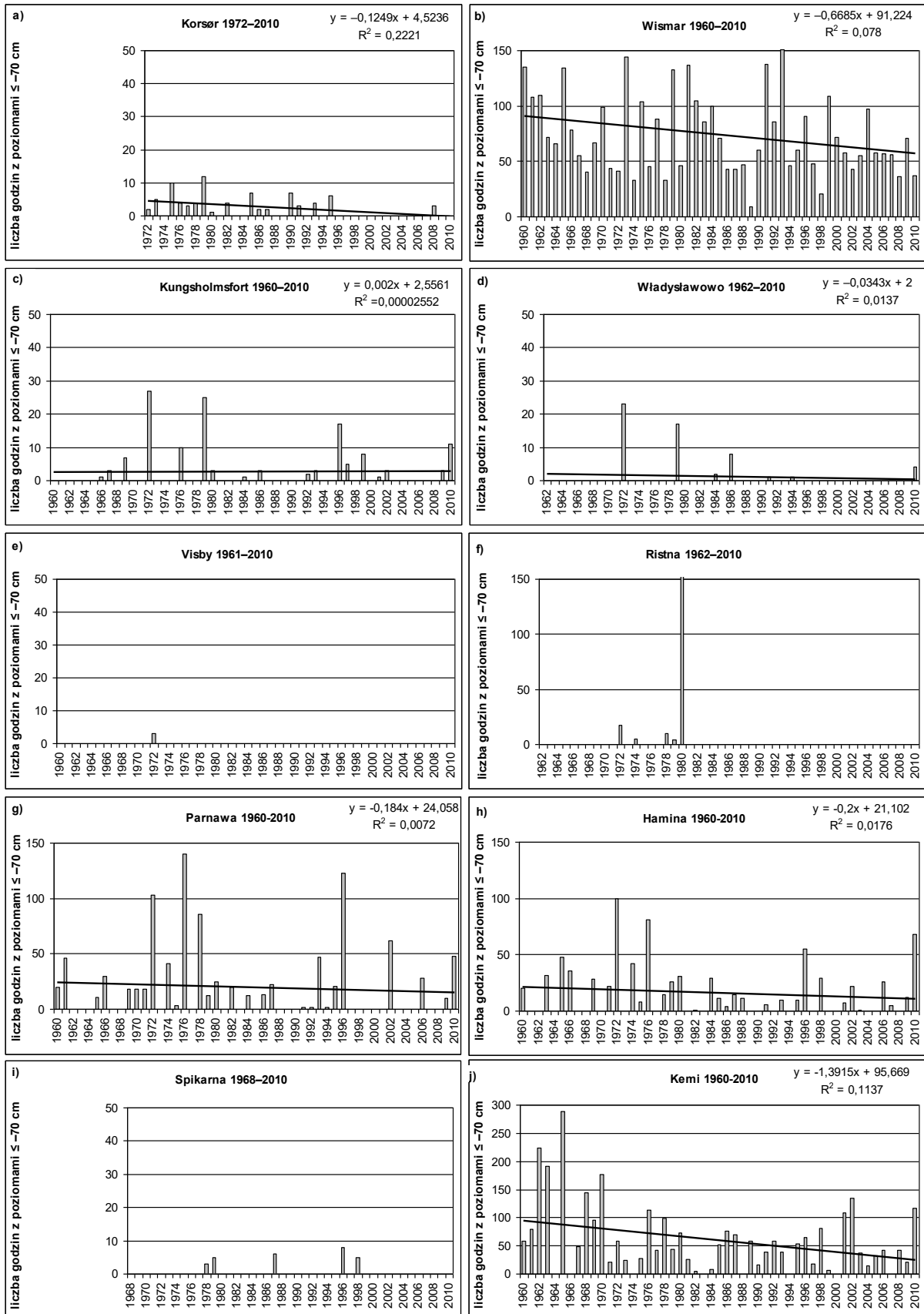
*pogrubiona czcionka oznacza istotność statystyczną na poziomie $\alpha=0,05$

Wydłużenie czasu występowania wysokich poziomów morza, wzrost liczby wezbrań sztormowych, a także wzrostowa tendencja w wysokości maksymalnych rocznych poziomów wód mogą świadczyć o wpływie nasilającej się cyrkulacji zachodniej i czynnika wiatrowego na poziomy Bałtyku w analizowanym wieloleciu. Argumenty za nasilającą się cyrkulacją zachodnią, wzrostem aktywności cyklonicznej i częstotliwości zachodnich mas powietrza w ostatnim półwieczu zaprezentowano w podrozdziale 2.4 i 2.5 oraz na ryc. 2.6. Natomiast zależności pomiędzy poziomami Bałtyku a cyrkulacją atmosfery przedstawiono w rozdziale 7 i 8 pracy.

6.2.2. Analizy zmian niskich poziomów morza

Wieloletnie zmiany w rocznej liczbie godzin z niskimi poziomami morza w okresie 1960–2010 nie posiadają takiej regularności i nie wykazują tych samych prawidłowości w wieloleciu jak poziomy wysokie (tab. 6.5, ryc. 6.5). Wynika to z faktu znacznie rzadszego występowania niskich poziomów wód (≤ -70 cm względem NAP) w porównaniu z występowaniem poziomów wysokich (≥ 70 cm względem NAP). Ta asymetria jest spowodowana przewagą zachodniej cyrkulacji atmosferycznej w rejonie Bałtyku, która nasila się zwłaszcza w okresie jesienno-zimowym. Wtedy to zachodnie masy powietrza wpychają wody do Bałtyku przez Cieśniny Duńskie, podnosząc poziomy morza w całym akwenie (tzw. napełnienie Bałtyku). Niskie poziomy morza ≤ -70 cm pojawiają się wyłącznie podczas przejścia głębokich niżów barycznych jako ujemna faza wezbrania sztormowego oraz lokalnie przy silnych odlądowych wiatrach (tzw. obniżenia sztormowe). Warto w tym miejscu zauważyć, iż na Bałtyku zdarzają się również niskie poziomy morza wywołane wschodnią cyrkulacją atmosfery. Są one często długotrwałe i nie tak głębokie, jak te związane z obniżeniem sztormowym (uwarunkowania występowania ekstremalnych poziomów wód opisano w rozdziale 3).

W bieżącej analizie stwierdzono niewielką liczbę godzin z niskimi poziomami morza (≤ -70 cm względem NAP) na Bałtyku właściwym (Bałtyk Południowy, Centralny i Północny), co wpłynęło na brak określenia tendencji w tym obszarze. Jedynie w akwenie Cieśnin Duńskich i Kattegatu oraz w obszarze wewnętrznych części zatok bałtyckich obserwuje się wyraźną tendencję spadkową w liczbie godzin z niskimi poziomami morza w wieloleciu 1960–2010 (tab. 6.5). Blisko dwukrotnie lub więcej spadła liczba godzin z niskimi poziomami wód w Zatoce Aarhus (Aarhus – z 12 do 5), w Fynshav (z 83 do 40), w Zatoce Wismarskiej (Wismar – z 91 do 57), w Zatoce Parnawskiej (Parnawa – z 24 do 15), w Zatoce Fińskiej (Hamina – z 21 do 11, Narwa – z 21 do 4) oraz w Botniku Północnym (Furuögrund – z 38 do 3, Kemi – z 94 do 25). Duża skala spadków i szeroki zakres występowania zjawiska uwiarygodniają tendencje spadkowe w liczbie godzin z niskimi poziomami morza dla Bałtyku, mimo iż związki regresji liniowej nie są w znacznej części istotne statystycznie na poziomie $\alpha = 0,05$.



Ryc. 6.5. Roczne liczby godzin z niskimi poziomami morza (≤ -70 cm względem zera NAP) na wybranych wodowskazach i ich tendencje w wieloleciu 1960–2010 (lub w okresie zbliżonym)

Tabela 6.5. Tendencje rocznej liczby godzin z niskimi poziomami morza ≤ -70 cm względem zera NAP odczytane z linii trendu dla stacji wodowskazowych Morza Bałtyckiego na początku i końcu okresu 1960–2010 (lub okresu zbliżonego).

| Wodowskaz | Wieloletni spadek liczby godzin z niskimi poziomami morza | Wodowskaz | Wieloletni spadek liczby godzin z niskimi poziomami morza |
|--|---|--------------|---|
| Cieśniny Duńskie, Skagerrak, Kattegat | | | |
| Smögen | 4→3 | Korsør | 4→0 |
| Frederikshavn | 17→9 | Hornbæk | 21→7 |
| Aarhus | 12→5 | Klagshamn | 7→7 |
| Bałtyk Zachodni | | | |
| Fynshav | 83→40 | Wismar | 91→57 |
| Warnemünde | 37→28 | Gedser | 32→33 |
| Sassnitz | 12→12 | Greifswald | 28→23 |
| Świnoujście | 16→14 | Skanör | - |
| Bałtyk Południowy | | | |
| Kungsholmsfort | 3→3 | Kołobrzeg | 3→0 |
| Ustka | 4→1 | Władysławowo | 2→0 |
| Gdańsk | - | | |
| Bałtyk Centralny i Północny | | | |
| Oskarshamn | 1→0 | Sztokholm | - |
| Visby | - | Degerby | - |
| Marviken | - | Hanko | - |
| Landsort | - | Ristna | - |
| Zatoka Ryska i Fińska | | | |
| Parnawa | 24→15 | Hamina | 21→11 |
| Helsinki | 4→4 | Narwa | 21→4 |
| Zatoka Botnicka | | | |
| Spikarna | - | Kemi | 94→25 |
| Ratan | 15→7 | Vaasa | 4→2 |
| Furuögrund | 38→3 | Mäntyluoto | - |

*pogrubiona czcionka oznacza istotność statystyczną na poziomie $\alpha=0,05$

Dalszą częścią badań niskich poziomów wód Bałtyku była analiza zmian minimalnych rocznych poziomów morza w przebiegu wieloletnim między 1960 a 2010 rokiem (do analizy zastosowano tylko jeden najniższy poziom z każdego roku). Wieloletnie zmiany w wysokości najniższych rocznych poziomów morza nie wykazują wyraźnej tendencji, tak jak w przypadku poziomów maksymalnych (tab. 6.6). Na 37 analizowanych wodowskazów 14 z nich ma niewielkie tendencje ujemne (od $-0,01\text{cm}\cdot\text{rok}^{-1}$ w Oskarshamn [Bałtyk Centralny] do $-0,28\text{cm}\cdot\text{rok}^{-1}$ w Gedser [Bałtyk Zachodni]), co świadczy o pogłębieniu się minimalnych rocznych poziomów morza w tych stacjach wodowskazowych. Dla pozostałych 23 stacji wodowskazowych występują tendencje dodatnie, czyli wypływanie się najniższych rocznych poziomów morza w wieloleciu. Największe tempo tego procesu wystąpiło w Kattegacie dla wodowskazu Aarhus i wyniosło $0,53\text{cm}\cdot\text{rok}^{-1}$, co przekłada się na wzrost minimalnych poziomów wód średnio z -98cm do -76cm w analizowanym wieloleciu. Taka niejednoznaczność tendencji w wysokości najniższych rocznych poziomów morza sugeruje, że wpływ na wysokości niskich poziomów morza mogą mieć uwarunkowania lokalne.

Tabela 6.6. Zmiany w wysokości minimalnych rocznych poziomów morza dla stacji wodowskazowych Morza Bałtyckiego odczytane z linii trendu na początku i końcu okresu 1960–2010 (lub okresu zbliżonego)

| Wodowskaz | Trend [cm·rok ⁻¹] | Zmiana wysokości minimalnych rocznych poziomów morza [cm] | Wodowskaz | Trend [cm·rok ⁻¹] | Zmiana wysokości minimalnych rocznych poziomów morza [cm] |
|--|-------------------------------|---|--------------|-------------------------------|---|
| Cieśniny Duńskie, Skagerrak, Kattegat | | | | | |
| Smögen | 0,15 | -72→-64 | Korsør | 0,41 | -75→-59 |
| Frederikshavn | 0,22 | -84→-75 | Hornbæk | 0,41 | -96→-77 |
| Aarhus | 0,53 | -98→-76 | Klagshamn | 0,09 | -79→-75 |
| Bałtyk Zachodni | | | | | |
| Fynshav | -0,05 | -110→-112 | Wismar | -0,18 | -112→-121 |
| Warnemünde | -0,12 | -97→-103 | Gedser | -0,28 | -97→-111 |
| Sassnitz | -0,10 | -83→-88 | Greifswald | -0,07 | -93→-96 |
| Świnoujście | 0,02 | -81→-80 | Skanör | -0,25 | -80→-93 |
| Bałtyk Południowy | | | | | |
| Kungsholmsfort | -0,06 | -63→-66 | Kołobrzeg | 0,30 | -74→-59 |
| Ustka | 0,08 | -60→-56 | Władysławowo | 0,29 | -61→-47 |
| Gdańsk | 0,23 | -56→-44 | | | |
| Bałtyk Centralny i Północny | | | | | |
| Oskarshamn | -0,01 | -50→-50 | Sztokholm | 0,09 | -47→-43 |
| Visby | 0,03 | -43→-41 | Degerby | 0,22 | -50→-39 |
| Marviken | -0,12 | -40→-45 | Hanko | 0,06 | -49→-46 |
| Landsort | 0,11 | -46→-40 | Ristna | 0,03 | -4→-41 |
| Zatoka Ryska i Fińska | | | | | |
| Parnawa | 0,30 | -68→-53 | Hamina | -0,14 | -71→-78 |
| Helsinki | 0,18 | -64→-56 | Narwa | 0,25 | -67→-55 |
| Zatoka Botnicka | | | | | |
| Spikarna | 0,05 | -56→-53 | Kemi | -0,01 | -88→-89 |
| Ratan | 0,08 | -72→-68 | Vaasa | -0,05 | -60→-63 |
| Furuögrund | 0,27 | -82→-69 | Mäntyluoto | -0,04 | -51→-53 |

*pogrubiona czcionka oznacza istotność statystyczną na poziomie $\alpha=0,05$

6.2.3. Ogólne tendencje zmian w ekstremalnych poziomach morza

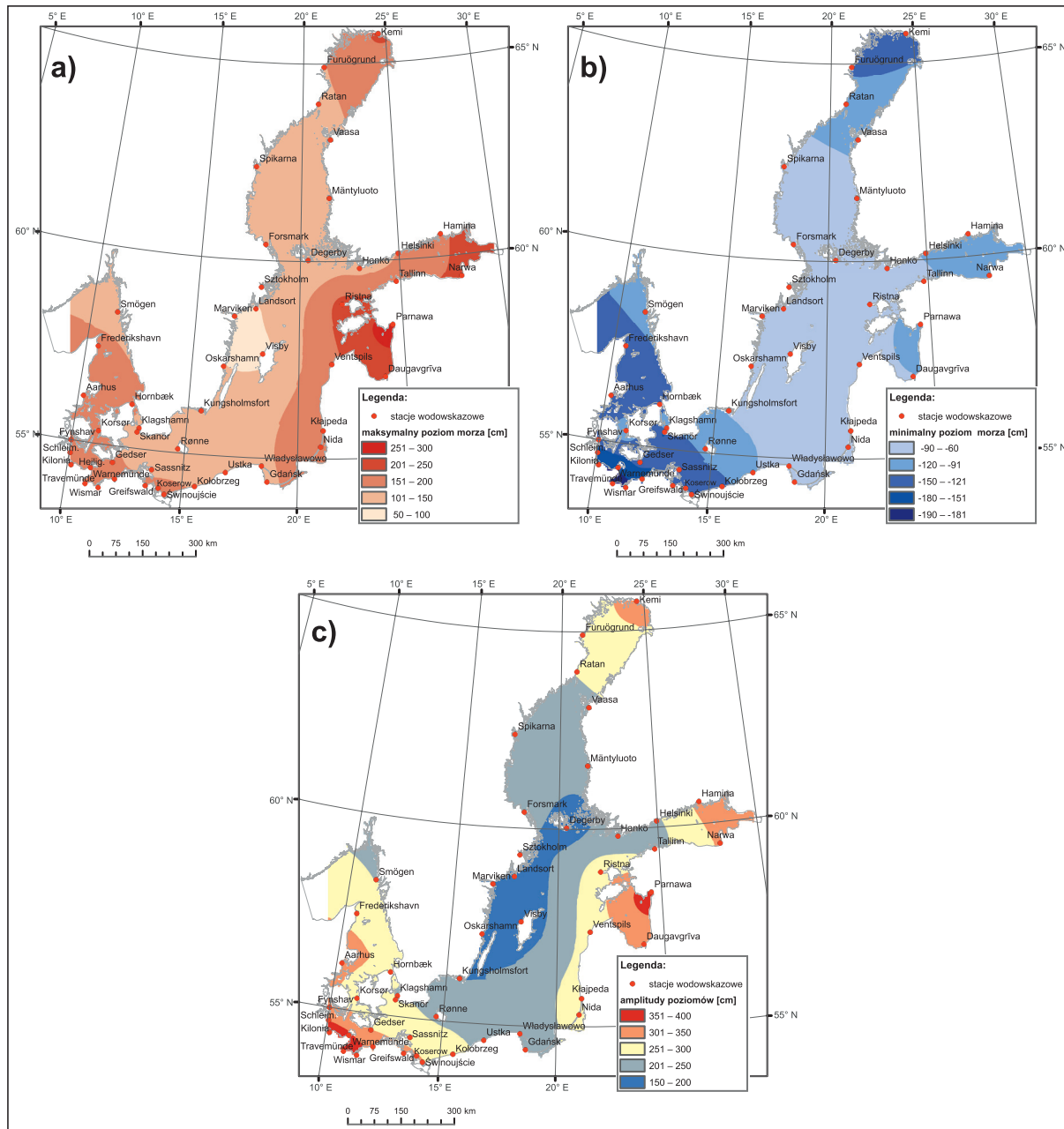
Powyższe analizy wykazały z jednej strony istnienie wyraźnego procesu wzrostu czasu (liczby godzin) występowania wysokich poziomów morza (≥ 70 cm względem NAP), wzrostu częstości wezbrań sztormowych, a także wzrostu wysokości maksymalnych rocznych poziomów morza w wieloleciu. Z drugiej strony zaobserwowano spadek liczby godzin z niskimi poziomami morza (≤ -70 cm względem NAP), a także niejednoznaczne tendencje w zmianach wysokości minimalnych rocznych poziomów morza. Główną przyczyną takiego obrazu zmian jest intensyfikacja spływu mas powietrza z kierunku północno-zachodniego, czyli nasilająca się cyrkulacja zachodnia w analizowanym wieloleciu 1960–2010, podczas gdy przeciwny kierunek adwekcji, który sprzyja obniżaniu poziomu morza, występuje w tym okresie znacznie rzadziej (ryc.2.6, podr. 2.4 i 2.5). Ta interpretacja znajduje swoje uzasadnienie w wielu pracach badawczych. Heyen i in. (1996) znaleźli silne związki pomiędzy anomaliami pola ciśnienia nad północnym Atlantykiem a anomaliami poziomu morza dla 23 wodowskazów położonych wzdłuż wybrzeży bałtyckich. Według Suursaara i Sooäär (2007) nadmierny wzrost w maksimach estońskich wód przybrzeżnych ($3,5\text{--}11,2$ mm·rok⁻¹) mógłby być wyjaśniony przez miejscową odpowiedź poziomu morza na zmieniający się regionalny klimat wiatru. Cały ten wzrost przypada na zimowe półrocze

od listopada do marca i jest w zgodności z podobnymi trendami NAO i trendami w występowaniu sztormowości w tym okresie. Johansson i in. (2001) wykazali, że maksima poziomów morza wzdłuż fińskiego wybrzeża wzrosły znacząco w okresie 1922–1999. Wzrost ten jest proporcjonalnie największy w węzłowych obszarach specyficznych oscylacji Bałtyku (wodowskazy Rauma, Turku w Botniku Południowym) i wynosi od 2,4 do 2,8 mm·rok⁻¹. Natomiast za zwiększone trendy (tempo 1,9–2,9 mm·rok⁻¹) maksimów poziomu wód wodowskazów położonych w końcówkach zatok (Kemi, Oulu – Botnik Północny, Hamina – Zatoka Fińska) odpowiadają według autorów „lokalne sztormy”. Z kolei Hünicke i in. (2006) ustalili, iż wzrost poziomu morza na stacjach nadbałtyckich w latach 80. XX wieku korespondował ze wzrostem średniej temperatury, sumy opadów oraz ciśnienia w całym sektorze północnoatlantycko-europejskim. Według Miętusa i in. (2004) wzrost intensywności i stabilności spływu zachodnich mas powietrza powoduje, że wody z większą siłą są wypychane przez cieśniny do Bałtyku, a znacznie rzadziej zachodzi sytuacja odwrotna (wypychanie wód). W ten sposób rośnie okresowo napełnienie basenu Bałtyku (określone przez ilość wody) oraz systematycznie podnosi się poziom morza na polskim wybrzeżu. Jakusik i in. (2010) uznają, że za wzrost średniego i maksymalnego poziomu morza na południowym Bałtyku w 50% odpowiadają zmiany w lokalnej cyrkulacji atmosferycznej, a w około 30% zmiany regionalnego pola barycznego. Rotnicki i Borzyszkowska (1999) uważają, że za częstsze występowanie poziomów wysokich (wezbrań i piętrzeń sztormowych) na polskim wybrzeżu Bałtyku odpowiadają dwie przyczyny: wzrost średniego poziomu morza (czyli pośrednio przyczyny globalne) oraz zmiany w cyrkulacji atmosferycznej polegające na zmianie częstości pojawiania się określonych układów cyrkulacyjnych (bezpośrednie przyczyny). Te dwa procesy stanowią swoiste sprzężenie zwrotne polegające na tym, że wzrost poziomu morza zwiększa częstość spiętrzeń sztormowych, a z drugiej strony wzrost spiętrzeń sztormowych wywołanych zmianami cyrkulacji atmosferycznej wpływa na wzrost średniego poziomu morza. W rozważaniach nad ekstremalnymi poziomami wód Morza Bałtyckiego należy pamiętać, iż akwen ten jest połączony z oceanem światowym przez Morze Północne. Według ostatniego, piątego raportu IPCC (2013) oraz ostatnich prac badawczych (Menéndez, Woodworth, 2010; Pugh, Woodworth, 2014) wynika, że przyczyną wzrostu ekstremalnych poziomów morza na świecie jest głównie (choć nie jest to jedyna przyczyna) wzrost średniego poziomu morza (MSL). Dominujące tryby zmienności klimatu, szczególnie ENSO i NAO, też mają możliwy do zmierzenia wpływ na ekstrema poziomu morza i aktywność sztormową w wielu regionach (Lowe i in., 2010; Walsh i in., 2011; Vermaire i in., 2013) (o wzroście aktywności cyklonicznej i częstotliwości zachodnich mas powietrza pisano już w podrozdziale 2.4 i 2.5 niniejszej monografii). Szereg badań prognozuje wzrost liczby wezbrań sztormowych oraz ich intensywności w Europie, a w szczególności w Wielkiej Brytanii i Skandynawii (Bengtsson i in., 2006; Lozano i in., 2004; Fischer-Bruns i in., 2005). Badania Sztobryn, Stigge i in. (2005) oraz badania w ramach projektu KLIMAT (2011) potwierdzają tę tendencję dla południowych wybrzeży Bałtyku. Długoterminowe zapisy poziomu morza w całej Europie pokazują również oznaki rosnącej tendencji w częstotliwości ekstremalnych poziomów morza (Bouligand, Pirazzoli, 1999; Woodworth, Blackman, 2002).

6.3. Geograficzny wzorzec rozmieszczenia ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego

W charakterystyce ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego, obok tendencji ich występowania, niezwykle ważnym zagadnieniem jest geograficzna lokalizacja maksymalnych i minimalnych poziomów wód. W bieżącej analizie dokonano wizualizacji rozmieszczenia ekstremalnych poziomów wód, które wystąpiły podczas wielolecia między 1960 a 2010 rokiem na stacjach wo-

dowskazowych wzdłuż wybrzeży Bałtyku (ryc. 6.6a, 6.6b). Stworzono tzw. modele izopowierzchni wysokości zarówno najwyższych, jak i najniższych poziomów morza, wyznaczone z rzeczywistych, obserwowanych wartości podczas analizowanego 51-letniego okresu. Trzecia wizualizacja jest pochodną dwóch wcześniejszych i przedstawia wielkość amplitudy ekstremalnych poziomów morza (rozpiętość wahań) (ryc. 6.6c). Liczbowe zestawienie tych ekstremów wraz z ich amplitudami oraz wartościami absolutnymi (historycznie najwyższe i najniższe poziomy morza od początku prowadzenia obserwacji) przedstawiono w tabeli 6.7. Zobrazowanie rozkładu ekstremalnych poziomów wód daje możliwość sprawdzenia, które z wybrzeży Bałtyku są bardziej narażone na erozję brzegu, zalewanie strefy przybrzeżnej, a które z wybrzeży są mniej narażone na te niebezpieczne procesy.



Ryc. 6.6. Model izopowierzchni – topografia powierzchni Morza Bałtyckiego (Wolski i in., 2014 – zmienione): a) z najwyższych poziomów morza z okresu 1960–2010, b) z najniższych poziomów morza z okresu 1960–2010, c) z rozpiętości poziomów morza (amplitud) morza z okresu 1960–2010 (poziomy morza względem zera NAP)

Tabela 6.7. Najwyższe i najniższe poziomy morza analizowanych wodowskazów Morza Bałtyckiego z okresu 1960–2010 oraz ich poziom absolutny (poziom odniesienia względem zera NAP) (źródło: materiał badawczy pracy oraz dane z prac opublikowanych: Locja Cieśnin Bałtyckich, 1977, 1978; Højvandsstatistikker, 2007; Majewski, 1983, 1986; Majewski, Dziadziuszko, 1985; MBLU, 1995; Koppe, 2002; Hupfer i in., 2003; Averkiev, Klevany, 2010; Tammets, 2012; FMI, 2014b; SMHI, 2014).

| Wodowskaz | Najwyższy poziom morza w okresie 1960–2010 [cm] | Najwyższy absolutny poziom morza [cm] | Najniższy poziom morza w okresie 1960–2010 [cm] | Najniższy absolutny poziom morza [cm] | Wartość amplitudy w okresie 1960–2010 [cm] |
|--|---|---------------------------------------|---|---------------------------------------|--|
| Cieśniny Duńskie, Skagerrak, Kattegat | | | | | |
| Smögen | 135 (16.10.1987) | 150 (1920 r.) | -114 (3.01.1976) | -114 | 249 |
| Frederikshavn | 162 (1.01.1978) | 162 | -130 (3.01.1976) | -130 | 292 |
| Aarhus | 165 (7.11.1985) | 165 | -154 (6.11.1985) | -154 | 319 |
| Korsør | 163 (1.11.2006) | 163 | -102 (6.11.1985) | -102 | 265 |
| Hornbæk | 166 (6.11.1985) | 175 (1922 r.) | -132 (5.11.1970) | -132 | 298 |
| Klagshamn | 130 (29.11.1988) | 133 (1934 r.) | -101 (30.01.1987) | -101 | 231 |
| Bałtyk Zachodni | | | | | |
| Fynshav | 182 (4.11.1995) | 182 | -139 (21.12.2001) | -139 | 321 |
| Skanör | 133 (11.04.1997) | 133 | -154 (1.12.1999) | -158 (2013 r.) | 287 |
| Wismar | 198 (3.11.1995) | 280 (1872 r.) | -190 (4.12.1999) | -191 (1911) | 388 |
| Warnemünde | 158 (3.11.1995) | 243 (1872 r.) | -170 (18.10.1967) | -170 | 328 |
| Gedser | 160 (21.02.2002) | 187 (1913 r.) | -141 (18.10.1967) | -158 (1911 r.) | 301 |
| Sassnitz | 133 (17.01.1992) | 209 (1904 r.) | -137 (4.12.1999) | -146 (1939 r.) | 270 |
| Greifswald | 176 (3.11.1995) | 264 (1872 r.) | -151 (24.11.1981) | -189 (1911 r.) | 327 |
| Świnoujście | 169 (4.11.1995) | 196 (1874 r.) | -134 (18.10.1967) | -134 | 303 |
| Bałtyk Południowy | | | | | |
| Kołobrzeg | 147 (29.11.1988) | 222 (1872 r.) | -130 (4.11.1979) | -130 | 277 |
| Ustka | 140 (23.11.2004) | 168 (1898 r.) | -91 (4.11.1979) | -104 (1897 r.) | 231 |
| Władysławowo | 144 (23.11.2004) | 144 | -88 (4.11.1979) | -88 | 232 |
| Kungsholmsfort | 110 (16.11.2001) | 133 (1914 r.) | -89 (15.02.1996) | -94 (1887 r.) | 199 |
| Gdańsk | 144 (23.11.2004) | 164 (1843 r.) | -86 (4.11.1979) | -105 (1887 r.) | 230 |
| Bałtyk Centralny | | | | | |
| Oskarshamn | 101 (18.01.1983) | 101 | -82 (12.03.1972) | -82 | 183 |
| Visby | 85 (18.10.1967) | 90 (1872 r.) | -72 (12.03.1972) | -72 | 157 |
| Marviken | 95 (18.01.1983) | 95 | -72 (12.03.1972) | -72 | 167 |
| Bałtyk Północny | | | | | |
| Landsort | 96 (18.01.1983) | 96 | -70 (12.03.1972) | -70 | 166 |
| Sztokholm | 117 (18.01.1983) | 117 | -69 (12.03.1972) | -69 | 186 |
| Degerby | 102 (14.01.2007) | 102 | -73 (20.05.1966) | -73 | 175 |
| Hanko | 132 (9.01.2005) | 132 | -79 (28.01.2010) | -79 | 211 |
| Ristna | 220 (9.01.2005) | 220 | -66 (28.03.1980) | -66 | 286 |
| Zatoka Botnicka | | | | | |
| Spikarna | 129 (14.01.1984) | 129 | -74 (31.01.1998) | -74 | 203 |
| Mäntyluoto | 132 (14.01.1984) | 132 | -76 (31.01.1998) | -80 (1934 r.) | 208 |
| Vaasa | 144 (14.01.1984) | 144 | -98 (31.01.1998) | -100 (1929 r.) | 242 |
| Ratan | 142 (23.02.2002) | 142 | -110 (26.02.1971) | -122 (1912 r.) | 252 |
| Furuögrund | 148 (14.01.1984) | 148 | -123 (26.02.1971) | -123 | 271 |
| Kemi | 201 (22.09.1982) | 201 | -123 (31.01.1998) | -125 (1923 r.) | 324 |

| Wodowskaz | Najwyższy poziom morza w okresie 1960–2010 [cm] | Najwyższy absolutny poziom morza [cm] | Najniższy poziom morza w okresie 1960–2010 [cm] | Najniższy absolutny poziom morza [cm] | Wartość amplitudy w okresie 1960–2010 [cm] |
|----------------------|---|---------------------------------------|---|---------------------------------------|--|
| Zatoka Fińska | | | | | |
| Helsinki | 151 (9.01.2005) | 151 | -93 (28.01.2010) | -93 | 244 |
| Hamina | 197 (9.01.2005) | 197 | -115 (28.01.2010) | -116 (1928 r.) | 312 |
| Narwa | 207 (9.01.2005) | 215 (1924 r.) | -95 (30.01.1972) | -95 | 302 |
| Zatoka Ryska | | | | | |
| Parnawa | 288 (9.01.2005) | 288 | -112 (14.10.1976) | -112 | 400 |

Poziomy ekstremalne z okresu 1960–2010 dla poszczególnych wodowskazów w tabeli 6.7 zestawiono z ich poziomami absolutnymi, czyli z najwyższymi lub najniższymi poziomami morza, które zarejestrowano od początku istnienia pomiarów instrumentalnych. Na 37 analizowanych wodowskazów dla 22 z nich najwyższy poziom absolutny wystąpił w okresie 1960–2010. Z kolei najniższy poziom absolutny zarejestrowano w 23 wodowskazach analizowanego okresu. Największe różnice pomiędzy najwyższymi poziomami absolutnymi a najwyższymi z okresu 1960–2010 wyniosły ponad 80 cm, ale miały one miejsce tylko podczas największych wezbrań sztormowych, które wystąpiły na przełomie XIX i XX wieku u południowo-zachodnich wybrzeży Bałtyku (wezbrania z 1872, 1904 i 1913 r.). W pozostałych przypadkach analizowane różnice zawierały się od kilku do około 20 cm. Natomiast różnice pomiędzy najniższymi poziomami absolutnymi a najniższymi z okresu 1960–2010 nie były znaczne i przeważnie mieściły się w granicach kilku do kilkunastu centymetrów.

Największym wezbraniem z okresu 1960–2010 okazał się sztorm ze stycznia 2005 roku, podczas którego aż pięć z analizowanych wodowskazów osiągnęło swoje poziomy absolutne. Kolejne wielkie wezbrania wystąpiły w 1983, 1984 i 1995 roku. Powyższe dane świadczą o tym, że okres 1960–2010 jest reprezentatywny zarówno pod względem wysokości ekstremów, jak również dynamiki wystąpień ekstremalnych poziomów morza.

Zróznicowanie w rozmieszczeniu ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego wynika głównie (Wolski i in., 2014) z:

- różnych kierunków ekspozycji części wybrzeży Bałtyku względem adwekcji zachodnich mas powietrza i torów przemieszczających się układów niskiego ciśnienia,
- lokalizacji stacji wodowskazowych w stosunku do otwartych akwenów Morza Bałtyckiego (Bałtyk właściwy),
- charakterystyki batymetrycznej i morfologicznej poszczególnych odcinków strefy brzegowej.

Na podstawie analizy rozmieszczenia poziomów ekstremalnych za okres 1960–2010 w Morzu Bałtyckim (ryc. 6.6, tab. 6.7) nasuwają się następujące wnioski:

1. Stacje zatokowe znacznie oddalone od otwartych akwenów Morza Bałtyckiego, położone w obszarach o stosunkowo niewielkich głębokościach (10–20 m), będą charakteryzowały się znacznie wyższymi wartościami ekstremalnych poziomów wód (Zatoka Ryska z Zatoką Parnawską, Parnawa: 288 cm, -112 cm; Zatoka Fińska, Hamina: 197 cm, -115 cm; Zatoka Botnicka, Kemi: 201 cm, -123 cm; Zatoka Meklemburska, Wismar: 198 cm, -190 cm) niż stacje zlokalizowane bezpośrednio przy otwartych akwenach Bałtyku (Bałtyk Północny, Degerby: 102 cm, -73 cm; Landsort: 95 cm, -70 cm; Bałtyk Południowy, Kungsholmsfort: 110 cm, -89 cm).
2. Zaobserwowano, iż wartości ekstremalne poziomów wód wzrastają w kierunku do wnętrza zatoki, co określa się mianem efektu zatokowego. Rozpiętość poziomów wód dla wodowskazów położonych w najbardziej lądowych (wewnętrznych) częściach zatok zawierała się w przedziale od 301 do 400 cm w okresie wielolecia 1960–2010 i amplitudy te były najwyższe na całym

Bałtyku. Z kolei najniższe zakresy wahań poziomów morza z wielolecia to obszary szwedzkich wybrzeży Bałtyku Centralnego i Północnego, a wysokości amplitud mieszczą się w tym obszarze w przedziale od 150 do 200 cm.

3. Zatoka Meklemburska i Kilońska są akwenami o najgłębszych obniżeniach sztormowych w Bałtyku (poziomy niższe od -150 cm), co może być związane z ich stosunkowo niewielkimi głębokościami (10–20 m) i wspomnianym efektem zatokowym.
4. Wybrzeża szwedzkie Bałtyku Centralnego i Bałtyku Północnego (Bałtyk właściwy) są wybrzeżami najmniej narażonymi na ekstremalne poziomy morza (wschodnia ekspozycja wybrzeża).

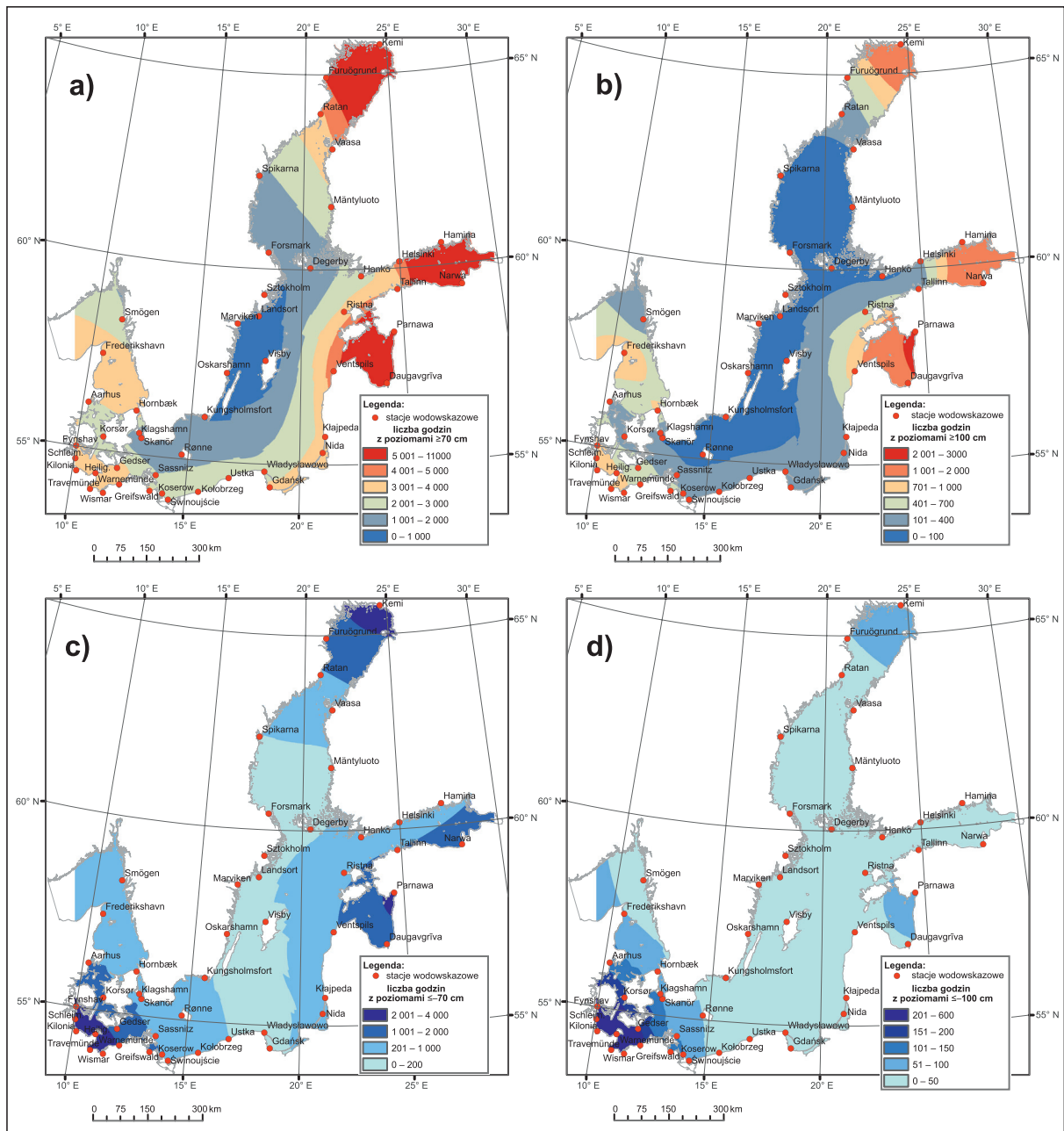
Kolejna część analiz dotyczy geograficznego rozkładu długości czasu występowania poziomów ekstremalnych na Morzu Bałtyckim w okresie 1960–2010. Zobrazowano rozmieszczenie sumarycznej liczby godzin z poziomami wysokimi ≥ 70 cm i bardzo wysokimi ≥ 100 cm względem NAP oraz liczby godzin z poziomami niskimi ≤ -70 cm i bardzo niskimi ≤ -100 cm względem NAP, za ten sam okres obserwacji (ryc. 6.7a, 6.7b).

Akweny o najdłuższym czasie występowania wysokich poziomów morza to wewnętrzne części zatok: Zatoki Botnickiej (Botnik Północny), Zatoki Fińskiej oraz Zatoki Ryskiej wraz z Zatoką Parnawską. Sumaryczna liczba godzin z poziomami wysokimi ≥ 70 cm w tych obszarach w wieloleciu 1960–2010 zawiera się w przedziale od 5001 do 11 000 godzin (co daje od 98 do 216 godzin średnio w roku), a liczba godzin z poziomami bardzo wysokimi ≥ 100 cm to zakres od 1001 do 2000 godzin (co daje od 20 do blisko 40 godzin średnio w roku) (ryc. 6.7a, 6.7b). Tylko Zatoka Parnawska miała w wieloleciu większą liczbę godzin z poziomami bardzo wysokimi – ponad 2000. Z kolei obszary o najkrótszym czasie występowania poziomów wysokich to szwedzkie wybrzeża Bałtyku Centralnego i Bałtyku Północnego, gdzie sumaryczna liczba godzin z poziomami ≥ 70 cm nie przekroczyła 1000 w wieloleciu (poniżej 20 godzin średnio w roku), a poziomów ≥ 100 cm praktycznie brak (ryc. 6.7a, 6.7b).

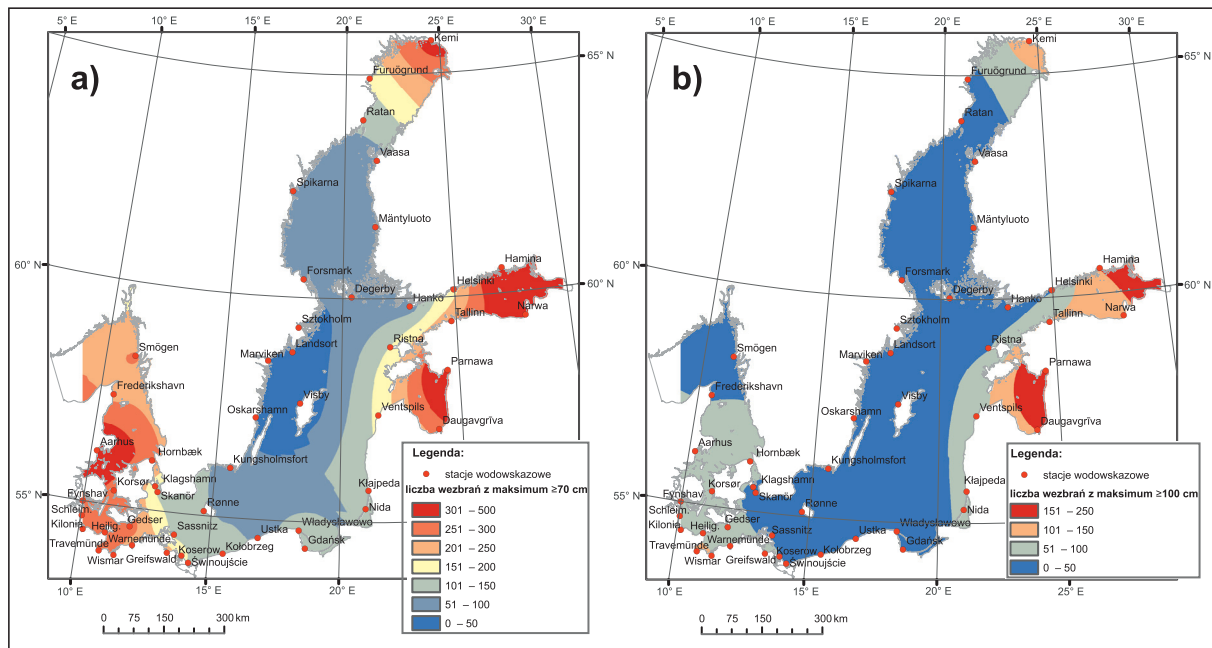
Geograficzny rozkład czasu występowania (liczby godzin) niskich poziomów morza (≤ -70 cm względem NAP) nieco różni się od czasu występowania wysokich poziomów na wybrzeżach Morza Bałtyckiego w okresie 1960–2010. Najdłuższy czas występowania niskich poziomów morza (zakres od 2001 do 4000 godzin w wieloleciu, czyli od 39 do 78 godzin średnio w roku) to głównie Bałtyk Zachodni (Zatoka Meklemburska i Kilońska), a także Zatoka Parnawska i Botnik Północny (ryc. 6.7c, 6.7d). Akweny najmniej zagrożone niskimi poziomami morza to Bałtyk właściwy u wybrzeży Szwecji oraz południowa część Zatoki Botnickiej (Botnik Południowy). W tych obszarach liczba godzin z poziomami niskimi nie przekroczyła 200 w wieloleciu 1960–2010 (czyli poniżej czterech godzin średnio w roku). Jeszcze niższe poziomy morza (≤ -100 cm) wystąpiły głównie w Zatoce Kilońskiej i Meklemburskiej (zakres czasu od 151 do 600 godzin w wieloleciu, czyli od 3 do 12 godzin średnio w roku) oraz w Botniku Północnym i wschodniej części Zatoki Ryskiej (od 51 do 100 godzin w wieloleciu, czyli od 1 do 2 godzin średnio w roku). Pozostałe akweny bałtyckie są praktycznie wolne od wystąpień ekstremalnie niskich poziomów morza (ryc. 6.7c, 6.7d).

Kolejny element analiz obejmuje rozmieszczenie na Bałtyku w okresie 1960–2010 wezbrań sztormowych, z osiągniętym maksimum poziomu morza ≥ 70 cm oraz ≥ 100 cm względem zera NAP (ryc. 6.8). Geograficzny rozkład występowania wezbrań sztormowych jest bardzo zbliżony, co zrozumiałe, do występowania wysokich poziomów morza. Uwidacznia się prawidłowość, iż największe liczby wezbrań sztormowych, których maksima poziomu wód przekroczyły 70 cm, wystąpiły w końcowych częściach zatok: Botnickiej, Fińskiej i Ryskiej oraz w Zatoce Aarhus i południowym Kattegacie (ryc. 6.8a). Są to akweny oddalone od otwartych wód Bałtyku. Liczba wezbrań w tych akwenach zawiera się w przedziale od 301 do 500 w wieloleciu 1960–2010 (czyli od 6 do 10 wezbrań średnio w roku). W tych samych akwenach pojawiły się też największe wezbra-

nia (z przekroczonym maksimum ≥ 100 cm), ale już o mniejszej liczbie wystąpień (przedział od 101 do 250 wezbrań w wieloleciu (czyli od 2 do 5 wezbrań średnio w roku) (ryc. 6.8b). Szwedzkie wybrzeża Bałtyku Centralnego i Północnego to najspokojniejsze akweny z uwagi na liczbę występowania wezbrań sztormowych (poniżej 50 wezbrań w wieloleciu, maksymalnie jedno wezbranie średnio w roku).



Ryc. 6.7. Sumaryczne liczby godzin z ekstremalnymi poziomami morza na Bałtyku w wieloleciu 1960–2010 a) liczba godzin z poziomami ≥ 70 cm, b) liczba godzin z poziomami ≥ 100 cm, c) liczba godzin z poziomami ≤ -70 cm, d) liczba godzin z poziomami ≤ -100 cm (poziomy morza względem zera NAP)

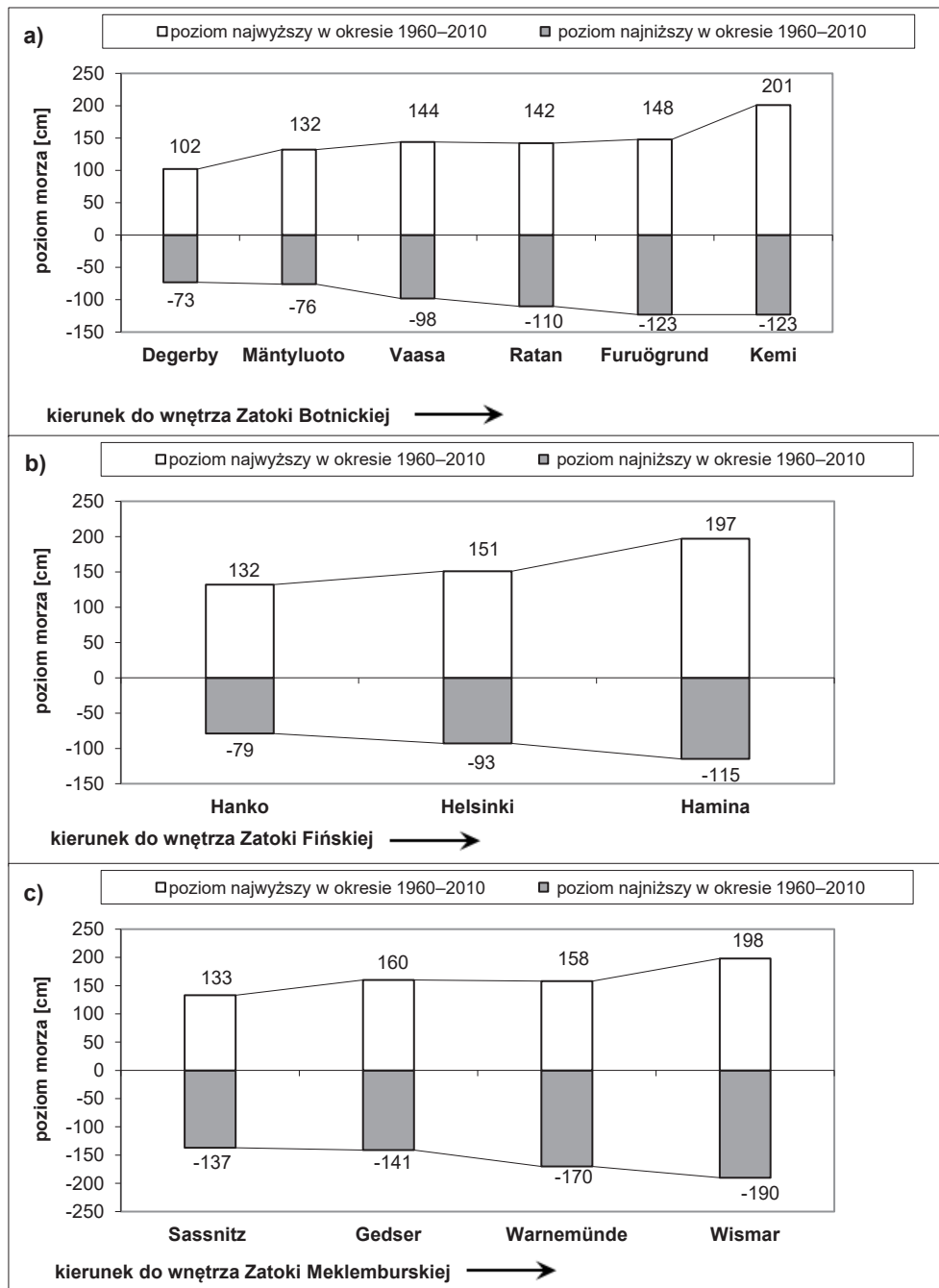


Ryc. 6.8. Liczba wezbrań sztormowych na Bałtyku w wieloleciu 1960–2010, a) z osiągniętym maksimum poziomem morza ≥ 70 cm względem zera NAP, b) z osiągniętym maksimum poziomem morza ≥ 100 cm względem zera NAP (Wolski i in., 2014 – zmienione)

Z przedstawionego powyżej geograficznego rozmieszczenia i liczbowej charakterystyki ekstremalnych poziomów wód oraz liczby wezbrań sztormowych, a także w wyniku badań przeprowadzonych w ramach projektu NCN (Wolski, 2011–2014) ustalono wyraźne prawidłowości dotyczące występowania ekstremalnych poziomów wód na Morzu Bałtyckim. Prawidłowości te potwierdzono również w publikacji Wolski i in. (2014, 2016). Są one następujące:

1. Wschodnie i północno-wschodnie wybrzeża Bałtyku, które są wyeksponowane w kierunku napływu zachodnich mas powietrza związanych z zachodnią cyrkulacją atmosferyczną, w tym na przeważające tory układów barycznych, są szczególnie narażone na ekstremalne zdarzenia hydrologiczne. W szczególności dotyczy to wybrzeży Zatoki Ryskiej wraz z Zatoką Parnawską (III tor trajektorii niżów barycznych według Schinzego), Zatoki Fińskiej (II tor według Schinzego) oraz północnej części Zatoki Botnickiej. Są to akweny o największej liczbie wezbrań sztormowych, najdłuższym czasie utrzymywania się wysokich (≥ 70 cm) poziomów morza i jednocześnie o najwyższych poziomach wód. Przeciwnieństwem tych akwenów są wybrzeża szwedzkie Bałtyku Centralnego i Północnego, najmniej zagrożone ekstremalnymi poziomami morza (ryc. 6.6–6.8). Decyduje o tym głównie wschodnia ekspozycja wybrzeża, czyli kierunek przeciwny do napływu zachodnich mas powietrza, a także do kierunku rozchodzenia się niżów barycznych. W warunkach zachodniej cyrkulacji wzrasta napelnienie Morza Bałtyckiego oraz nachylenie zwierciadła wody ku jego wschodnim wybrzeżom (Miętus, 1994; Heyen i in., 1996). Ta charakterystyczna prawidłowość jest zgodna z wynikami następujących prac: Averkiev, Klevanny (2007, 2010), Suursaar i in. (2003, 2006a, 2006b, 2007, 2009), Johansson i in. (2001), Wolski i in. (2014, 2016), według których wschodnie wybrzeża Bałtyku (Zatoka Ryska, Zatoka Fińska oraz częściowo Zatoka Botnicka) są narażone na niebezpieczne wezbrania sztormowe i ekstremalne poziomy morza wywołane przechodzącymi przez te rejony głębokimi niżami barycznymi oraz występowaniem silnych doładowych wiatrów.

2. Południowo-zachodnie wybrzeża Bałtyku – Zatoka Meklemburska i Kilońska są akwenami o najczęstszych i najgłębszych obniżeniach sztormowych i niskich poziomach morza (≤ -70 cm względem zera NAP) (ryc. 6.7–6.8). Ekspozycja tych zatok na wschód oraz ich niewielkie głębokości sprzyjają wyprowadzaniu wód z tych akwenów przez szybko przemieszczający się przez Bałtyk mezoskalowy niż z południowego zachodu na północny wschód. Czynnikiem sprawczym w tym procesie jest udział wiatrów zachodnich, ale przede wszystkim podciśnienie przemieszczającego się niżu, który tworzy poduszkę wodną, „zabierając wody” z Bałtyku Zachodniego i spiętrza wody w północnych i wschodnich akwenach. Powstaje w ten sposób krótkookresowa deformacja powierzchni pomiędzy południowo-zachodnimi a północno-wschodnimi akwenami Bałtyku. Zjawisko to jest związane z przeniesieniem kształtu fali barycznej (rozdz. 8). Cały ten proces ma uzasadnienie w geograficznym położeniu misy Morza Bałtyckiego, która jest wydłużona z południowego zachodu na północny wschód, czyli w kierunku najczęstszego rozchodzenia się układów niskiego ciśnienia. Zatoki Kilońska i Magdeburska pod względem częstotliwości występowania wysokich poziomów morza oraz wysokości ich maksimum, a także liczby wezbrań sztormowych ustępują w tych parametrach na Bałtyku tylko wielkim zatokom północno-wschodnim.
3. Zjawiska ekstremalne w dynamice wód wzrastają od otwartych wód Bałtyku (Bałtyk właściwy) do najbardziej wewnętrznych części zatok (Zatoki Botnickiej, Zatoki Fińskiej, Zatoki Ryskiej oraz Zatoki Meklemburskiej i Kilońskiej). Prawidłowość ta jest związana z tzw. efektem zatokowym, czyli wpływem na dynamikę wód charakterystyki geomorfologicznej i batymetrycznej strefy wybrzeża. Efekt ten powoduje wzrost ekstremalnych poziomów morza i wzrost czasu ich występowania na stacjach zatokowych Morza Bałtyckiego od morskiej granicy (ujścia) zatoki do jej najdalej wciętego w ląd wewnętrznego punktu (końcowa część zatoki) (ryc. 6.7–6.9). Jednym z głównych powodów tego zjawiska jest wielkość obszaru otwartej wody względem długości wybrzeża i zwężanie się zatoki. Określona objętość wody, usunięta lub dodana do zwężającej się i wypływającej części zatoki, spowoduje większe ekstremum poziomu wody w porównaniu z poszerzoną częścią odmorską zatoki. Ta interpretacja jest zgodna z wynikami prac: Sztobryn, Stigge i in. (2005) oraz Sztobryn i in. (2009), którzy opisywali wezbrania i obniżenia sztormowe w Zatoce Meklemburskiej i zachodniej części polskiego wybrzeża. Według tych autorów prawdopodobieństwo występowania ekstremalnych zdarzeń poziomu morza w tym obszarze zmniejsza się z zachodu na wschód, na skutek konfiguracji linii brzegowej i batymetrii Zatoki Meklemburskiej (zatoka ta zwęża się i wypłyca w kierunku zachodnim). Ta prawidłowość opisana jest również w pracach Ekmana i Mäkinena (1996) oraz Johansson i in. (2001), którzy twierdzą, że najwyższych poziomów morza należy oczekiwać w najbardziej wewnętrznych częściach zatok – Zatoki Fińskiej czy Zatoki Botnickiej. Potwierdzają to również badania Meiera (2006), który prognozuje najwyższe ekstremalne wysokości poziomu morza na koniec wieku (lata 2071–2100) na wschodnich wybrzeżach Bałtyku i w zatokach: Ryskiej, Fińskiej, Botnickiej oraz w mniejszym stopniu w Bałtyku Zachodnim.



Ryc. 6.9. Najwyższe i najniższe poziomy morza [cm] z wielolecia 1960–2010 dla wodowskazów leżących od morskiej granicy do najbardziej wewnętrznych części zatok: a) Zatoka Botnicka, b) Zatoka Fińska, c) Zatoka Meklemburska

6.4. Prawdopodobieństwo wystąpienia ekstremalnych poziomów wód na stacjach wodowskazowych Morza Bałtyckiego

Złożony charakter zjawiska występowania ekstremalnych poziomów morza powoduje, że prognoza tego procesu jest skomplikowana. Dodatkowym utrudnieniem jest fakt, że oprócz czynników hydrometeorologicznych i antropogenicznych duży wpływ na zmiany poziomu morza mają uwa-

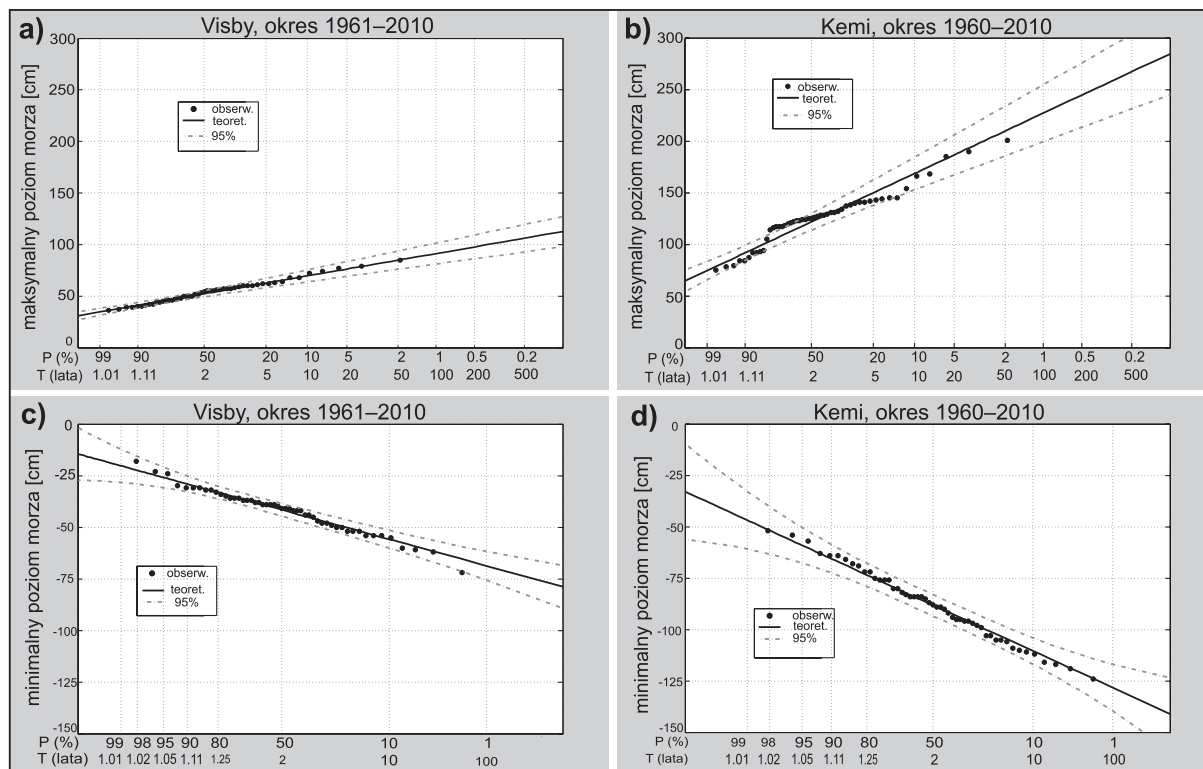
runkowania lokalne: konfiguracja linii brzegowej, morfologia i batymetria płytkowodzia strefy wybrzeża. Z uwagi na ważność określenia ekstremalnych poziomów wód w długich przedziałach czasowych, takich jak np. sto lub więcej lat, niezwykle istotne jest, aby do wieloletniej prognozy probabilistycznej przygotować możliwie najdłuższe serie obserwacyjne maksymalnych i minimalnych rocznych poziomów morza. Dopiero wtedy uzyskane wyniki można uznać za wiarygodne i praktyczne. Takie prognozy probabilistyczne potrzebne są dla inżynierii strefy brzegowej, posadowienia budowli hydrotechnicznych, określenia rzędnych nabrzeży portowych i przeciwpowodziowych wałów ochronnych. Prawdopodobieństwo wystąpienia ekstremalnych poziomów wód ma również zastosowanie w zabudowie urbanistycznej i przemysłowej strefy brzegowej (np. w bezpieczeństwie eksploatacji elektrowni atomowych czy terminalach przeładunku gazu skroplonego itd.). W analizach prawdopodobieństwa wyznacza się tzw. teoretyczne poziomy morza, czyli najwyższe i najniższe poziomy wód, które mogą wystąpić raz na określonej liczbie lat, np. raz na 50, 100 czy 200 lat. Ta liczba lat nazywana jest okresem powtarzalności (return period).

W bieżącej analizie wyznaczono poziom wody teoretycznej na podstawie maksymalnych rocznych i minimalnych rocznych poziomów morza okresu 1960–2010 (lub okresu zbliżonego) dla tych samych reprezentatywnych 10 wodowskazów, dla których wcześniej zilustrowano rozkład liczby godzin z poziomami wysokimi i niskimi, a także liczby wezbrań sztormowych (podr. 6.2). Wodę teoretyczną dla poziomów maksymalnych (wodę maksymalną) wyznaczono, wykorzystując rozkład Gumbela, który okazał się najlepiej dopasowany do rzeczywistej serii maksymalnych poziomów rocznych wszystkich analizowanych stacji. Wodę teoretyczną dla poziomów minimalnych (wodę minimalną) najlepiej prezentuje rozkład Pearsona III typu. Te rozkłady zostały sprawdzone testem zgodności Kołmogorowa, który jest gwarantem stopnia dopasowania (Byczkowski, 1996). Rozkłady te są często zalecane w hydrologii przy obliczaniu prawdopodobieństwa zdarzeń ekstremalnych (Kaczmarek, 1970; Kotz, Nadarajah, 2000). Estymacji parametrów tych rozkładów dokonano metodą największej wiarygodności (szczegóły obliczeń zawarto w rozdziale 5). Wyniki obliczeń teoretycznej wody maksymalnej prezentuje tabela 6.8, natomiast teoretycznej wody minimalnej – tabela 6.9 (wyniki wysokości wody teoretycznej dla pozostałych wodowskazów z co najmniej 38-letnią serią pomiarową zawiera zał. nr 1). Przykład wykresu wody teoretycznej dla dwóch stacji wodowskazowych zlokalizowanych w różnych akwenach Bałtyku przedstawia ryc. 6.10. W pracy dokonano wizualizacji rozmieszczenia wody stuletniej (o prawdopodobieństwie wystąpienia 1% dla poziomów maksymalnych rocznych [ryc. 6.11a] oraz poziomów minimalnych rocznych [ryc. 6.11b]).

Na przykładzie stacji Korsør policzone wysokości wody teoretycznej można omówić następująco:

- a) należy spodziewać się, że coroczne maksimum na tej stacji wodowskazowej będzie wynosić 60,5 cm powyżej zera wodowskazu lub więcej; woda maksymalna, która wystąpi raz na sto lat, wyniesie 168,6 cm lub więcej powyżej zera wodowskazu (zera NAP) (tab. 6.8);
- b) analogicznie dla minimalnych poziomów wód należy spodziewać się, że raz w roku poziom wody opadnie co najmniej do $-42,2$ cm względem zera wodowskazu, a raz na sto lat opadnie przynajmniej do $-100,8$ cm względem zera wodowskazu (tab. 6.9).

Tak można przeanalizować wszystkie dane dla wszystkich stacji mierzących poziom morza na Bałtyku, ponieważ wszystkie dane obserwacyjne o poziomach wód, w tym też maksymalne i minimalne roczne, były przeliczane do wspólnego poziomu referencyjnego NAP.



Ryc. 6.10. Teoretyczne i obserwowane poziomy morza na Bałtyku (a) maksymalne i (c) minimalne poziomy morza w Visby (b) maksymalne i (d) minimalne poziomy morza w Kemi

Tabela 6.8. Teoretyczne maksymalne poziomy morza (w cm) wyznaczone na podstawie maksimów rocznych z okresu 1960–2010 lub okresu zbliżonego (teoretyczna woda maksymalna)

| T (lata) | P (%) | Korsør ¹ | Wismar | Kungsholmsfort | Władysławowo ² | Visby ³ | Ristna ⁴ | Parnawa | Hamina | Spikarna ⁵ | Kemi |
|----------|-------|---------------------|--------|----------------|---------------------------|--------------------|---------------------|---------|--------|-----------------------|-------|
| 1000 | 0.1% | 209,4 | 250,8 | 168,5 | 219,2 | 112,6 | 257,8 | 310,4 | 283,5 | 200,6 | 284,7 |
| 500 | 0.2% | 197,1 | 237,0 | 158,7 | 205,2 | 106,2 | 241,2 | 292,2 | 265,9 | 187,2 | 267,4 |
| 200 | 0.5% | 180,9 | 218,7 | 145,8 | 186,5 | 97,7 | 219,1 | 268,0 | 242,6 | 169,6 | 244,5 |
| 100 | 1% | 168,6 | 204,8 | 135,9 | 172,4 | 91,3 | 202,5 | 249,7 | 225,0 | 156,2 | 227,2 |
| 50 | 2% | 156,3 | 190,8 | 126,0 | 158,2 | 84,9 | 185,7 | 231,3 | 207,2 | 142,7 | 209,8 |
| 20 | 5% | 139,9 | 172,2 | 112,9 | 139,3 | 76,3 | 163,4 | 206,8 | 183,6 | 124,8 | 186,6 |
| 10 | 10% | 127,2 | 157,9 | 102,7 | 124,7 | 69,6 | 146,1 | 187,8 | 165,3 | 110,9 | 168,6 |
| 5 | 20% | 113,9 | 142,9 | 92,1 | 109,5 | 62,7 | 128,1 | 168,1 | 146,3 | 96,5 | 149,9 |
| 4 | 25% | 109,5 | 137,8 | 88,5 | 104,3 | 60,4 | 122,0 | 161,4 | 139,8 | 91,6 | 143,6 |
| 3,33 | 30% | 105,7 | 133,5 | 85,4 | 100,0 | 58,4 | 116,9 | 155,7 | 134,4 | 87,5 | 138,4 |
| 2 | 50% | 93,9 | 120,3 | 76,1 | 86,5 | 52,3 | 100,9 | 138,2 | 117,5 | 74,7 | 121,7 |
| 1,33 | 75% | 81,6 | 106,3 | 66,2 | 72,3 | 45,8 | 84,2 | 119,8 | 99,8 | 61,2 | 104,3 |
| 1,25 | 80% | 79,1 | 103,4 | 64,1 | 69,4 | 44,5 | 80,7 | 116,0 | 96,1 | 58,5 | 100,7 |
| 1,11 | 90% | 72,7 | 96,2 | 59,0 | 62,0 | 41,2 | 72,1 | 106,5 | 86,9 | 51,5 | 91,7 |
| 1,01 | 99% | 60,5 | 82,4 | 49,3 | 48,0 | 34,8 | 68,5 | 101,4 | 69,5 | 38,2 | 74,5 |

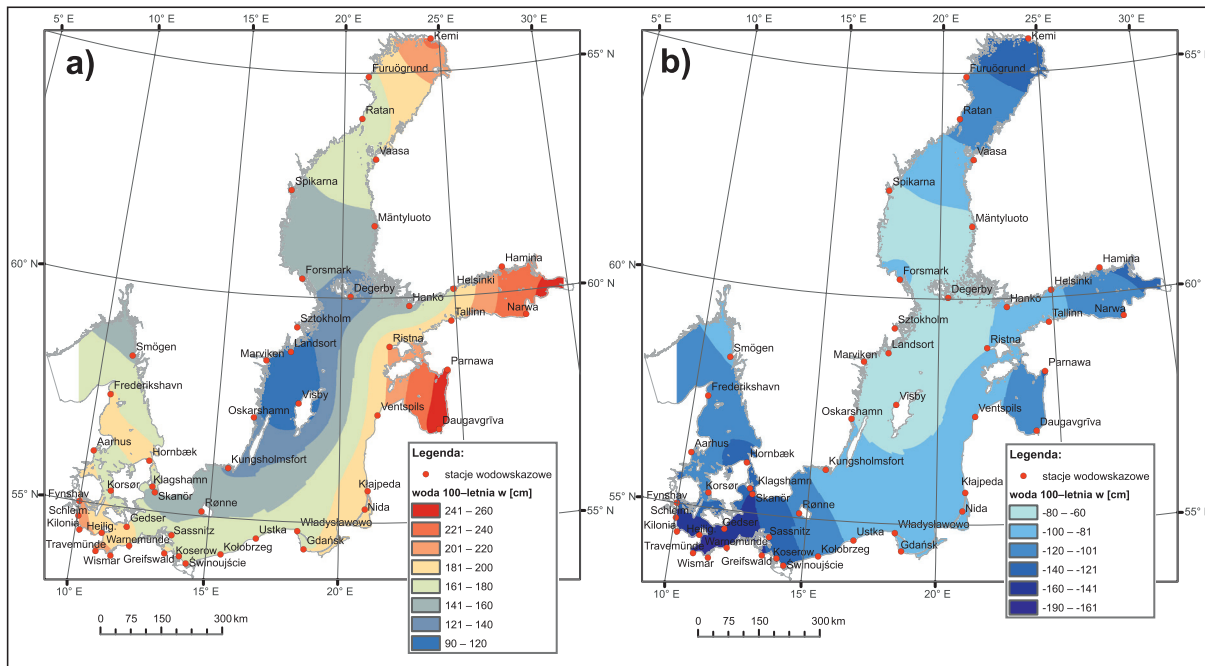
1. okres: 1972–2010, 2. okres: 1962–2010, 3. okres: 1961–2010, 4. okres: 1962–2010, 5. okres: 1968–2010 – analogiczne okresy dla tych samych wodowskazów w tabeli 6.9

Tabela 6.9. Teoretyczne minimalne poziomy morza (w cm) wyznaczone na podstawie minimów rocznych z okresu 1960–2010 lub okresu zbliżonego (teoretyczna woda minimalna).

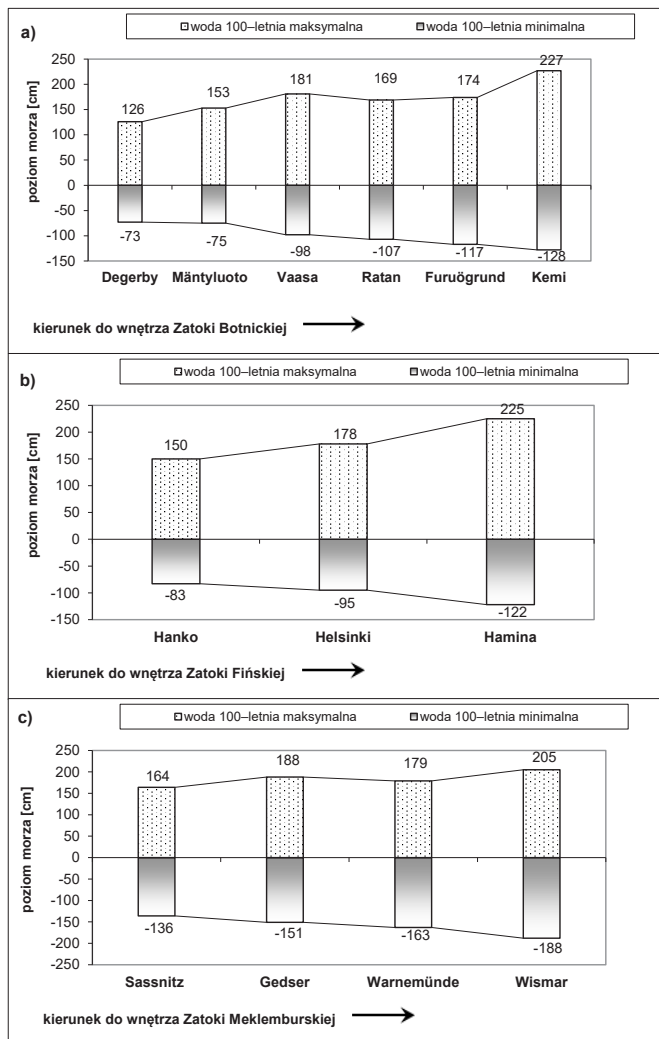
| T (lata) | P (%) | Korsør | Wismar | Kungs- holmsfort | Władysła- wowo | Visby | Ristna | Parnawa | Hamina | Spikarna | Kemi |
|----------|-------|--------|--------|---------------------|-------------------|-------|--------|---------|--------|----------|--------|
| 1,01 | 99% | -42,2 | -82,9 | -35,3 | -22,3 | -20,2 | -15,1 | -44,8 | -42,6 | -24,2 | -46,8 |
| 1,11 | 90% | -51,5 | -91,1 | -49,1 | -37,2 | -29,1 | -35,6 | -54,4 | -54,7 | -39,7 | -65,6 |
| 1,25 | 80% | -56,0 | -96,8 | -54,6 | -43,4 | -33,2 | -43,0 | -59,9 | -60,8 | -45,5 | -73,4 |
| 1,33 | 75% | -57,9 | -99,4 | -56,7 | -45,8 | -34,8 | -45,6 | -62,2 | -63,2 | -47,6 | -76,4 |
| 2 | 50% | -65,9 | -112,1 | -64,8 | -55,3 | -41,6 | -55,2 | -72,8 | -74,1 | -55,5 | -88,3 |
| 3,33 | 30% | -72,7 | -124,9 | -70,8 | -62,3 | -47,1 | -61,4 | -82,5 | -83,3 | -60,8 | -97,2 |
| 4 | 25% | -75,0 | -129,1 | -72,7 | -64,7 | -48,9 | -63,4 | -85,7 | -86,4 | -62,5 | -100,1 |
| 5 | 20% | -77,3 | -133,8 | -74,6 | -66,9 | -50,7 | -65,2 | -89,1 | -89,6 | -64,1 | -102,9 |
| 10 | 10% | -83,9 | -147,9 | -79,5 | -73,1 | -55,9 | -69,7 | -99,0 | -98,6 | -68,1 | -110,6 |
| 20 | 5% | -89,5 | -161,1 | -83,2 | -77,8 | -64,0 | -72,5 | -107,9 | -106,4 | -73,0 | -116,5 |
| 50 | 2% | -95,2 | -174,3 | -86,9 | -82,5 | -67,5 | -75,4 | -116,8 | -114,1 | -75,0 | -122,4 |
| 100 | 1% | -100,8 | -187,6 | -90,6 | -87,2 | -68,7 | -78,3 | -125,7 | -121,9 | -76,2 | -128,3 |
| 200 | 0,5% | -105,4 | -198,9 | -93,2 | -90,6 | -72,1 | -75,5 | -128,8 | -128,1 | -77,9 | -132,5 |
| 500 | 0,2% | -109,9 | -210,3 | -95,8 | -94,0 | -75,5 | -72,8 | -131,9 | -134,4 | -79,5 | -136,8 |
| 1000 | 0,1% | -114,5 | -221,7 | -98,3 | -97,5 | -78,9 | -70,0 | -135,0 | -140,6 | -81,2 | -141,1 |

Wyniki w tabelach 6.8 i 6.9 oraz na ryc. 6.10 wskazują, że wysokości wody teoretycznej w poszczególnych stacjach wodowskazowych zależą od ich lokalizacji. W Visby woda stuletnia maksymalna wynosi 91,3 cm, a woda minimalna $-68,7$ cm i jest to najmniejsza rozpiętość na całym Bałtyku dla wód stuletnich. Tak niska wartość wynika z usytuowania stacji w akwenie otwartych wód Bałtyku (Bałtyk Centralny), gdzie wahania poziomów wód są najmniejsze (tzw. punkty węzłowe wahań). Dla pozostałych stacji poziomy wody teoretycznej (np. wody stuletniej) są znacznie wyższe, np. Kungsholmsfort (Bałtyk Południowy): 135,9 cm i $-90,6$ cm; Ristna (Bałtyk Północny): 202,5 cm i $-78,3$ cm; Hamina (Zatoka Fińska): 225 cm i $-121,9$ cm; Wismar (Zatoka Wismarska): 204,8 cm i $-187,6$ cm; Kemi (Zatoka Botnicka): 227,2 cm i $-128,3$ cm; Parnawa (Zatoka Ryska): 249,7 cm i $-125,7$ cm. Oczywiście jest, iż najwyższe z maksymalnych i najniższe z minimalnych obserwowanych i teoretycznych poziomów morza są związane z występowaniem wezbrań sztormowych.

Rozmieszczenie poziomów teoretycznej wody stuletniej (ryc. 6.11) jest zgodne z geograficznym wzorcem rozmieszczenia ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego w wieloleciu 1960–2010 (podr. 6.3, ryc. 6.6a, 6.6b). Zależność ta jest zrozumiała, gdyż poziomy teoretyczny obliczono na podstawie rzeczywistych ekstremów rocznych. Najbardziej ekstremalne wartości stuletniej wody maksymalnej (poziomy >220 cm) oraz stuletniej wody minimalnej (poziomy <-100 cm) dotyczą najbardziej wewnętrznych części zatok: Botnickiej, Ryskiej, Fińskiej i Meklemburskiej (ryc. 6.11, 6.12). Jest to wpływ opisanego w poprzednim podrozdziale (6.3) efektu zatokowego. Z kolei wybrzeża szwedzkie Bałtyku Centralnego i Północnego charakteryzują się najniższymi wartościami teoretycznej wody stuletniej (poziomy ≤ 140 cm dla teoretycznej wody maksymalnej oraz poziomy ≥ -100 cm dla teoretycznej wody minimalnej). Cieśniny Duńskie (Sund, Bełty) oraz Skagerrak i Kattegat, z uwagi na ich przejściowe położenie między Morzem Północnym a Bałtykiem, są akwenem o pośrednich wysokościach teoretycznej wody stuletniej (rolą Cieśnin Duńskich jest hydrauliczne wyrównywanie poziomów wód między Morzem Północnym a Bałtykiem).



Ryc. 6.11. Rozmieszczenie teoretycznej wody stuletniej wyznaczone z okresu 1960–2010: a) woda stuletnia maksymalnych rocznych poziomów morza, b) woda stuletnia minimalnych rocznych poziomów morza (Wolski i in., 2014 – zmienione)



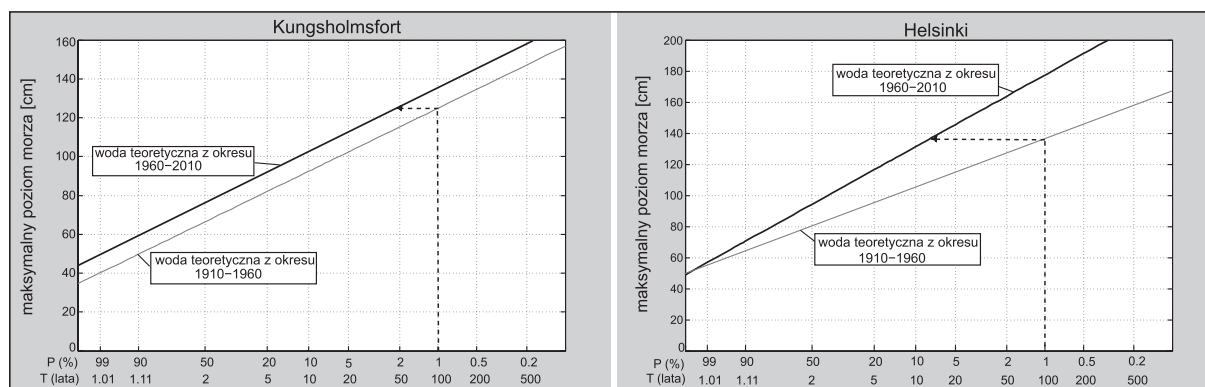
Ryc. 6.12. Poziomy wody stuletniej dla wodowskazów leżących od morskiej granicy do najbardziej wewnętrznych części zatok: a) Zatoka Botnicka, b) Zatoka Fińska, c) Zatoka Meklemburska

Dodatkowa analiza związana z prawdopodobieństwem ekstremów dotyczy zmienności teoretycznych poziomów wody w przeciągu minionego stulecia. W pracy porównano wysokości teoretycznych maksymalnych poziomów morza (woda maksymalna) dla dwóch 51-letnich okresów: 1910–1960 oraz 1960–2010. Obliczenia różnic przeprowadzono dla wodowskazów o dostępności danych archiwalnych od 1910 roku (ze szwedzkiego, fińskiego i polskiego wybrzeża) (tab. 6.10). Jak wskazują wyznaczone dodatnie wartości różnic, poziomy wody teoretycznej były wyższe dla wielolecia 1960–2010 dla wszystkich analizowanych wodowskazów w pełnym zakresie kwantyli (od 0,1 do 99%). Jednocześnie dla tych wodowskazów uległ zredukowaniu okres powtarzalności. Przykładowo dla Kungsholmsfort poziom wody stuletniej przesunął się po 50 latach do poziomu wody 50-letniej, a w Helsinkach do wody około 15-letniej (ryc. 6.13). Świadczy to o stałym wzroście teoretycznych, a tym samym obserwowanych, maksymalnych rocznych poziomów morza w ostatnim półwieczu. Wniosek ten dobrze koresponduje z wynikami z podrozdziału 6.2, w którym to stwierdzono wzrost wysokości maksymalnych poziomów morza dla różnych wybrzeży bałtyckich. Proces ten związany ze wzrostem średniego poziomu morza i nasileniem się zachodniej cyrkulacji atmosferycznej opisywany jest w wielu pracach badawczych (podr. 6.2).

Druga prawidłowość w otrzymanych różnicach wody teoretycznej wiąże się z geograficznym wzorcem rozmieszczenia maksymalnych poziomów morza (podr. 6.3). Najmniejsze różnice wystąpiły dla wodowskazów zlokalizowanych na wybrzeżach otwartych wód Bałtyku (Kungsholmsfort, Świnoujście, Sztokholm) oraz w Skagerraku (Smögen). W tych akwenach różnice nie przekraczały kilkunastu centymetrów (tab. 6.10). Natomiast dla stacji usytuowanych w zatokach lub w ujściu zatok (Gdańsk – Zatoka Gdańska; Ratan, Furuögrund – Botnik Północny; Hanko, Helsinki, Hamina – Zatoka Fińska) różnice są znacznie większe i wynoszą dla najwyższych kwantyli kilkadziesiąt centymetrów. Zróznicowanie to dla wodowskazu położonego w Bałtyku Południowym (Kungsholmsfort) oraz w Zatoce Fińskiej (Helsinki) przedstawia rycina 6.13.

Tabela 6.10. Różnice w wysokościach teoretycznej wody maksymalnej (w cm) pomiędzy okresem 1960–2010 a okresem 1910–1960 dla wybranych stacji (stacje wybrano z uwagi na dostępność danych archiwalnych)

| T (lata) | P (%) | Smögen | Kungsholmsfort | Świnoujście | Gdańsk | Sztokholm | Ratan | Furuögrund | Hanko | Helsinki | Hamina |
|----------|-------|--------|----------------|-------------|--------|-----------|-------|------------|-------|----------|--------|
| 1000 | 0.1% | 11,37 | 11,72 | 10,16 | 38,71 | 18,62 | 36,23 | 41,79 | 42,33 | 55,39 | 64,78 |
| 500 | 0.2% | 10,59 | 11,50 | 10,54 | 36,18 | 17,25 | 33,91 | 39,68 | 39,30 | 51,00 | 59,71 |
| 200 | 0.5% | 9,55 | 11,21 | 11,04 | 32,85 | 15,45 | 30,84 | 36,90 | 35,30 | 45,19 | 53,01 |
| 100 | 1% | 8,76 | 10,99 | 11,43 | 30,32 | 14,07 | 28,51 | 34,80 | 32,26 | 40,79 | 47,93 |
| 50 | 2% | 7,98 | 10,77 | 11,81 | 27,78 | 12,70 | 26,18 | 32,67 | 29,21 | 36,37 | 42,83 |
| 20 | 5% | 6,92 | 10,47 | 12,31 | 24,39 | 10,86 | 23,06 | 29,85 | 25,15 | 30,48 | 36,03 |
| 10 | 10% | 6,11 | 10,24 | 12,71 | 21,77 | 9,44 | 20,65 | 27,67 | 22,01 | 25,92 | 30,77 |
| 5 | 20% | 5,26 | 10,00 | 13,13 | 19,04 | 7,96 | 18,14 | 25,40 | 18,73 | 21,17 | 25,30 |
| 4 | 25% | 4,97 | 9,92 | 13,26 | 18,12 | 7,46 | 17,29 | 24,63 | 17,62 | 19,57 | 23,44 |
| 3,33 | 30% | 4,73 | 9,85 | 13,38 | 17,34 | 7,04 | 16,56 | 23,97 | 16,69 | 18,20 | 21,87 |
| 2 | 50% | 3,98 | 9,64 | 13,75 | 14,92 | 5,72 | 14,35 | 21,96 | 13,79 | 14,00 | 17,02 |
| 1,33 | 75% | 3,19 | 9,42 | 14,13 | 12,38 | 4,35 | 12,01 | 19,85 | 10,74 | 9,58 | 11,92 |
| 1,25 | 80% | 3,02 | 9,38 | 14,21 | 11,86 | 4,07 | 11,52 | 19,41 | 10,11 | 8,67 | 10,87 |
| 1,11 | 90% | 2,62 | 9,26 | 14,41 | 10,54 | 3,35 | 10,32 | 18,31 | 8,52 | 6,38 | 8,22 |
| 1,01 | 99% | 1,84 | 9,04 | 14,79 | 8,041 | 2,00 | 8,07 | 16,22 | 5,52 | 2,024 | 3,19 |



Ryc. 6.13. Różnice w wysokości wody teoretycznej pomiędzy okresem 1960–2010 a okresem 1910–1960 w Kungsholmsfort (Bałtyk Południowy) oraz Helsinkach (Zatoka Fińska)

Metody wyznaczania prawdopodobieństwa ekstremalnych poziomów morza opisali w swoich pracach Wróblewski (1975, 1982, 1992, 2001), a także Jednorąg i in. (2008). Szczegółowo prezentują metodykę badań w tym zakresie prace Wiśniewskiego i Wolskiego (2009a, 2009b, 2011c) dotyczące polskiego wybrzeża, a także obliczenia tych samych autorów dotyczące porównania polskiego i szwedzkiego wybrzeża Bałtyku (Wolski, Wiśniewski, 2012). Autorzy w tej ostatniej pracy wykazali, iż wysokości wody teoretycznej dla górnych kwantyli zależą od usytuowania wodowskazu względem otwartego morza. Suursaar i Sooäär (2007) oraz Suursaar i in. (2009) zastosowali rozkład Gumbela w analizach prędkości wiatru, wysokości fali i ekstremalnych poziomów morza dla estońskiego wybrzeża. Stwierdzili, iż empiryczne okresy powtarzalności zarówno maksymalnych prędkości wiatru, jak i wysokości fali mogą być zadowalająco dopasowane do rozkładu teoretycznego i dzięki temu dobrze prognozują ekstremalne wartości. Z kolei użycie rozkładu np. Gumbela do prognozowania najwyższych poziomów morza podczas największych wezbrań sztormowych nie daje dobrego rezultatu dla wodowskazów położonych w zatokach o specyficznych cechach morfometrycznych (wodowskaz Parnawa, Zatoka Parnawska). Dla takich miejsc wartości ekstremalnych poziomów morza odstają od krzywej rozkładu i przy prognozowaniu w tych akwenach należy zastąpić okres powtarzalności modelowaniem hydrodynamicznym. Gräwe i Burchard (2012), używając modelu wysokiej rozdzielczości oraz różnych rozkładów statystycznych (GEV, Gumbel, Weibull), prognozowali wysokości fali wezbrania sztormowego na Bałtyku Zachodnim. Ustalili, iż pod koniec wieku (lata: 2070–2100) wysokość wezbrania wzrośnie do wysokości 2,2–2,4 m dla 30-letniego okresu powtarzalności, w zależności od scenariuszy emisji gazów cieplarnianych. Według Johansson i in. (2001) rozkłady prawdopodobieństwa poziomu morza dla fińskich stacji wodowskazowych w długim okresie przypominają zmodyfikowany rozkład Gaussa, choć nie są symetryczne. Przez porównanie dwóch 20-letnich okresów pomiarów poziomów morza z początku i końca wieku na krzywej rozkładu teoretycznego, można zauważyć, że prawdopodobieństwo dla bardzo wysokich wartości poziomu morza wzrosło. Meier (2006) stwierdził, że poziom wody w Bałtyku, związany ze stuletnim okresem powtarzalności, wzrasta szybciej niż średni poziom morza. Z kolei Lowe i Gregory (2005) prognozują na podstawie 50-letniego okresu powtarzalności występowania wezbrań sztormowych, iż do końca obecnego wieku na całym wschodnim wybrzeżu Danii poziom morza stanie się około 40–60 cm wyższy niż obecnie (przy średnim scenariuszu emisji gazów). Natomiast raport Højvandsstatistikker (2007) podaje wysokości teoretyczne dla 20-, 50- i 100-letniego okresu powtarzalności, statystyki częstotliwości i zakres geograficzny ekstremalnych poziomów morza na duńskim wybrzeżu dla wszystkich 55 stacji wodowskazowych Bałtyku i Morza Północnego.

Jak już wspomniano, teoretyczne poziomy morza o zadanym prawdopodobieństwie ich występowania wykorzystywane są nie tylko w rozpoznaniu charakterystyki ekstremalnych poziomów morza i wzebrań sztormowych czy w zachodzących zmianach klimatycznych. O szerokim zastosowaniu praktycznym – w hydrotechnice, w zarządzaniu terenami zalewowymi i w osłonie przeciwpowodziowej dla różnych wybrzeży morskich powstało wiele prac badawczych (Pugh, 1987, 2004; Rayner, MacKenzie, 2010; Pirazzoli, 2000; Pirazzoli, Tomasin, 2007; Højvandsstatistikker, 2007; D’Onofrio i in. 1999; Hay, Mimura, 2005; Rapport SHMI, 2014). Jednym z przykładów zastosowania teoretycznych poziomów morza są mapy zagrożenia powodziowego dla litewskich wybrzeży Bałtyku i Zalewu Kurońskiego. Zgodnie z europejską dyrektywą powodziową z 2007 r. na mapach tych przyjęto, iż woda tysiącletnia (0,1%) to niskie prawdopodobieństwo powodzi, woda stuletnia (1%) to średnie, a woda dziesięcioletnia (10%) to wysokie prawdopodobieństwo powodzi (EPA, Potvynių direktyvos įgyvendinimas, 2013). W pracy Hallegatte i in. (2011) autorzy analizują wielkość strat finansowych powodzi w Kopenhadze (w mld euro) dla różnych scenariuszy wzrostu poziomu morza (od 0 do 125 cm) i różnego okresu powtarzalności (woda 10-, 50-, 100- i 500-letnia). Sam okres powtarzalności zależy od ponoszonego ryzyka. Dla elektrowni jądrowych określa się go między 10^{-5} (raz na 100 tysięcy lat) lub 10^{-6} (raz na milion lat), dla ochrony brzegów w Holandii okres ten ma wartość 10^{-4} (raz na 10 tysięcy lat), a dla wybrzeży brytyjskich 10^{-3} (tzw. woda tysiącletnia) lub wyższy jest akceptowany (Pugh, 2004). Według autora niniejszej pracy wyznaczenie wody teoretycznej dla okresu powyżej poziomu wody tysiącletniej jest wątpliwe, jeżeli mamy do dyspozycji ciągi obserwacyjne poziomów morza z 50 czy 100 lat obserwacji. Prawdopodobieństwo poziomów morza stosuje się również w uwarunkowaniach żeglugi na torach wodnych i podejściach do portów morskich. Przykładowo można wyznaczyć prawdopodobieństwo osiągnięcia poziomu głębokości tranzytowych lub tzw. Średniej Niskiej Wody Żeglownej (SNWŻ), poniżej której żegluga jest niemożliwa lub niebezpieczna (Wiśniewski, Wolski, 2011c).

7. Analiza sezonowych ekstremalnych poziomów wód w okresie 1960–2010

7.1. Przebieg zmian poziomów morza w ciągu roku. Poziomy charakterystyczne

Ważnym celem niniejszej pracy jest przedstawienie sezonowej zmienności występowania ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego w poszczególnych miesiącach roku.

Za wahania sezonowe poziomu morza uznaje się zmiany położenia poziomu wód w przeciągu roku, które najczęściej związane są z napełnieniem danego akwenu. W poszczególnych latach wielkość tych wahań bywa kilkakrotnie większa od uśrednionych wartości z wielolecia dla określonego akwenu. Wiąże się to z roczną zmiennością wielkoskalowego pola wiatru i ciśnienia atmosferycznego skorelowaną z indeksem NAO (Andersson, 2002; Ekman, 2009). Dla Bałtyku, który jest morzem wewnętrznym, zmiany sezonowe poziomu morza są spowodowane:

- wielkością wypełnienia wodami basenu morskiego, zależną przede wszystkim od kierunku i wielkości wymiany wód w układzie Bałtyk–Morze Północne, które z kolei są wynikiem rozkładu ciśnienia i systemu wiatrów nad Morzem Bałtyckim (Wróblewski, 1996; Gustafsson, Andersson, 2001; Andersson, 2002; Leppäranta, Myrberg, 2009),
- długookresowymi zmianami czynników hydrometeorologicznych, takich jak: opad, parowanie, dopływ rzek – czyli czynników związanych z bilansem wodnym (Cyberski i in., 2000; Hünicke, Zorita, 2006; BACC Author Team, 2008; Leppäranta, Myrberg, 2009),
- różnicami gęstości wody w różnych częściach Bałtyku (Ekman, Mäkinen, 1996; Ekman, 2009; Leppäranta, Myrberg, 2009).

Jesienią i zimą w wyniku przewagi cyrkulacji zachodniej następuje zwiększenie objętości masy wodnej Bałtyku na skutek napływu wód z Morza Północnego. W tym okresie zwiększona intensywność sztormów powoduje wyższą zmienność wahań poziomu morza w stosunku do okresu wiosenno-letniego. Wzrasta również poziom napełnienia Bałtyku a większość stacji wodowskazuowych rejestruje maksima roczne średniego poziomu morza (Dziadziuszko, Jednorąg, 1988; Kożuchowski i in., 1996; Girjatowicz, 2009). Wiosną od marca do maja, gdy słabnie cyrkulacja zachodnia i zwiększa swój udział cyrkulacja wschodnia, następuje obniżenie średniego poziomu wód Morza Bałtyckiego do wartości minimalnych w roku. Jest ono skutkiem wypływu wód z Bałtyku związanym z wiosennym typem wiatrów (przewaga składowej kontynentalnej wiatru ze wschodu i północnego wschodu (Łomniewski i in., 1975). Okres letni to czas słabej aktywności cyrkulacyjnej atmosfery, co skutkuje sporadycznymi sztormami i mniejszymi prędkościami wiatru w stosunku do chłodniejszych pór roku. Jednakże wzrastająca częstość wiatrów z sektora zachodniego w okresie letnim powoduje zwiększony napływ wód do Bałtyku, co doprowadza do maksimum letniego średniego poziomu wód szczególnie widocznego w Bałtyku Zachodnim. Hünicke i Zorita (2006), po przeanalizowaniu wieloletnich szeregów czasowych temperatury wód, ciśnienia atmosferycznego i opadów, dowiedli, iż na zmiany poziomu Bałtyku w okresie zimowym i letnim wpływa różna liczba czynników. W zimie zmiany poziomu Morza Bałtyckiego są w większości modulowane przez wiatry zachodnie, ewentualnie z dodatkowym udziałem temperatury wody (rozszerzalność termiczna wody). Jednak opad wydaje się istotnym czynnikiem podniesienia się średniego poziomu morza w okresie letnim (maksimum letnie).

Na pewno czynniki te wpływają bezpośrednio na formowanie się średniego poziomu morza. Natomiast za pierwotną przyczynę występowania sezonowości zmian uśrednionych poziomów morza w ciągu roku uważa się też w literaturze charakterystykę rocznej i półrocznej oscylacji pływów (Wiśniewski, 1978, 2005; Wolski, Wiśniewski, 2014). Na długookresowych składowych pływów (okresy roczne, miesięczne) Cieśniny Duńskie nie stanowią przeszkody w przenikaniu efektów tych pływów. Bałtyk będzie reagował na pływy wschodniej części Morza Północnego, mając dostateczny dostęp do wymiany wód przez przewód hydrauliczny, jakim są Cieśniny Duńskie. Roczna oscylacja związana z rocznym pływem słonecznym i zmianą radiacji Słońca kształtuje cyrkulację atmosfery i hydrosfery i z nią wiąże się roczny cykl wahań poziomu wód w Morzu Bałtyckim. Oscylacja półroczna mająca związek z półrocznym pływem słonecznym (tzw. fala półroczna) odpowiada za powstanie drugorzędnych ekstremów, czyli za pogłębienie minimum poziomu morza w kwietniu oraz wzmocnienie maksimum poziomu w lipcu (Wiśniewski, 1978, 2005).

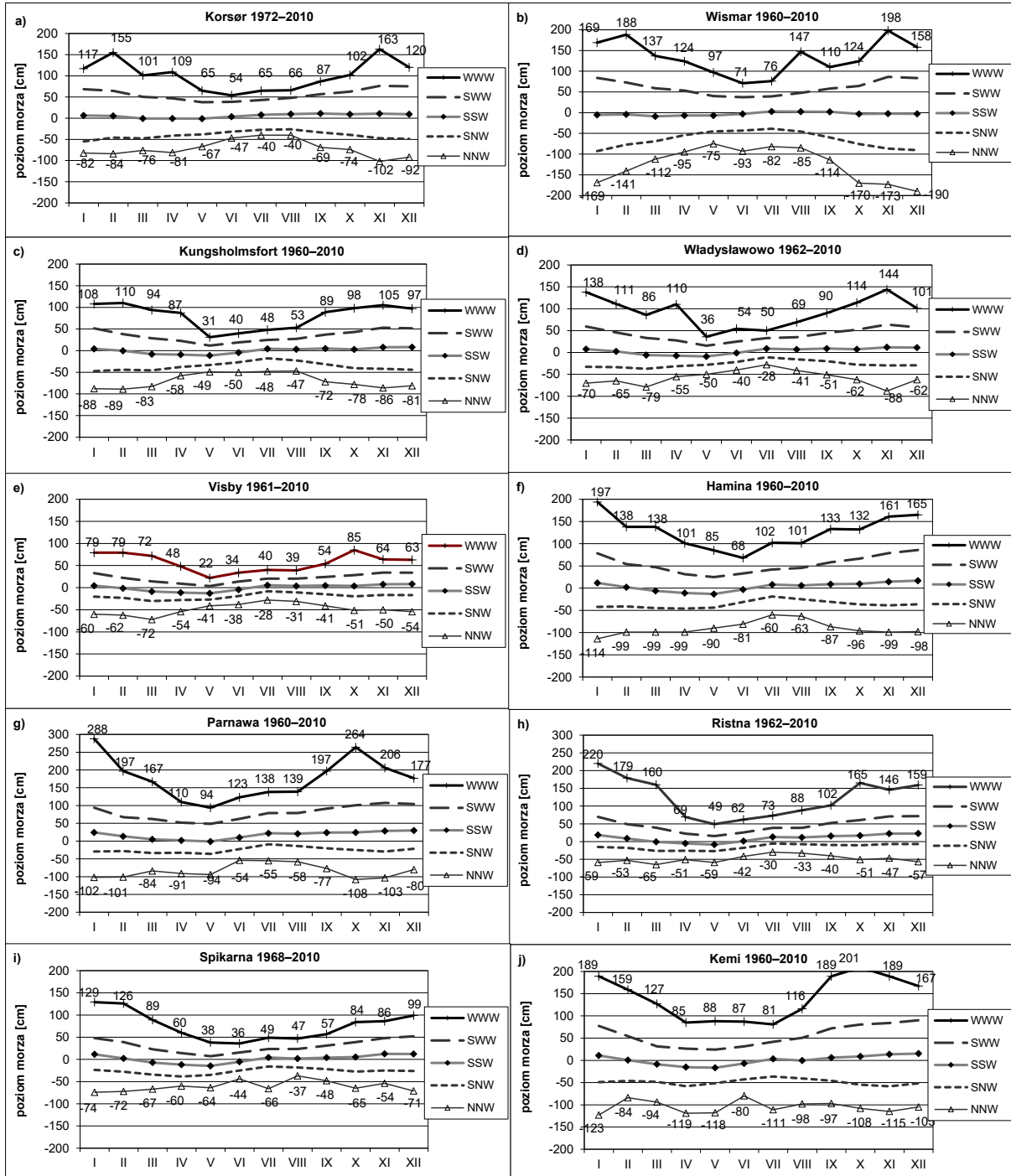
Wahania sezonowe średniego poziomu morza, których amplituda wynosi kilkanaście centymetrów, są tylko tłem, na którym występują wahania krótkookresowe powodujące ekstremalne poziomy morza.

Sezonową zmienność ekstremalnych poziomów wód przedstawiono na podstawie wybranych 10 stacji wodowskazowych, w których zarejestrowane wahania poziomu morza są reprezentatywne dla poszczególnych akwenów Morza Bałtyckiego. Są to stacje: Korsør (Wielki Bełt), Wismar (Bałtyk Zachodni), Kungsholmsfort i Władysławowo (Bałtyk Południowy), Visby (Bałtyk Centralny), Parnawa (Zatoka Ryska), Hamina (Zatoka Fińska), Ristna (Bałtyk Północny), Spikarna i Kemi (Zatoka Botnicka). Dla wybranych stacji zmienność sezonową rozpatrywano na podstawie ich poziomów charakterystycznych (ryc. 7.1), a także na podstawie liczby wezbrań sztormowych z osiągniętym maksimum ≥ 70 cm w poszczególnych miesiącach (ryc. 7.8). Aby uzupełnić tę analizę, zobrazowano rozkład godzin z wysokimi poziomami wód (≥ 70 cm względem zera NAP) i niskimi poziomami wód (≤ -70 cm względem zera NAP) dla wszystkich 37 stacji wodowskazowych zlokalizowanych wzdłuż wybrzeży Bałtyku jako wartości uśrednione dla danego miesiąca z całego okresu 1960–2010 (ryc. 7.2–7.7).

W pracy za poziomy charakterystyczne w okresie 1960–2010 przyjęto: najwyższy miesięczny w wieloleciu (WWW), średni z najwyższych miesięcznych (SWW), poziom średni wielolecia (SSW), średni z najniższych miesięcznych (SNW) oraz najniższy miesięczny w wieloleciu (NNW). Rycina 7.1 pokazuje skalę różnic, jaka może wystąpić pomiędzy uśrednionymi maksymalnymi i minimalnymi poziomami morza (SWW i SNW) a wartościami chwilowymi (WWW i NNW) wywołanymi przez wezbrania i obniżenia sztormowe. Uśrednione wartości poziomów morza mogą stanowić warunki wstępne dla znacznie większej skali rozpiętości poziomów morza podczas wezbrania sztormowego przy przejściu niżu. Krzywa średnich poziomów morza (SSW), która przedstawia niskie wartości głównie wiosną na Bałtyku, pokazuje, że wezbrania sztormowe, które powstają w tym czasie, nie osiągną wysokich ekstremów z uwagi na niewielki poziom napełnienia Morza Bałtyckiego. Potwierdzają to prace badaczy estońskich (Suursaar, Kullas, 2006; Jaagus, Suursaar, 2013).

Dla wszystkich stacji przebieg sezonowych zmian ekstremów jest zbliżony. Ekstrema osiągają swoje najwyższe wartości w miesiącach jesienno-zimowych, a najmniejsze w miesiącach letnich. Występują wyraźne różnice w wielkościach amplitud pomiędzy krzywymi poziomów ekstremalnych (WWW i NNW) dla stacji otwartych akwenów oraz dla stacji zatokowych. Na stacjach wodowskazowych zlokalizowanych w głębi zatok (Wismar, Hamina, Parnawa, Kemi) miesięczne amplitudy pomiędzy najwyższymi a najniższymi wartościami w wieloleciu są wyraźnie większe niż amplitudy dla stacji otwartych wód Bałtyku (Kungsholmsfort, Władysławowo, Visby, Ristna). Miesięczne amplitudy na stacjach zatokowych przekraczają 3 m, natomiast na stacjach otwartych akwenów (Bałtyk właściwy) rzadko przekraczają 2 m (ryc. 7.1, tab. 7.1). Na takie różni-

cowanie amplitud wpływ ma tzw. efekt zatokowy, który opisano w poprzednim rozdziale pracy (podr. 6.3). Stacją pośrednią jest Korsør położony w Wielkim Bełcie, o przejściowym charakterze wahań z uwagi na wymianę wód pomiędzy zbiornikiem Morza Północnego a Bałtykiem właściwym. Cieśniny Duńskie poprzez swoje niewielkie głębokości (15–20 m w Wielkim Bełcie) oraz niewielki przekrój poprzeczny tłumią gwałtowne wzrosty oraz spadki poziomów morza i wpływają na zmniejszenie amplitud (Łomniewski i in., 1975).



Ryc. 7.1. Poziomy charakterystyczne dla wybranych stacji wodowskazowych Morza Bałtyckiego w wieloleciu 1960–2010 (lub w okresie zbliżonym)

Miesiącem o najwyższych ekstremach i największych amplitudach pomiędzy poziomami ekstremalnymi Morza Bałtyckiego jest styczeń oraz w dalszej kolejności luty i listopad. Z kolei czerwiec i lipiec to okres występowania najniższych miesięcznych ekstremów poziomów Bałtyku (ryc. 7.1, tab. 7.1).

Tabela 7.1. Miesięczne wielkości amplitud (w cm) pomiędzy najwyższym (WWW) a najniższym (NNW) miesięcznym poziomem morza w wieloleciu 1960–2010 (lub w okresie zbliżonym) dla wybranych wodowskazów Morza Bałtyckiego

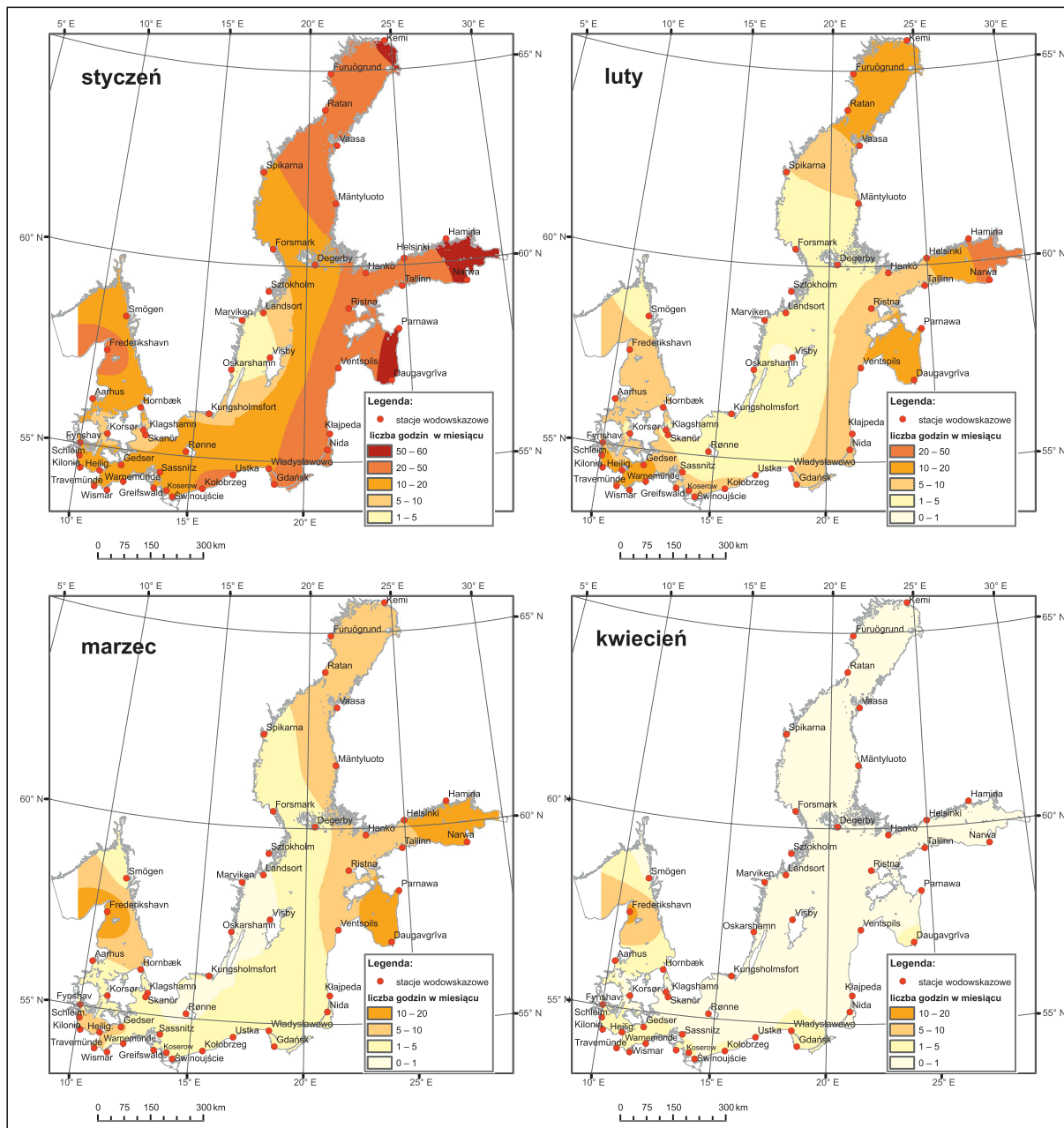
| Wodowskaz | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII |
|---------------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|
| Korsør ¹ | 199 | 239 | 177 | 190 | 132 | 101 | 105 | 106 | 156 | 176 | 265 | 212 |
| Wismar | 338 | 329 | 249 | 219 | 172 | 164 | 158 | 232 | 224 | 294 | 371 | 348 |
| Kungsholmsfort | 196 | 199 | 177 | 145 | 80 | 90 | 96 | 100 | 161 | 176 | 191 | 178 |
| Władysławowo ² | 208 | 176 | 165 | 165 | 86 | 94 | 78 | 110 | 141 | 176 | 232 | 163 |
| Visby ³ | 139 | 141 | 144 | 102 | 63 | 72 | 68 | 70 | 95 | 136 | 114 | 117 |
| Parnawa | 390 | 298 | 251 | 201 | 188 | 177 | 193 | 197 | 274 | 372 | 309 | 257 |
| Ristna ⁴ | 279 | 232 | 225 | 120 | 108 | 104 | 103 | 121 | 142 | 216 | 193 | 216 |
| Hamina | 311 | 237 | 237 | 200 | 175 | 149 | 162 | 164 | 220 | 228 | 260 | 263 |
| Spikarna ⁵ | 203 | 198 | 156 | 120 | 102 | 80 | 115 | 84 | 105 | 149 | 140 | 170 |
| Kemi | 312 | 243 | 221 | 204 | 206 | 167 | 192 | 214 | 286 | 309 | 304 | 272 |

1. okres: 1972–2010, 2. okres: 1962–2010, 3. okres: 1961–2010, 4. okres: 1962–2010, 5. okres: 1968–2010

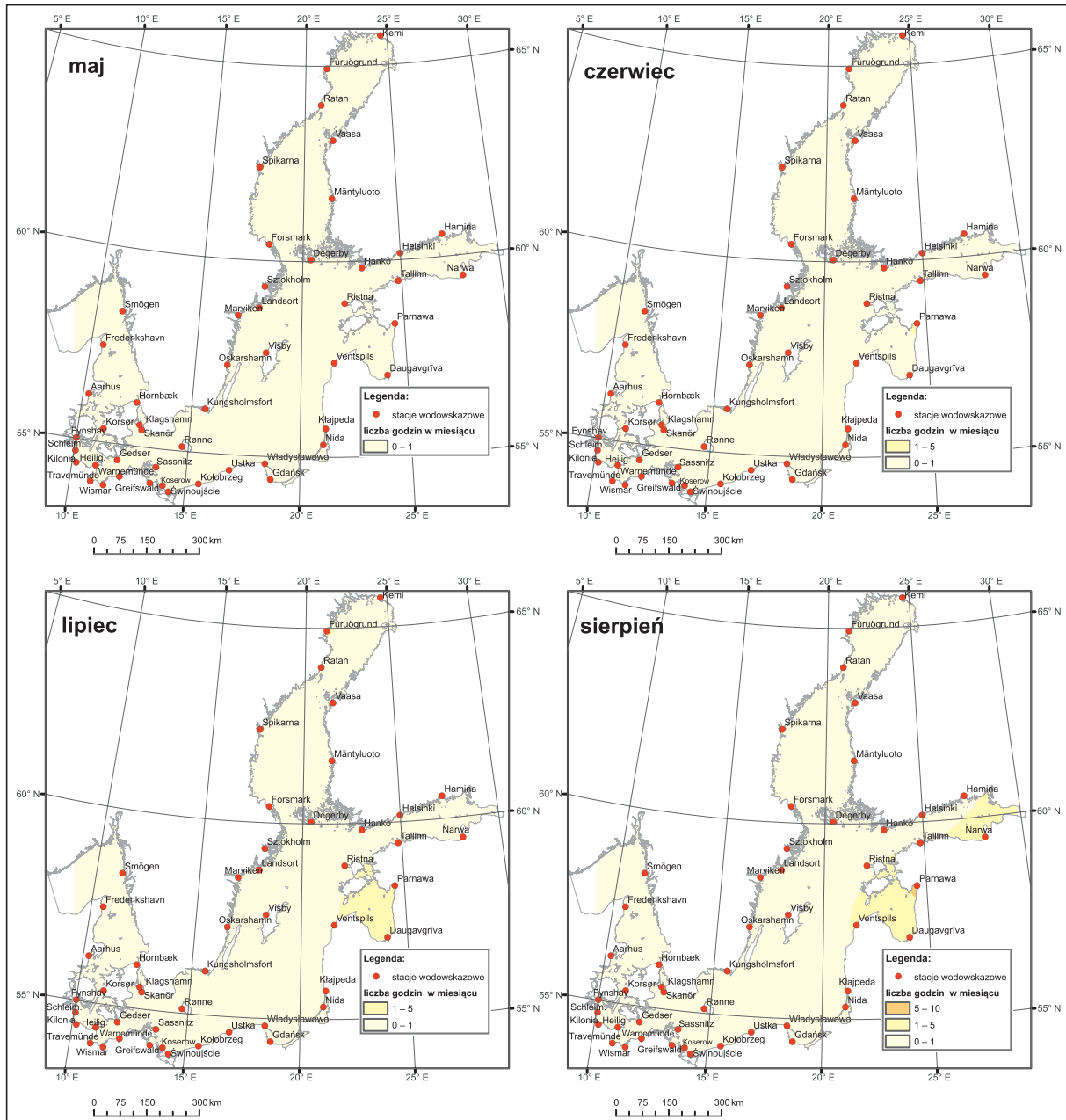
7.2. Rozkład przestrzenny sezonowych ekstremalnych poziomów morza oraz miesięczna częstość występowania wezbrań sztormowych na poszczególnych stacjach wodowskazowych Morza Bałtyckiego

Uzupełnieniem analizy sezonowych ekstremalnych poziomów wód jest przestrzenny rozkład czasu ich występowania w poszczególnych miesiącach roku na wybrzeżach Morza Bałtyckiego. Analiza ta przedstawia uśrednioną z wielolecia 1960–2010 miesięczną liczbę godzin z wysokimi poziomami morza (≥ 70 cm względem zera NAP) i niskimi poziomami (≤ -70 cm względem zera NAP) wyznaczoną dla wszystkich 37 stacji wodowskazowych z różnych akwenów Bałtyku (ryc. 7.2–7.7). Miesiącem o najwyższej liczbie godzin z poziomami wysokimi jest styczeń. W styczniu zwiększone zakresy liczby godzin z wysokimi poziomami morza występują na większości akwenów Morza Bałtyckiego, z nasileniem na północnych i wschodnich wybrzeżach (zakres od 10 do 50 godzin średnio w miesiącu). Jeszcze wyższa liczba godzin z poziomami wysokimi (powyżej 50 godzin) występuje w wewnętrznych częściach zatok: Botnickiej, Fińskiej i Ryskiej, co może wiązać się z tzw. efektem zatokowym. Natomiast wybrzeża szwedzkie Bałtyku Centralnego to obszar o najkrótszym czasie (10 godzin i mniej) występowania wysokich poziomów morza (ryc. 7.2). Kolejne miesiące roku, aż do okresu letniego, to czas wyraźnego spadku liczby godzin z wysokimi poziomami morza. Jest to okres słabnięcia cyrkulacji zachodniej (głównie indeksu NAO), spadku liczby głębokich niżów barycznych nad Bałtykiem i spadku prędkości wiatru oraz wzrostu udziału innych typów cyrkulacji – zwłaszcza wschodniej (ryc. 7.2–7.4). Od maja do sierpnia, w okresie niskiej aktywności cyrkulacyjnej atmosfery, słabszych prędkości wiatru w stosunku do okresu chłodnego oraz przeważnie niskiego stopnia napełnienia Bałtyku, wysokie poziomy morza ≥ 70 cm na całości wybrzeży Morza Bałtyckiego praktycznie nie występują lub występują sporadycznie (ryc. 7.3).

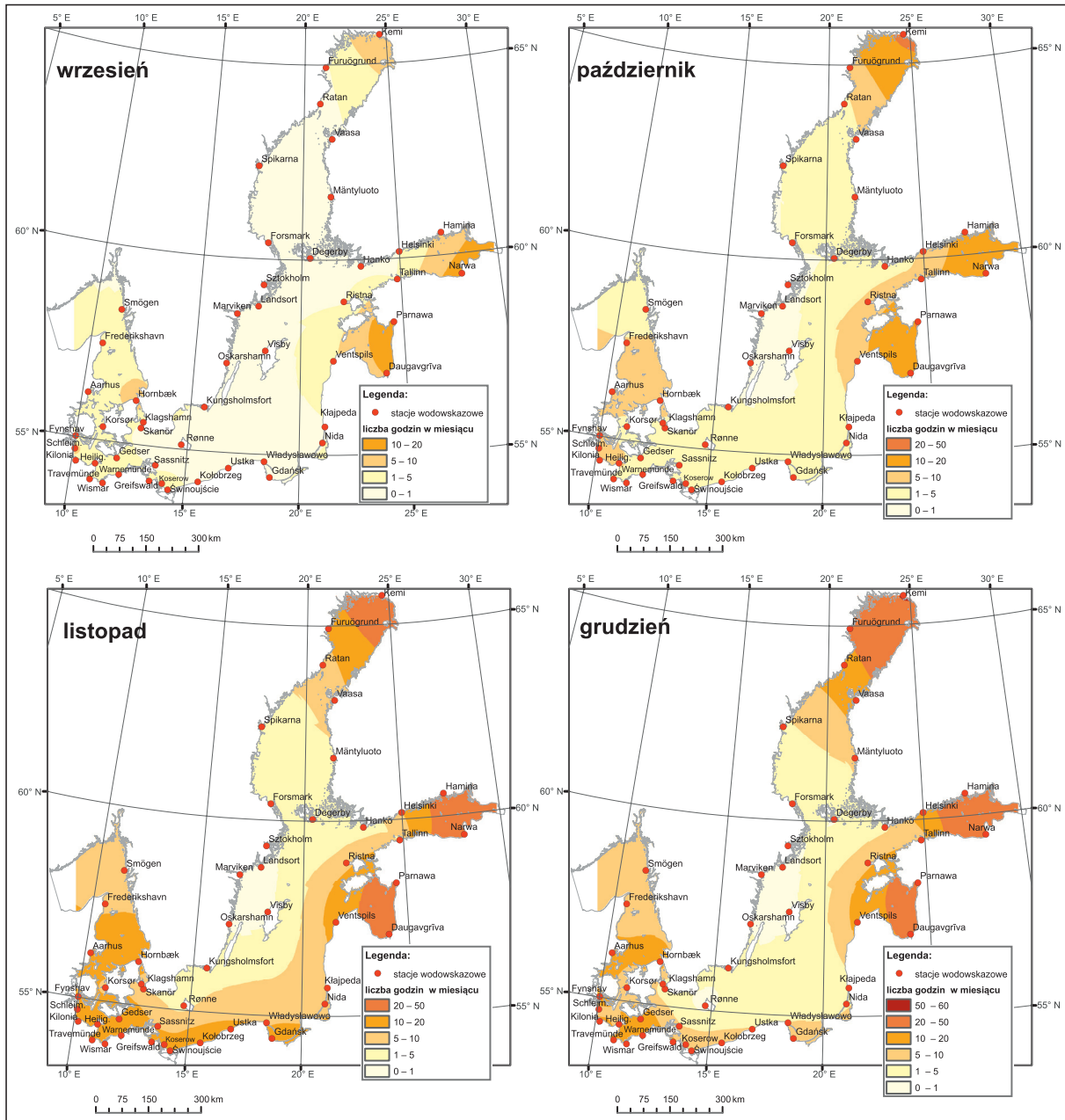
Dopiero od września wydłuża się czas występowania wysokich poziomów morza, który trwa do stycznia następnego roku (okres wzmacniania się cyklogenezy) (ryc. 7.2, 7.4). Znamienne jest, że proces ten zachodzi i nasila się od otwartych wód Bałtyku (Bałtyk właściwy) aż do najbardziej wewnętrznych części zatok: Botnickiej, Fińskiej, Ryskiej, a także w Bałtyku Zachodnim.



Ryc. 7.2. Średnia miesięczna liczba godzin występowania wysokich poziomów morza (≥ 70 cm względem zera NAP) od stycznia do kwietnia (średnie z wielolecia 1960–2010)



Ryc. 7.3. Średnia miesięczna liczba godzin występowania wysokich poziomów morza (≥ 70 cm względem zera NAP) od maja do sierpnia (średnie z wielolecia 1960–2010)



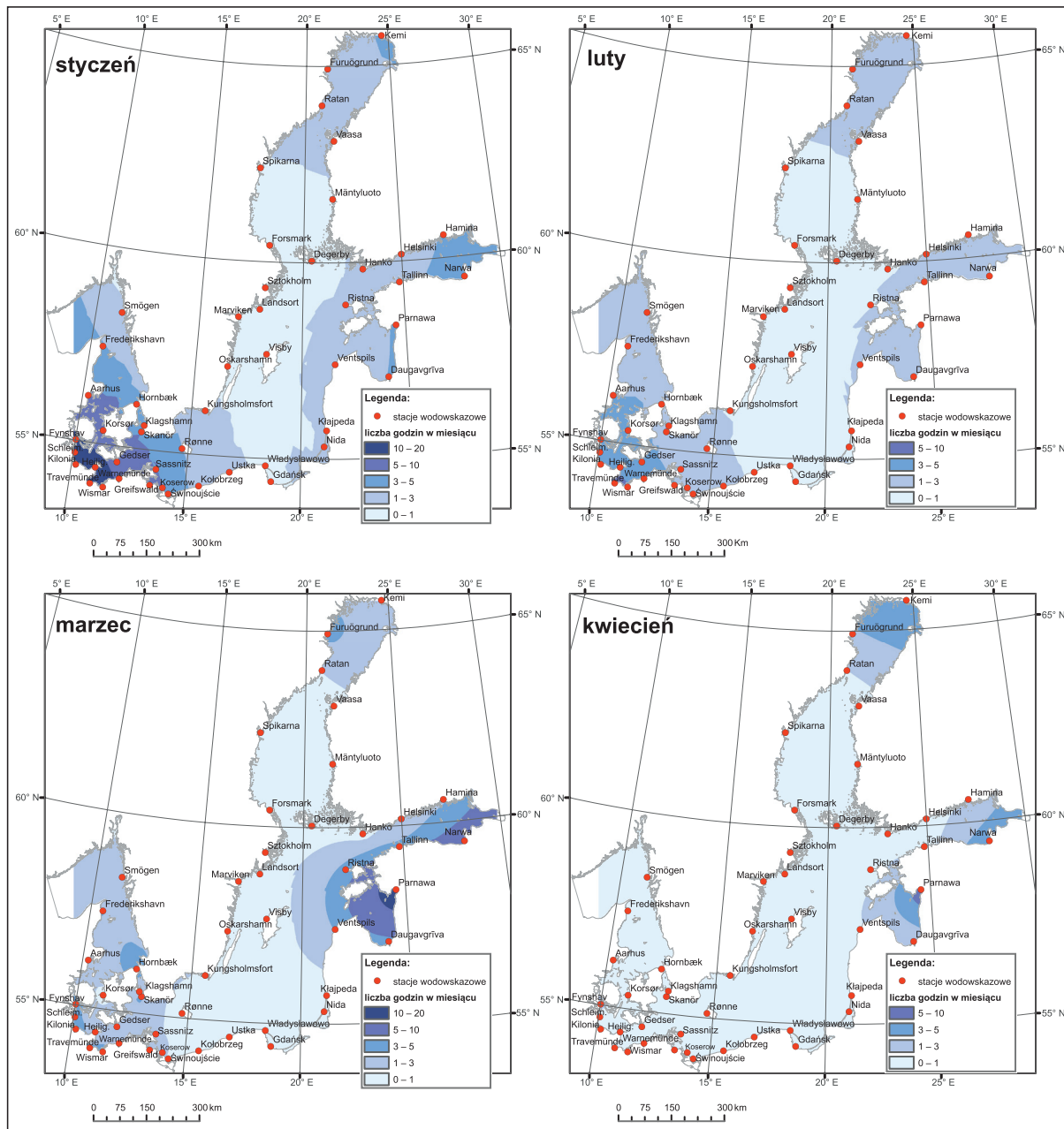
Ryc. 7.4. Średnia miesięczna liczba godzin występowania wysokich poziomów morza (≥ 70 cm względem zera NAP) od września do grudnia (średnie z wielolecia 1960–2010)

Dla poziomów niskich, ≤ -70 cm względem zera NAP, styczeń jest miesiącem o najdłuższym czasie występowania (tak jak w wypadku poziomów wysokich). W styczniu najdłuższy czas występowania poziomów niskich (od 10 do 20 godzin średnio w miesiącu) występuje w Bałtyku Zachodnim (Zatoka Wismarska, Zatoka Kilońska) i czas ten skraca się w kierunku wschodnim. Mniejsza liczba godzin niskich poziomów morza (między 3 a 5 godzin w miesiącu) występuje w styczniu w końcówkach zatok: Botnickiej, Fińskiej i Ryskiej oraz w Kattégacie. Szwedzkie wybrzeża Bałtyku Centralnego i Północnego oraz Botnik Południowy w styczniu to akweny z pojedynczymi wystąpieniami niskich poziomów morza lub ich brakiem (ryc. 7.5).

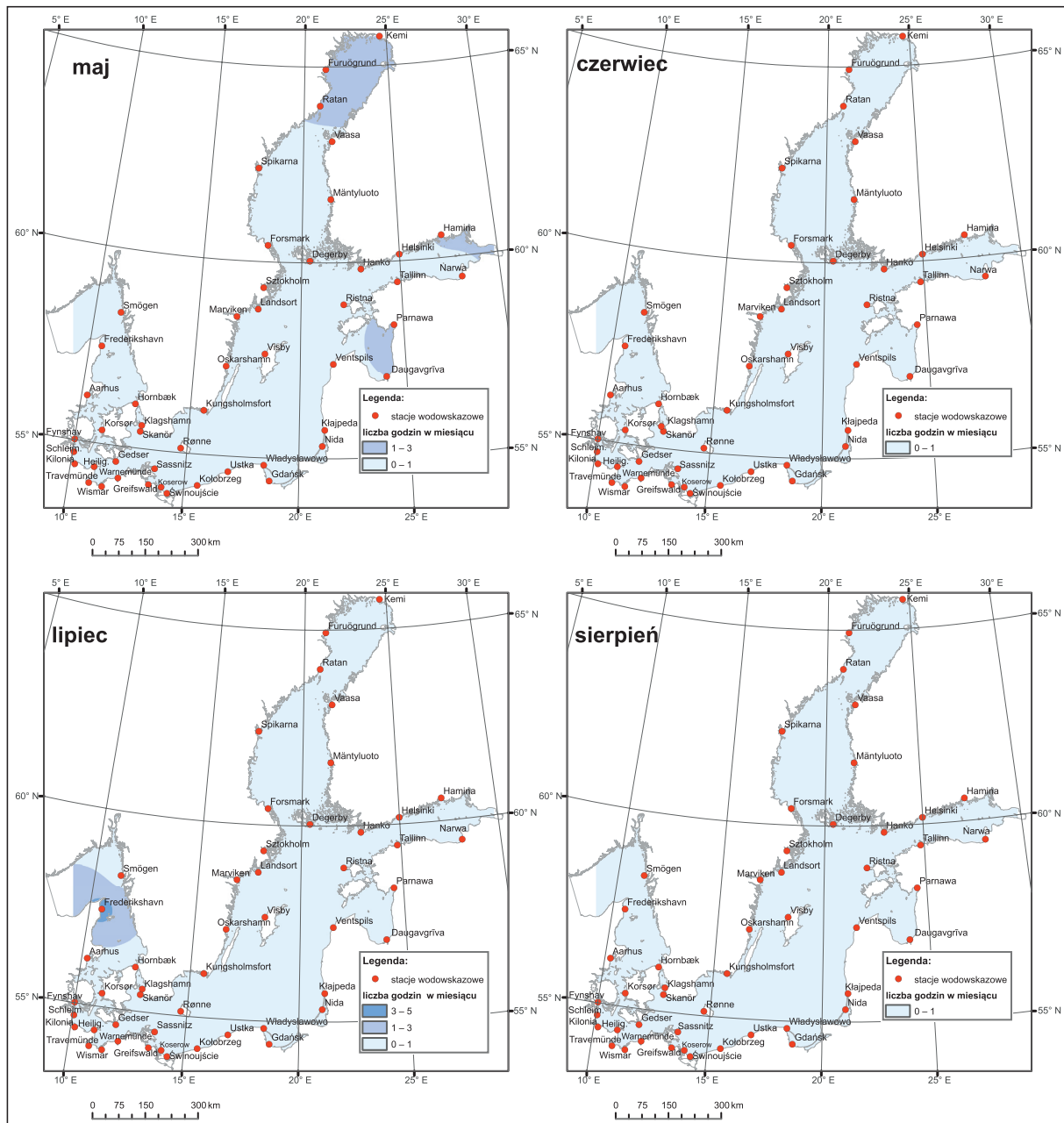
Roczny cykl występowania poziomów niskich jest zbliżony do cyklu występowania poziomów wysokich – liczba godzin z poziomami niskimi maleje od stycznia do okresu letniego, a następnie wzrasta do stycznia następnego roku (ryc. 7.5–7.7). Wyjątkiem jest jednak marzec i w mniejszym stopniu kwiecień dla Bałtyku Północnego, Zatoki Ryskiej, Fińskiej, a także Botnika Północnego (ryc. 7.5). W tym czasie w tych akwenach notuje się większą liczbę godzin występowania poziomów niskich niż analogicznie w lutym (np. w Zatoce Ryskiej niskie poziomy morza wystąpiły w lutym od 1 do 3 godzin, natomiast w marcu od 5 do 20 godzin). Wzrost ten w akwenach północno-wschodnich Bałtyku należy wiązać z nasileniem się cyrkulacji wschodniej, a także z występowaniem lokalnego pola wiatru w okresie wiosennym i napływem kontynentalnych mas powietrza powodujących obniżenie poziomu wód (Suursaar i in., 2003, 2007).

W miesiącach letnich od czerwca do sierpnia wybrzeża Bałtyku są praktycznie pozbawione niskich poziomów wód (≤ -70 cm względem zera NAP), co wiąże się ze słabą dynamiką cyrkulacyjną atmosfery o tej porze roku i mniejszymi prędkościami wiatru niż w chłodniejszych okresach (ryc. 7.6).

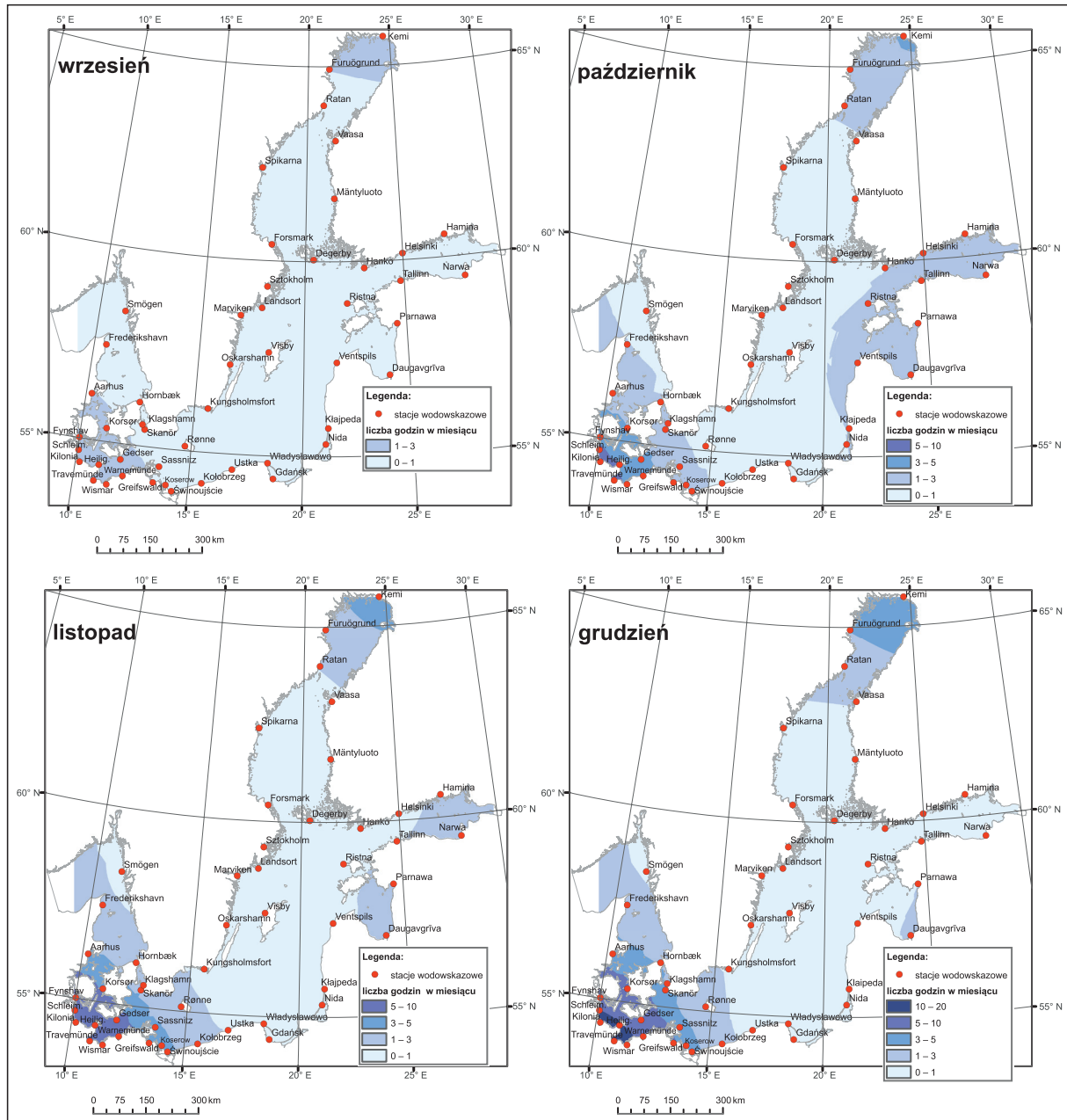
Tak jak w geograficznym rozkładzie wysokich poziomów morza, również przy niskich poziomach wód zauważalny jest proces wydłużania czasu ich występowania od otwartych wód Bałtyku (Bałtyk właściwy) w kierunku wewnętrznych części zatok. Zjawisko to jest szczególnie widoczne w miesiącach jesienno-zimowych dla Bałtyku Zachodniego i zatok: Meklemburskiej, Wismarskiej i Kilońskiej (ryc. 7.5–7.7).



Ryc. 7.5. Średnia miesięczna liczba godzin występowania niskich poziomów morza (≤ -70 cm względem zera NAP) dla miesięcy od stycznia do kwietnia (średnie z wielolecia 1960–2010)

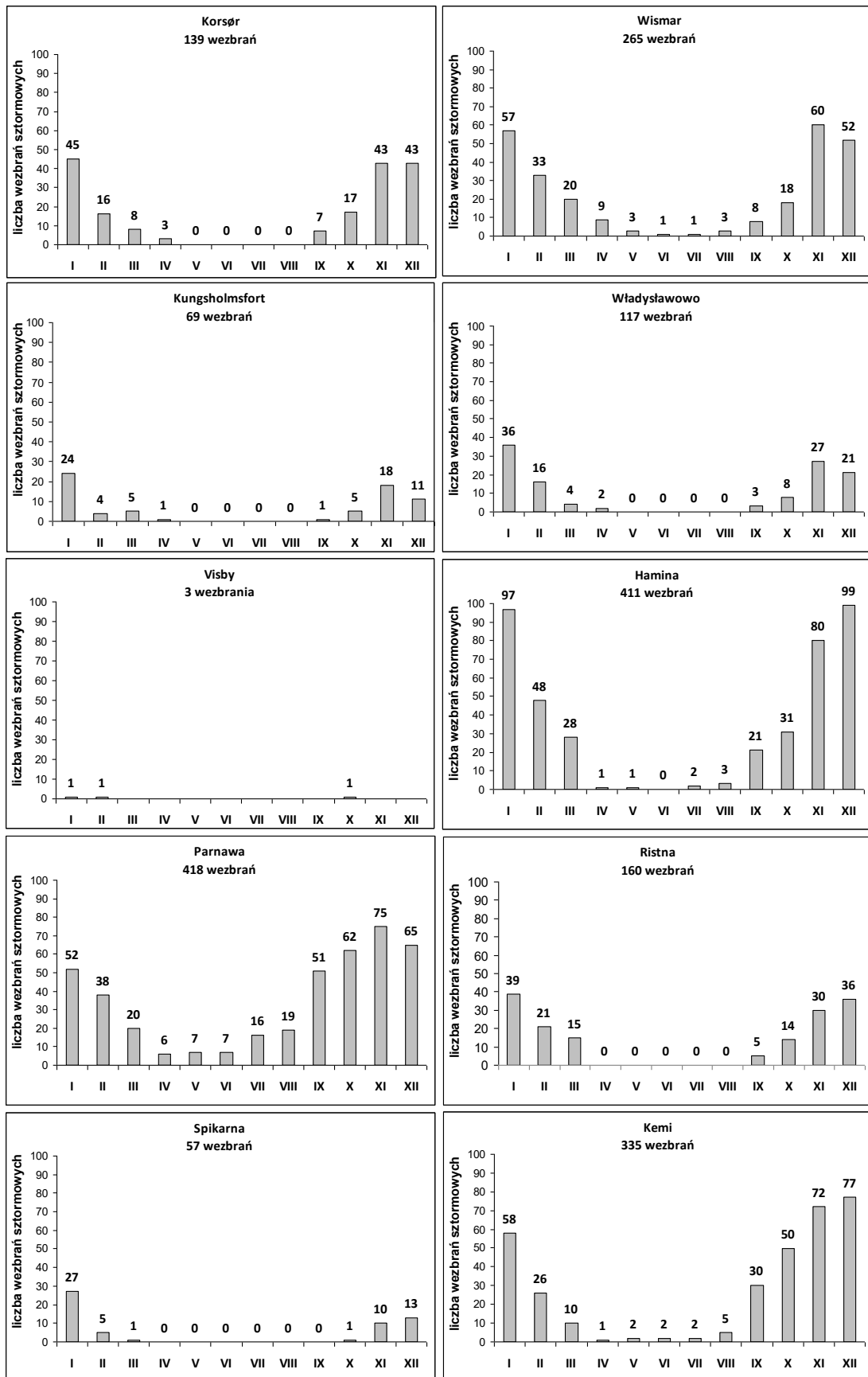


Ryc. 7.6. Średnia miesięczna liczba godzin występowania niskich poziomów morza (≤ -70 cm względem zera NAP) dla miesięcy od maja do sierpnia (średnie z wielolecia 1960–2010)



Ryc. 7.7. Średnia miesięczna liczba godzin występowania niskich poziomów morza (≤ -70 cm względem zera NAP) dla miesięcy od września do grudnia (średnie z wielolecia 1960–2010)

Z przebiegiem rocznym występowania charakterystycznych poziomów morza (poziomy: WWW, SWW, SNW i NWW), a w szczególności z przebiegiem rocznym czasu występowania wysokich i niskich poziomów morza dobrze koresponduje liczba wezbrań sztormowych (z maksimum wezbrania ≥ 70 cm względem zera NAP). Wyznaczono ją dla tych samych reprezentatywnych 10 stacji wodowskazowych, dla których ustalono poziomy charakterystyczne (dla wodowskazów z niepełną serią danych z wielolecia liczbę wezbrań uzupełniono metodą proporcji). Miesiące od listopada do stycznia to czas największej liczby wezbrań w ciągu roku (ryc. 7.8). Z tego okresu pod względem liczby wezbrań na większości akwenów Bałtyku dominuje styczeń. Sumaryczna liczba wezbrań sztormowych z wielolecia 1960–2010 dla stycznia zawiera się od jednego wezbrania w Bałtyku Centralnym (Visby) do 97 wezbrań w Zatoce Fińskiej (Hamina). Tylko dla stacji



Ryc. 7.8. Sumaryczna liczba wezbrań sztormowych w poszczególnych miesiącach roku dla wybranych stacji wodowskazowych Morza Bałtyckiego w wieloleciu 1960–2010

położonych w wewnętrznych częściach zatok miesiącem o wyższej sumarycznej liczbie wezbrań w skali roku jest grudzień (Hamina – Zatoka Fińska – 99 wezbrań, Kemi – Botnik Północny – 77 wezbrań) lub listopad (Wismar – Zatoka Meklemburska – 60 wezbrań, Parnawa – Zatoka Parnawska – 75 wezbrań). Miesiące wiosenno-letnie, od maja do sierpnia, to okres braku wezbrań lub ich sporadycznego występowania, ale tylko na stacjach zatokowych. Wśród nich wyróżnia się wodowskaz Parnawa, na którym w maju i czerwcu zarejestrowano po 7 wezbrań w wieloleciu, a w sierpniu 19 wezbrań (ryc. 7.8). Jest to zrozumiałe z uwagi na wspomniany już efekt zatokowy i stosunkowo mniejsze głębokości wód w porównaniu z Bałtykiem właściwym.

Przebieg roczny wezbrań sztormowych, których efektem jest występowanie wysokich i niskich poziomów morza, jest zgodny z roczną zmiennością cyrkulacji atmosferycznej zarówno w skali lokalnej, jak i regionalnej oraz globalnej. Najwyższe liczby wezbrań jesienno-zimowych to głównie efekt częstych niżów barycznych znad północnego Atlantyku (spadki ciśnienia, silne wiatry) w okresie największej intensyfikacji cyrkulacji zachodniej oraz dodatniej fazy Oscylacji Północnoatlantyckiej, a także wysokiego stopnia napełnienia Bałtyku. Natomiast brak wezbrań wiosenno-letnich na Bałtyku lub sporadyczne ich występowanie wiąże się z osłabieniem aktywności cyrkulacyjnej atmosfery w tym okresie, a także z niskim stopniem napełnienia Bałtyku. Wniosek ten znajduje potwierdzenie w wielu innych pracach badawczych (Wiśniewski, 1978; Koźuchowski i in., 1996; Girjatowicz, 2009; Sztobryn, Stigge i in., 2005; Sztobryn i in., 2009; Suursaar i in., 2003, 2006a, 2007; Jaagus, Suursaar, 2013; Ekman, 2003, 2009). Zależności pomiędzy wskaźnikami cyrkulacji atmosferycznej a występowaniem ekstremalnych poziomów morza zostały przeanalizowane w kolejnym podrozdziale pracy.

7.3. Korelacje pomiędzy wskaźnikami cyrkulacji strefowej (NAO, AO) oraz południkowej (SCAND) atmosfery a maksymalnymi, minimalnymi i średnimi poziomami morza

Za nasilające się zjawiska sztormowe i ekstremalne poziomy morza Bałtyku w okresie jesienno-zimowym odpowiada zmienne rocznie pole ciśnienia atmosferycznego i wiatru, czyli główne składniki cyrkulacji atmosfery. Wpływ globalnej, regionalnej i lokalnej cyrkulacji atmosfery na dynamikę wód morskich w strefie brzegowej Morza Bałtyckiego jest szeroko poruszany w literaturze przedmiotu (Heyen i in., 1996; Samuelsson, Stigebrandt, 1996; Andersson, 2002; Kauker, Meier, 2003; Jevrejeva i in., 2005; Lehmann i in., 2002; Bastos i in., 2013). Według wielu badaczy indeks Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO) nie jest pojedynczą siłą wymuszającą wahania poziomów morza. Objawia się on raczej poprzez kompleks czynników wpływających na poziom morza, takich jak: silniejsze przepływy zachodnich mas powietrza, wyższe temperatury zimą, wyższe opady atmosferyczne, w mniejszym stopniu zjawiska lodowe. Wszystkie te objawy są ze sobą skorelowane, jednak specyficzny wpływ na poziom morza każdego z nich trudno odróżnić (Heyen i in., 1996; Samuelsson, Stigebrandt, 1996; Suursaar, Sooäär, 2007).

Andersson (2002) zauważył, że istnieje związek między poziomem morza w Sztokholmie a wartościami zimowymi Oscylacji Północnoatlantyckiej (NAO). Jako główny czynnik sprawczy podkreślił siłę wiatru. Johansson (2001, 2004) przebadła bilans wodny Morza Bałtyckiego i jego korelację z indeksem NAO i potwierdziła fakt, iż zmienność poziomu morza wzdłuż wybrzeża fińskiego jest również skorelowana z indeksem NAO. Ścisłą korelację między cyrkulacją atmosferyczną i wahaniami poziomu morza znaleziono również u wybrzeży Estonii (Suursaar i in., 2006a). Największą korelację – powyżej 0,6 – wykryto w miesiącach zimowych. Podobna korelacja ujawniła się między miesięcznym średnim poziomem morza a liczbą dni sztormowych (Suursaar i in., 2006a; Jaagus, Suursaar, 2013). Girjatowicz (2007) znalazł korelację na poziomie 0,5 pomiędzy NAO a średnimi poziomami morza w Zatoce Pomorskiej w miesiącach zimowych.

W bieżącej pracy zbadano stopień zależności (współczynniki korelacji Pearsona) pomiędzy analizowanymi średnimi, maksymalnymi i minimalnymi poziomami Bałtyku a wskaźnikami cyrkulacji strefowej NAO i AO oraz wskaźnikiem cyrkulacji południkowej SCAND dla wszystkich miesięcy roku w wieloleciu 1960–2010 (lub w okresie zbliżonym) (definicje i ogólną charakterystykę tych wskaźników zawarto w podrozdziale 2.4). Celem tej analizy było potwierdzenie faktu, iż nie tylko średnie, ale także ekstremalne poziomy morza u różnych wybrzeży Bałtyku mają związek z indeksami cyrkulacji atmosferycznej. Wyznaczone współczynniki korelacji Pearsona dla poszczególnych miesięcy i zgrupowanych okresów przedstawiają tabele 7.2–7.7 oraz tabele w załączniku nr 2 (pogrubiona czcionka w tabelach oznacza istotność współczynnika korelacji na poziomie $\alpha = 0,05$).

Tabela 7.2. Współczynniki korelacji pomiędzy wskaźnikami cyrkulacji NAO, AO i SCAND a średnimi, najwyższymi (maks.) i najniższymi (min.) miesięcznymi poziomami morza w styczniu w wieloleciu 1960–2010 (lub w okresie zbliżonym) dla wybranych stacji wodowskazowych Morza Bałtyckiego

| | | Korsør ¹ | Wismar | Kungsholmsfort | Władysławowo ² | Visby ³ | Parnawa | Ristna ⁴ | Hamina | Spikarna ⁵ | Kemi |
|-------|-------|---------------------|--------------|----------------|---------------------------|--------------------|--------------|---------------------|--------------|-----------------------|--------------|
| NAO | śred. | 0,50 | 0,29 | 0,70 | 0,69 | 0,74 | 0,70 | 0,78 | 0,77 | 0,82 | 0,80 |
| | maks. | 0,22 | 0,08 | 0,66 | 0,60 | 0,76 | 0,65 | 0,72 | 0,69 | 0,73 | 0,60 |
| | min. | 0,19 | -0,11 | 0,55 | 0,55 | 0,60 | 0,59 | 0,62 | 0,67 | 0,76 | 0,67 |
| AO | śred. | 0,41 | 0,31 | 0,65 | 0,67 | 0,71 | 0,75 | 0,74 | 0,79 | 0,73 | 0,80 |
| | maks. | 0,10 | 0,05 | 0,61 | 0,56 | 0,72 | 0,67 | 0,69 | 0,75 | 0,66 | 0,63 |
| | min. | 0,29 | -0,06 | 0,45 | 0,55 | 0,58 | 0,60 | 0,59 | 0,64 | 0,65 | 0,63 |
| SCAND | śred. | -0,76 | -0,63 | -0,73 | -0,78 | -0,74 | -0,70 | -0,70 | -0,70 | -0,70 | -0,58 |
| | maks. | -0,63 | -0,56 | -0,72 | -0,68 | -0,70 | -0,60 | -0,61 | -0,56 | -0,70 | -0,53 |
| | min. | -0,13 | 0,28 | -0,45 | -0,70 | -0,75 | -0,58 | -0,64 | -0,57 | -0,54 | -0,34 |

1. okres: 1972–2010, 2. okres: 1962–2010, 3. okres: 1961–2010, 4. okres: 1962–2010, 5. okres: 1968–2010 – analogiczne okresy dla tych samych wodowskazów w tabelach: 7.3–7.7 oraz w załączniku nr 2

Tabela 7.3. Współczynniki korelacji pomiędzy wskaźnikami cyrkulacji NAO, AO i SCAND a średnimi poziomami morza, średnimi z poziomów najwyższych (maks.) i najniższych (min.) w wieloleciu 1960–2010 (lub w okresie zbliżonym) dla zgrupowanych miesięcy od grudnia do lutego w wybranych stacjach wodowskazowych Morza Bałtyckiego

| | | Korsør | Wismar | Kungsholmsfort | Władysławowo | Visby | Parnawa | Ristna | Hamina | Spikarna | Kemi |
|-------|-------|--------------|--------------|----------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| NAO | śred. | 0,57 | 0,34 | 0,72 | 0,75 | 0,74 | 0,68 | 0,79 | 0,78 | 0,84 | 0,78 |
| | maks. | 0,33 | 0,12 | 0,66 | 0,70 | 0,73 | 0,66 | 0,74 | 0,69 | 0,81 | 0,68 |
| | min. | 0,31 | -0,15 | 0,39 | 0,61 | 0,66 | 0,65 | 0,75 | 0,74 | 0,77 | 0,63 |
| AO | śred. | 0,51 | 0,41 | 0,70 | 0,72 | 0,73 | 0,73 | 0,77 | 0,80 | 0,77 | 0,81 |
| | maks. | 0,37 | 0,16 | 0,66 | 0,67 | 0,72 | 0,69 | 0,74 | 0,74 | 0,71 | 0,74 |
| | min. | 0,29 | -0,11 | 0,31 | 0,63 | 0,65 | 0,68 | 0,72 | 0,73 | 0,68 | 0,58 |
| SCAND | śred. | -0,69 | -0,66 | -0,70 | -0,73 | -0,72 | -0,70 | -0,70 | -0,72 | -0,71 | -0,60 |
| | maks. | -0,58 | -0,51 | -0,68 | -0,66 | -0,71 | -0,67 | -0,68 | -0,65 | -0,66 | -0,57 |
| | min. | -0,26 | 0,21 | -0,41 | -0,69 | -0,68 | -0,65 | -0,70 | -0,63 | -0,60 | -0,37 |

Tabela 7.4. Współczynniki korelacji pomiędzy wskaźnikami cyrkulacji NAO, AO i SCAND a średnimi poziomami morza, średnimi z poziomów najwyższych (maks.) i najniższych (min.) w wieloleciu 1960–2010 (lub w okresie zbliżonym) dla zgrupowanych miesięcy od marca do maja w wybranych stacjach wodowskazowych Morza Bałtyckiego

| | | Korsør | Wismar | Kungs-holmsfort | Władysławowo | Visby | Parnawa | Ristna | Hamina | Spikarna | Kemi |
|-------|-------|--------------|--------------|-----------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| NAO | śred. | 0,20 | 0,03 | 0,15 | 0,11 | 0,23 | 0,25 | 0,20 | 0,24 | 0,33 | 0,25 |
| | maks. | 0,09 | -0,10 | 0,15 | 0,11 | 0,27 | 0,12 | 0,14 | 0,09 | 0,36 | 0,27 |
| | min. | 0,13 | -0,09 | 0,04 | 0,01 | 0,20 | 0,20 | 0,18 | 0,27 | 0,33 | 0,35 |
| AO | śred. | 0,41 | 0,33 | 0,42 | 0,42 | 0,47 | 0,53 | 0,50 | 0,51 | 0,52 | 0,55 |
| | maks. | 0,25 | 0,13 | 0,37 | 0,36 | 0,47 | 0,49 | 0,44 | 0,50 | 0,49 | 0,49 |
| | min. | 0,32 | 0,02 | 0,25 | 0,32 | 0,42 | 0,35 | 0,45 | 0,49 | 0,50 | 0,48 |
| SCAND | śred. | -0,50 | -0,47 | -0,58 | -0,58 | -0,58 | -0,62 | -0,58 | -0,63 | -0,62 | -0,59 |
| | maks. | -0,45 | -0,30 | -0,53 | -0,56 | -0,54 | -0,57 | -0,57 | -0,52 | -0,57 | -0,55 |
| | min. | -0,37 | -0,18 | -0,41 | -0,42 | -0,51 | -0,56 | -0,56 | -0,52 | -0,48 | -0,14 |

Tabela 7.5. Współczynniki korelacji pomiędzy wskaźnikami cyrkulacji NAO, AO i SCAND a średnimi poziomami morza, średnimi z poziomów najwyższych (maks.) i najniższych (min.) w wieloleciu 1960–2010 (lub w okresie zbliżonym) dla zgrupowanych miesięcy od czerwca do sierpnia w wybranych stacjach wodowskazowych Morza Bałtyckiego

| | | Korsør | Wismar | Kungs-holmsfort | Władysławowo | Visby | Parnawa | Ristna | Hamina | Spikarna | Kemi |
|-------|-------|--------------|--------------|-----------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| NAO | śred. | -0,27 | -0,08 | 0,24 | 0,12 | 0,30 | 0,32 | 0,27 | 0,33 | 0,08 | 0,34 |
| | maks. | -0,28 | -0,19 | 0,17 | 0,10 | 0,27 | 0,03 | 0,08 | 0,25 | -0,03 | 0,16 |
| | min. | -0,10 | 0,28 | 0,24 | 0,19 | 0,29 | 0,25 | 0,36 | 0,40 | 0,16 | 0,10 |
| AO | śred. | -0,32 | 0,04 | -0,01 | 0,05 | 0,07 | 0,01 | -0,06 | 0,10 | -0,08 | 0,21 |
| | maks. | -0,17 | 0,13 | 0,16 | 0,25 | 0,07 | -0,27 | -0,11 | 0,17 | -0,13 | 0,14 |
| | min. | -0,13 | 0,20 | -0,03 | 0,08 | 0,13 | 0,06 | 0,05 | 0,10 | 0,10 | 0,30 |
| SCAND | śred. | -0,48 | -0,35 | -0,46 | -0,61 | -0,49 | -0,49 | -0,49 | -0,53 | -0,50 | -0,45 |
| | maks. | -0,16 | -0,07 | -0,35 | -0,49 | -0,42 | -0,33 | -0,37 | -0,37 | -0,46 | -0,17 |
| | min. | -0,20 | 0,15 | -0,24 | -0,58 | -0,41 | -0,23 | -0,47 | -0,32 | -0,36 | -0,26 |

Tabela 7.6. Współczynniki korelacji pomiędzy wskaźnikami cyrkulacji NAO, AO i SCAND a średnimi poziomami morza, średnimi z poziomów najwyższych (maks.) i najniższych (min.) w wieloleciu 1960–2010 dla zgrupowanych miesięcy od września do listopada w wybranych stacjach wodowskazowych Morza Bałtyckiego

| | | Korsør | Wismar | Kungs-holmsfort | Władysławowo | Visby | Parnawa | Ristna | Hamina | Spikarna | Kemi |
|-------|-------|--------------|--------------|-----------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| NAO | śred. | -0,02 | -0,24 | 0,19 | 0,18 | 0,36 | 0,46 | 0,43 | 0,44 | 0,46 | 0,49 |
| | maks. | -0,18 | -0,20 | 0,14 | 0,19 | 0,35 | 0,46 | 0,38 | 0,39 | 0,42 | 0,34 |
| | min. | 0,05 | -0,14 | -0,02 | 0,19 | 0,34 | 0,50 | 0,41 | 0,52 | 0,51 | 0,41 |
| AO | śred. | 0,20 | 0,16 | 0,38 | 0,40 | 0,48 | 0,49 | 0,50 | 0,54 | 0,51 | 0,59 |
| | maks. | 0,23 | 0,22 | 0,45 | 0,42 | 0,39 | 0,43 | 0,50 | 0,48 | 0,39 | 0,47 |
| | min. | -0,05 | -0,12 | -0,04 | 0,35 | 0,43 | 0,43 | 0,55 | 0,36 | 0,44 | 0,24 |
| SCAND | śred. | -0,45 | -0,52 | -0,74 | -0,78 | -0,73 | -0,75 | -0,75 | -0,78 | -0,75 | -0,60 |
| | maks. | -0,37 | -0,33 | -0,72 | -0,68 | -0,69 | -0,58 | -0,62 | -0,66 | -0,70 | -0,57 |
| | min. | -0,02 | 0,12 | -0,10 | -0,53 | -0,58 | -0,62 | -0,68 | -0,54 | -0,61 | -0,21 |

Tabela 7.7. Współczynniki korelacji pomiędzy wskaźnikami cyrkulacji NAO, AO i SCAND a średnimi poziomami morza, średnimi z poziomów najwyższych (maks.) i najniższych (min.) w uśrednionym roku z wielolecia 1960–2010 (lub w okresie zbliżonym) w wybranych stacjach wodowskazowych Morza Bałtyckiego

| | | Korsør | Wismar | Kungs-holmsfort | Włady-sławowo | Visby | Parnawa | Ristna | Hamina | Spikarna | Kemi |
|-------|-------|--------------|--------------|-----------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| NAO | śred. | 0,07 | -0,03 | 0,35 | 0,26 | 0,47 | 0,39 | 0,52 | 0,54 | 0,44 | 0,57 |
| | maks. | -0,11 | -0,24 | 0,28 | 0,24 | 0,34 | 0,24 | 0,17 | 0,29 | 0,44 | 0,32 |
| | min. | 0,04 | -0,02 | 0,21 | 0,05 | 0,23 | -0,02 | 0,14 | 0,38 | 0,12 | 0,24 |
| AO | śred. | 0,32 | 0,38 | 0,56 | 0,56 | 0,62 | 0,59 | 0,59 | 0,68 | 0,62 | 0,69 |
| | maks. | 0,20 | -0,01 | 0,52 | 0,36 | 0,48 | 0,22 | 0,37 | 0,47 | 0,37 | 0,35 |
| | min. | 0,04 | 0,01 | 0,25 | 0,20 | 0,35 | 0,26 | 0,39 | 0,30 | 0,37 | 0,24 |
| SCAND | śred. | -0,40 | -0,63 | -0,63 | -0,69 | -0,59 | -0,67 | -0,57 | -0,67 | -0,57 | -0,52 |
| | maks. | -0,17 | -0,07 | -0,39 | -0,34 | -0,12 | -0,32 | -0,26 | -0,29 | 0,13 | -0,31 |
| | min. | 0,02 | 0,20 | -0,42 | -0,43 | -0,56 | -0,69 | -0,61 | -0,32 | -0,17 | 0,13 |

Rozpatrywane zależności pomiędzy wskaźnikami cyrkulacji atmosfery a poziomami morza analizowano dla 10 stacji wodowskazowych, które reprezentują wszystkie akweny Morza Bałtyckiego. Uzyskane w pracy współczynniki korelacji tych zależności są zbliżone do analogicznych zależności w pracach dotyczących estońskiego wybrzeża (Jaagus, Suursaar, 2013), fińskiego wybrzeża (Johanson i in., 2001, 2004) czy polskiego wybrzeża (Girjatowicz, 2007).

Główną prawidłowością, która wynika z wyznaczonych zależności jest występowanie najsilniejszych związków pomiędzy NAO i AO a poziomami wód w miesiącach zimowych (tab. 7.2–7.3 oraz tab. w zał. nr 2). Ten wniosek pojawia się we wszystkich pracach dotyczących wpływu Oscylacji Północnoatlantyckiej i Oscylacji Arktycznej na poziom morza (Ekman, 2007, 2009; Jevrejeva i in., 2005; Jaagus, Suursaar, 2013; Suursaar, Kullas, 2006; Andersson, 2002). Właśnie zimą najczęściej występuje dodatnia faza NAO i AO i jest ona najsilniejsza w roku (jak już wspomniano w podrozdziale 2.4 dodatnia faza NAO to większa od przeciętnej różnica znormalizowanego ciśnienia pomiędzy Azorami a Islandią, co powoduje zwiększone napływy powietrza z nad północnego Atlantyku oraz częstsze okresy sztormowe nad Morzem Północnym i Bałtykiem). Najbardziej znaczącym miesiącem jest styczeń (tab. 7.2), dla którego współczynniki korelacji NAO ze średnimi poziomami morza są dodatnie i najwyższe w roku. Mieszczą się one od 0,29 w Wismarze do 0,82 w Spikarnie i 0,80 w Kemi. Podobne zależności występują w przypadku Oscylacji Arktycznej – od 0,31 w Wismarze do 0,80 w Kemi. Pozostałe miesiące o największych zależnościach pomiędzy poziomami Bałtyku a NAO i AO to kolejno luty i grudzień, a następnie wrzesień i październik (tab. w zał. nr 2). Interesujące jest, że indeksy NAO oraz AO nie mają prawie żadnej korelacji z poziomem wody w listopadzie (tab. w zał. nr 2), podczas gdy w grudniu, jak również we wrześniu i październiku korelacja ta jest znacząca. Można to tłumaczyć przewagą w tym okresie innych lokalnych typów cyrkulacji, ale niezwiązanych z NAO czy AO (np. przewaga makroform cyrkulacji zachodniej i wschodniej według klasyfikacji Vangengeim-Girs i użytej w pracy Jaagus i Suursaar, 2013). Brak związku (lub nieistotne statystycznie bądź bardzo słabe korelacje) między NAO i AO a poziomami wody występuje od kwietnia do sierpnia (tab. 7.4–7.5 oraz tab. w zał. nr 2). To okres słabego NAO i wzrastającego udziału mas powietrza z innych kierunków niż zachodni, co potwierdzają inne prace (Girjatowicz, 2009; Jaagus, Suursaar, 2013).

Następną prawidłowością, którą da się zaobserwować w przeprowadzonych analizach, jest przestrzenne zróżnicowanie korelacji i wzrost jej wartości na głównych osiach Bałtyku – z zachodu na wschód oraz z południa na północ. Prawidłowość ta jest widoczna praktycznie przez wszystkie miesiące roku (najsilniej w półroczu jesienno-zimowym) i dotyczy wskaźników NAO

i AO. Najmniejsze wartości zależności (lub ich brak) pomiędzy średnimi, maksymalnymi i minimalnymi poziomami morza a indeksami NAO i AO występują w południowym i zachodnim Bałtyku (głównie Wismar), a najwyższe wartości korelacji to Zatoka Botnicka (Spikarna i Kemi) (tab. 7.2–7.7). Takie zróżnicowanie może wynikać z tego, że przy dodatniej fazie NAO i AO (wysokie wartości) zachodnie masy powietrza rozprzeczają wody z Cieśnin Duńskich na wschodnie i północne krańce Morza Bałtyckiego, powodując nachylenie powierzchni Bałtyku z NE na SW. To wzmacnia wpływ indeksu NAO na poziomy morza w północno-wschodniej części i osłabia efekt w południowo-zachodniej części. Jest to zgodne z wnioskami w pracach Johansson i in. (2003), Jevrejevoj i in., (2005), Ekmana (2007, 2009) czy Suursaara i Sooäär (2007) oraz Jaagusa i Suursaara (2013). Według badań Jevrejevoj i in. (2005) trendy wieloletnich zmian we wskaźniku NAO, które ujęte są w wielu modelach globalnego klimatu, mogą wywoływać różnice w strukturze przestrzennej wzrostu poziomu morza w Bałtyku.

Kolejna prawidłowość wiąże się z ekstremalnymi poziomami morza. Miesięcznie najwyższe i najniższe poziomy morza mają ogólnie niższą korelację z analizowanymi wskaźnikami cyrkulacji niż uśrednione dane poziomów morza w tych samych miesiącach roku (tab. dla miesięcy zimowych 7.2–7.3 i tab. dla miesięcy jesiennych 7.6). Prawidłowość tę wyjaśnia fakt, że ekstremalne wartości są mierzone tylko podczas krótkich okresów, natomiast średnie wartości poziomu morza, jak również średnia zmienność cyrkulacji opisują warunki z całego miesiąca. NAO i inne wskaźniki cyrkulacji atmosferycznej obejmują znaczne uśrednienia i dlatego są bardziej odpowiednie do opisanie średnich zmian poziomu morza (zmiany sezonowe). Jednakże ekstremalne poziomy morza są zdarzeniami losowymi w swojej naturze i pojawiają się w wyniku połączenia kilku czynników. Tym między innymi można tłumaczyć, iż kolejność miesięczna częstości występowania wezbrań sztormowych (styczeń, listopad, grudzień, luty) jest odmienna od kolejności miesięcznej w sile oddziaływania NAO i AO na poziomy morza (styczeń–marzec, grudzień). Do tej różnicy przyczyniają się jeszcze uwarunkowania lokalne, na przykład wiatrowe czy też lokalne pole ciśnienia.

Na podstawie wyznaczonych związków (tabele miesięcy jesiennych i zimowych oraz roku 7.2–7.3 i 7.6–7.7) można zauważyć, iż oba indeksy (NAO i AO) dobrze ze sobą korelują (pokrywają się fazami) i zasadniczo oba są indeksami zachodniej cyrkulacji strefowej w umiarkowanych i okołobiegunowych szerokościach. Wniosek ten jest zgodny z pracami badawczymi, które pokazują, iż wzory przestrzenne AO i NAO są bardzo podobne w sektorze atlantyckim. Niektórzy autorzy tych prac twierdzą, że NAO jest regionalną reprezentacją AO (Delworth, Dixon, 2000). Inni sugerują, że NAO i AO reprezentują to samo zjawisko, mimo różnych procesów dynamicznych (Wallace, 2000).

Dodatnia faza indeksu SCAND może być interpretowana poprzez występowanie dużych antycyklonów nad obszarami Skandynawii i Morza Bałtyckiego. Antycyklony te blokują zachodnią cyrkulację atmosferyczną a opady w tym obszarze są poniżej średniej. Jednakże w bieżących analizach współczynnika korelacji rozpatrywano wartości indeksu SCAND w przedziale średnim miesięcznym, gdzie trudno wychwycić występowanie antycyklonów. Tym samym korelacja między SCAND a poziomami wody przez cały rok jest ujemna i w większości istotna statystycznie, czyli warunki cyklonalne, a nie antycyklonalne, przeważają nad Bałtykiem w wieloleciu 1960–2010. Wartości tej korelacji mieszczą się średnio w zakresie od $-0,3$ do $-0,5$ w miesiącach letnich (tab. 7.5) oraz od wartości $-0,6$ do $-0,7$ w miesiącach zimowych (tab. 7.3) względem średnich poziomów morza. Styczeń jest miesiącem o najsilniejszej korelacji w roku, gdzie współczynnik osiągnął wartość $-0,78$ dla stacji Władysławowo (tab. 7.2). Tak jak w przypadku związków z NAO i AO, również zależność między indeksem SCAND a maksymalnymi i minimalnymi miesięcznymi poziomami morza jest nieco mniejsza (lub brak istotności) niż w porównaniu do średnich poziomów morza.

Należy pamiętać, iż cyrkulacje strefowe (NAO, AO) poprzez zwiększony napływ mas powietrza z kierunków zachodnich powodują nasilenie się zjawisk ekstremalnych poziomów morza w skali tygodni i miesięcy. Dlatego są one głównie odpowiedzialne za powolny proces napełniania się Bałtyku wodami z Morza Północnego. Jak już ujęto w rozdziale 3., efekt napełnienia Bałtyku jest ważnym, ale nie jedynym składnikiem kształtowania się ekstremalnych poziomów morza podczas sytuacji sztormowych. Czynniki bezpośrednio decydującymi o wystąpieniu ekstremów poziomu morza w skali krótkookresowej (godziny i dni) będą: charakterystyka układu niskiego ciśnienia (jego głębokość, tor i szybkość przemieszania się) oraz lokalne pole wiatru (czas, prędkość i kierunek działania). Udział poszczególnych czynników podczas sytuacji sztormowych został wykorzystany w ustaleniu typów wezbrań sztormowych i szczegółowo opisany w kolejnym, 8. rozdziale pracy.

8. Charakterystyka sytuacji sztormowych na Bałtyku

8.1. Główne typy wezbrań sztormowych

W przypadku kilkunastogodzinnych i kilkudniowych sytuacji sztormowych zwierciadło powierzchni morza wykazuje w jednych rejonach wezbrania i jednocześnie w innych rejonach znaczne obniżenia poziomu wód. Jest oczywiste, że w krótkich przedziałach czasu bilans wód Bałtyku niewiele się zmienia i równania ciągłości cieczy nie uwzględniają, ile wód spłynęło do Bałtyku czy wypłynęło z niego przez płytkie Cieśniny Duńskie w ciągu kilkunastu godzin. Przyjęcie jednolitego systemu rejestracji poziomu wód Bałtyku (poziom referencyjny NAP) umożliwia ukazywanie deniwelacji, jakim podlega powierzchnia morza, jak szybko wzrasta lub obniża się poziom wód w różnych akwenach i gdzie są największe spiętrzenia wód, a gdzie najniższe ich poziomy. Są to ważne cele pracy, a najlepiej je zrozumieć i opisać, analizując wybrane charakterystyczne spiętrzenia i obniżenia w konkretnych okresach. Dokonano wyboru takich sytuacji sztormowych, aby ukazać klasyfikacje spiętrzeń i dużych obniżen poziomu wód w zależności od wywołujących i kształtujących je przyczyn. W klasyfikacji można wyróżnić trzy główne typy wezbrań i obniżen sztormowych:

1. Pierwszy typ – gdy na powierzchnię morza oddziałuje przez kilka dni pole wiatrowe, ustabilizowane co do kierunku i dużej prędkości wiatru i wywołujące ewidentne prądy dryfowe. Takie pole wiatrowe może się tworzyć w przypadku płytkich i powolnych układów niżów barycznych (ciśnienie w centrum >980 hPa). Styczne oddziaływanie wiatru nie tylko wzbudza falowanie, ale także przekazuje energię na tworzenie pochylenia powierzchni wód, tzw. spiętrzenia wiatrowego. Jest to typ wiatrowy wezbrania. Udział czynnika wiatru w kształtowaniu się wezbrań sztormowych omówiono w podrozdziale 3.4.2.
2. Drugi typ wezbrania – podciśnieniowy – gdy przez Bałtyk lub w pobliżu jego wybrzeży przemieszcza się mezoskalowy, koncentryczny niż baryczny ze stosunkowo dużą prędkością (≥ 16 m·s⁻¹). W takim przypadku podciśnienie powoduje wypiętrzenie wód pod koncentrycznym niżem barycznym, tak jak wody oceanów pod cyklonem tropikalnym. Można to nazwać poduszką wodną niżu lub tzw. falą baryczną (ryc. 3.4). Jeżeli przemieszcza się ona z prędkością równą prędkości postępowej niżu lub zbliżoną do niej, to powstaje znaczne zagrożenie powodziowe na danym odcinku wybrzeża (rezonans). Rolę podciśnienia aktywnego niżu w deformacji powierzchni morza szczegółowo opisano w podrozdziale 3.4.3.
3. Trzeci typ wezbrania to typ mieszany (ciśnieniowo-wiatrowy). W istocie przy każdym wezbraniu działa jednocześnie wiatr (oddziaływanie styczne) i pole ciśnienia (mezoskalowy niż przemieszczający się szybko nad Bałtykiem). Ważne jest, aby w klasyfikacji określić który z czynników (wiatr czy podciśnienie) miał zdecydowanie większy wpływ na wezbranie, a jeżeli nie da się tego jednoznacznie stwierdzić, uznać należy oba czynniki za równoważne.

Użytkowników strefy brzegowej interesuje, jakie jest spiętrzenie czy obniżenie poziomu morza tylko u wybrzeży. Z uwagi na to, iż wybrzeża mają różną ekspozycję do pola wiatrowego i do toru niżu barycznego, to samo określenie, jaki będzie konkretny wpływ danego niżu czy pola wiatrowego na wielkość wezbrania czy obniżenia poziomu wód oraz na czas ich wystąpień, może być skomplikowane. Niekiedy pole wiatrowe i podciśnienie działają na danym odcinku wybrzeża przeciwnie (np. dodatnia faza poduszki wodnej niżu z obniżającym oddziaływaniem wiatru odładowego).

Jeżeli działają zgodnie i w tym samym czasie, to należy spodziewać się dużego wezbrania sztormowego. W takich przypadkach najczęściej wydawane są błędne prognozy przeciwpowodziowe.

Wybrano osiem przykładów sytuacji synoptycznych zróżnicowanych ze względu na prędkość oraz tor niżu barycznego, a także na stopień napełnienia Bałtyku. Podstawowym wyznacznikiem sytuacji sztormowej były wysokie wartości osiągniętego maksimum poziomu morza dla danego wezbrania lub najniższe minima poziomu wód podczas obniżen sztormowych zarejestrowane na analizowanych wodowskazach.

Do wiatrowego typu zaszeregowano sytuacje z okresu:

- a) 17–20 stycznia 1983 r. – wolno przemieszczający się niż z dużym polem wiatrowym, który przechodzi z kierunku NW przez Bałtyk Centralny i Bałtyk Północny;
- b) 10–14 stycznia 1987 r. – stabilne pole wiatrowe z kierunku NE przy udziale stacjonarnego wyżu barycznego znad Morza Norweskiego i Skandynawii;
- c) 2–5 listopada 1995 r. – oddziaływanie rozległego wyżu z Półwyspu Skandynawskiego z jednoczesnym przemieszczaniem się niżu z północy wschodnimi wybrzeżami Bałtyku.

Do typu podciśnieniowego (mezoskalowy niż) zaszeregowano sytuacje z okresu:

- a) 17–19 października 1967 r. – dynamiczny i głęboki niż przechodzący z kierunku SW na NE przez Bałtyk Centralny i Północny wywołujący sejszopodobne wahania wód;
- b) 15–16 listopada 2001 r. – dynamiczny i koncentryczny niż, którego centrum przechodzi z kierunku NW na SE przez północne obszary Botnika Północnego;
- c) 8–9 stycznia 2005 r. – przemieszczanie się rodziny niżów z mezoskalowym i koncentrycznym niżem przechodzącym z kierunku SW na NE przez Botnik Południowy.

Do trzeciego, mieszanego typu, zaliczono następujące sytuacje sztormowe:

- a) 30 listopada – 2 grudnia 1999 r. – duże i jednorodne pole wiatru oraz szybki i głęboki niż przechodzący z kierunku W na E przez północną Skandynawię i Botnik Północny;
- b) 3–4 grudnia 1999 r. – zmienne pole wiatru oraz dynamiczny i głęboki niż przechodzący z kierunku SW na NE przez Bałtyk Centralny na Zatokę Ryską.

8.2. Przebieg poszczególnych sytuacji sztormowych

W bieżącym rozdziale pracy zaprezentowano najważniejsze cechy wezbrań i obniżen sztormowych, które pozwoliły przyporządkować konkretną sytuację sztormową do odpowiedniego typu wezbrania sztormowego. Charakterystyki te oparte są na analizie zmian poziomu morza oraz sytuacji anemobarycznych dla stacji wodowskazowych występujących w głównych akwenach bałtyckich: Bałtyku Zachodnim, Cieśninach Duńskich, Bałtyku Południowym, Bałtyku Północnym i Centralnym, Zatoce Fińskiej i Ryskiej, Zatoce Botnickiej. Na zbiorczym wykresie dla danej sytuacji sztormowej wybrano pięć reprezentatywnych dla całego Bałtyku stacji: Wismar (Bałtyk Zachodni), Visby (Bałtyk Centralny), Ristnę (Bałtyk Północny), Parnawa (Zatoka Ryska) i Kemi (Zatoka Botnicka). Przebieg danego wezbrania czy obniżenia poziomu morza zawiera charakterystykę pola wiatru (wykresy kierunku i prędkości), liczbowe parametry zmian poziomu morza dla stacji wodowskazowych danego akwenu (wartości ekstremów i okresy ich wystąpień, czas trwania określonych poziomów, maksymalne tempo zmian oraz parametry statycznego i dynamicznego wzrostu poziomu morza). Wizualizacją zmian powierzchni Bałtyku podczas wezbrania sztormowego są mapy chwilowych poziomów wód (mapy izopowierzchni) dla całego Bałtyku. Przy charakterystyce sytuacji sztormowych z października 1967, listopada 2001 oraz stycznia 2005 wykorzystano opracowane przez autora w ramach projektu NCN (Wolski 2011–2014) wstępne częściowe wyniki analiz sztormów, które opublikowano w pracach – Wolski i in. (2014), (2016) oraz Wolski, Wiśniewski (2016).

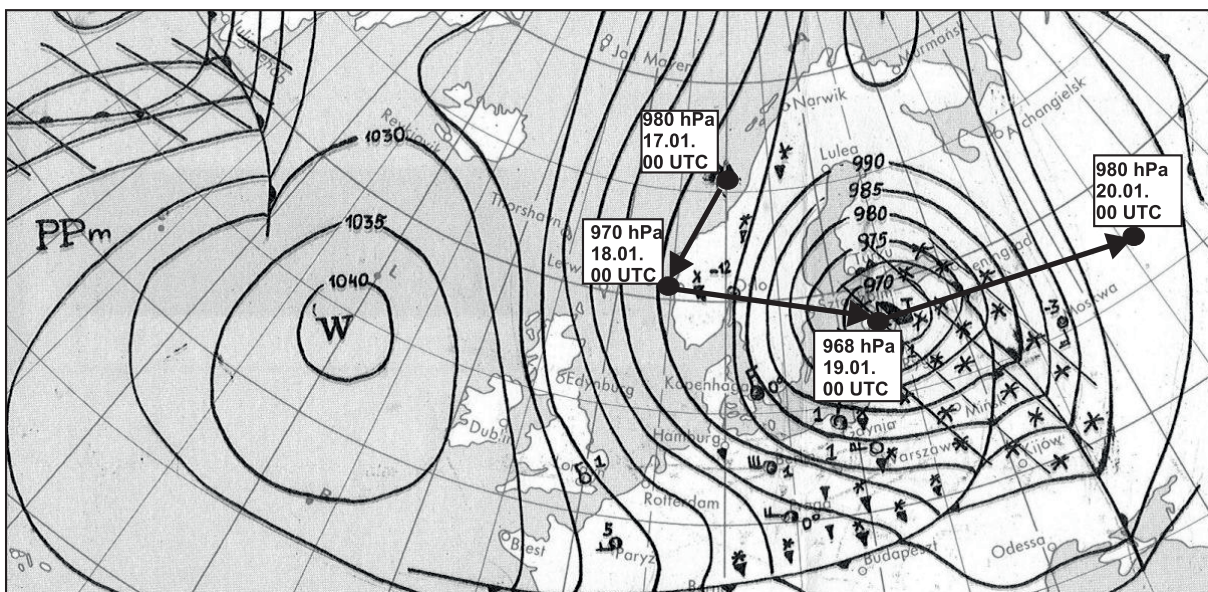
8.2.1. Przykłady sytuacji sztormowych typu wiatrowego

a) Sytuacja z 17–20 stycznia 1983 roku

Przykład wezbrania podczas przejścia głębokiego, ale wolnego niżu przez akweny Bałtyku Centralnego i Północnego, przy wysokim stopniu napełnienia Morza Bałtyckiego w wyniku wlewów wód z Morza Północnego.

Sytuacja synoptyczna

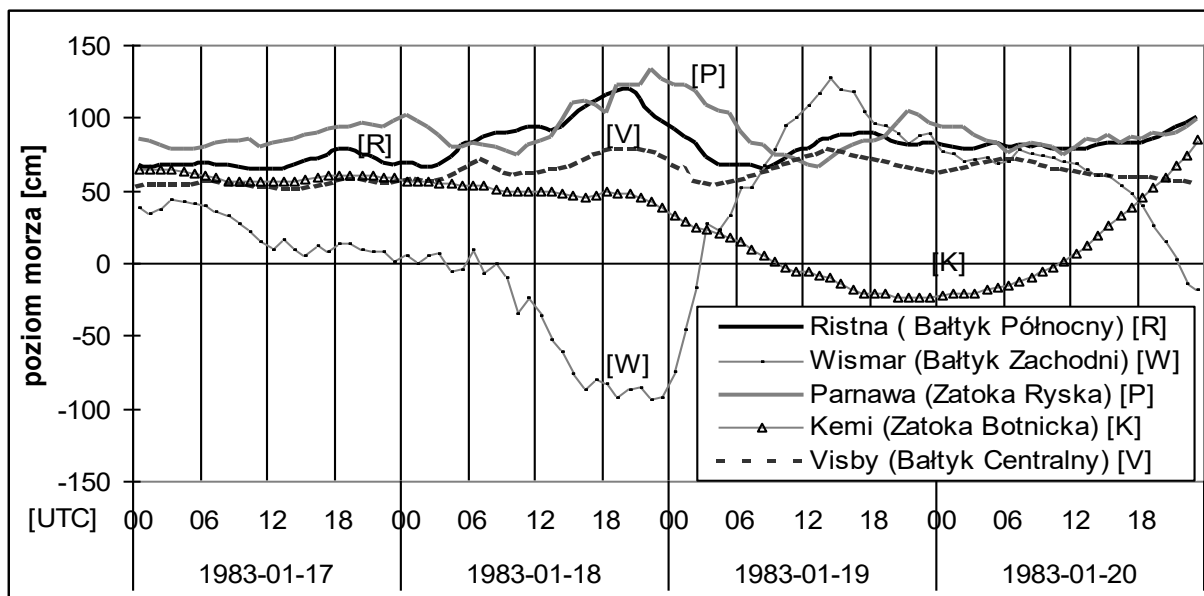
Koniec roku 1982 i początek 1983 to czas przeważającego i długotrwałego oddziaływania pola wiatru z sektora zachodniego. Spowodowało to znaczne wlewy wód z Morza Północnego do Bałtyku i jego dużego napełnienia w połowie stycznia 1983 r. Średni poziom morza w akwenach bałtyckich oscylował powyżej 40 cm nad zerami wodowskazów. Na tym tle powstało wezbranie sztormowe spowodowane przejściem głębokiego niżu, który utworzył się 17 stycznia nad Morzem Norweskim u wybrzeży środkowej Norwegii (00 UTC, 17 stycznia). Ten ośrodek niżowy w ciągu następnych 24 godzin przesunął się na południowy zachód (południowa Norwegia) i pogłębił się w centrum do 970 hPa (00 UTC, 18 stycznia). Kolejna doba to dość powolne (około $44 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$) przemieszczanie się centrum tego dużego koncentrycznego ośrodka niżowego przez południową Norwegię i Szwecję, przez akweny Bałtyku Centralnego i Północnego nad obszar Łotwy (00 UTC, 19 stycznia) gdzie pogłębił się do wartości 968 hPa. Następne 24 godziny to okres wypełniania się niżu i jego przejście w kierunku centralnych części Rosji (tor III według Schinzege). Jednocześnie nad Skandynawią i Bałtykiem zaczął rozrastać się klin wyżowy z centrum nad Wyspami Brytyjskimi 1040 hPa (00 UTC, 20 stycznia). Taka sytuacja synoptyczna wytworzyła nad większością akwenów Bałtyku system wiatrów z sektora zachodniego, które 17 stycznia osiągały prędkości $8\text{--}12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, a następnego dnia ich prędkość zaczęła jeszcze gwałtownie wzrastać. Przebieg toru niżu w dniach 17–20 stycznia 1983 r. oraz sytuację synoptyczną z 19 stycznia 1983 przedstawia ryc. 8.1.



Ryc. 8.1 Przebieg toru niżu w dniach 17–20 stycznia 1983 r. oraz główna sytuacja synoptyczna z 19 stycznia 1983, godz. 00 UTC (Biuletyn IMGW, 1980–2010 – zmienione)

Bałtyk Zachodni

W pierwszych godzinach 17 stycznia poziom napełnienia Bałtyku Zachodniego zawierał się w zakresie poziomów 40–50 cm ponad zero wodowskazu (tab. 8.1, ryc. 8.2–8.4). Stacje wodowskazowe tego dnia zaczęły rejestrować powolne obniżanie się poziomu morza, które zachodziło przy wzdłużbrzegowym zachodnim wietrze o maksymalnych prędkościach od 10 m·s⁻¹ w Świnoujściu przez 13 m·s⁻¹ w Gedser do 15 m·s⁻¹ w Fynshav i Skänor. Przez całą kolejną dobę 18 stycznia, kiedy rozległy układ niżowy zaczął przechodzić przez południową Norwegię i Szwecję oraz Bałtyk Centralny i Północny, w Bałtyku Zachodnim nastąpiło dalsze, bardziej gwałtowne obniżanie się poziomu wód, które trwało do momentu wejścia centrum niżu na ląd nad obszarami Łotwy (00 UTC, 19.01.). Przejście niżu wygenerowało w Bałtyku Zachodnim 18 stycznia sztormowy wiatr zachodni, a następnie północno-zachodni o maksymalnych prędkościach – w Świnoujściu 11 m·s⁻¹, w Gedser 21 m·s⁻¹, w Skänor 25,2 m·s⁻¹, w Fynshav 31,4 m·s⁻¹ (ryc. 8.4). Maksymalne tempo obniżania się poziomu wód wyniosło od 8 cm·h⁻¹ w Świnoujściu do 25 cm·h⁻¹ w Wismarze. Minima poziomów wód na wodowskazach Bałtyku Zachodniego zostały osiągnięte w kolejności chronologicznej z kierunku wschodniego na zachód: Świnoujście –2 cm (15.00 UTC, 18.01.), Skänor –46 cm (17.00 UTC), Gedser –99 cm (19.00 UTC), Wismar –93 cm, Fynshav –127 cm (22.00 UTC). Była to ujemna faza wezbrania (w tym samym czasie wybrzeża północno-wschodnie Bałtyku Ristna i Parnawa miały dodatnią fazę wezbrania – przeciwny przebieg poziomu wód – ryc. 8.2). 19 stycznia, kiedy centrum niżu znalazło się nad lądem, poziom morza zaczął gwałtownie wzrastać przy słabnącym wietrze północno-zachodnim (8–15 m·s⁻¹). Maksymalne tempo wzrostu wyniosło od 16 cm·h⁻¹ w Świnoujściu do 45 cm·h⁻¹ w Wismarze (tab. 8.1). Maksimum wyniosło w Skänor 111 cm (7.00 UTC 19.01.), w Świnoujściu 118 cm (8.00 UTC), w Gedser 116 cm (12.00 UTC), w Fynshav 132 cm (13.00 UTC), w Wismarze 128 cm (14.00 UTC) (ryc. 8.3). Była to dodatnia faza wezbrania. Wysoki poziom napełnienia Bałtyku oraz silny północno-zachodni wiatr, występujący w tylnej części niżu, spowodowały, iż wysokie poziomy wody, powyżej 70 cm, utrzymywały się w Bałtyku Zachodnim jeszcze 20 stycznia.



Ryc. 8.2. Przebieg zmian poziomu morza dla reprezentatywnych stacji w głównych akwenach Morza Bałtyckiego w okresie 17–20 stycznia 1983 r.

Cieśniny Duńskie, Kattegat, Skagerrak

Stacje wodowskazowe w Cieśninach Duńskich w zróżnicowany sposób zareagowały na przejście niżu przez Bałtyk. W Smögen (Skagerrak) 18 stycznia wraz z przyjściem niżu i układów frontalnych pojawił się wiatr o prędkościach ponad $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ i z taką prędkością utrzymywał się całą dobę, zmieniając tylko swój kierunek z południowo-zachodniego na zachodni, a następnie na północny. W tych warunkach poziom morza uzyskał w Smögen dwa maksima: 76 cm (5.00 UTC, 18.01.) i 74 cm (16.00 UTC) oraz pomiędzy nimi minimum -12 cm (10.00 UTC). Był to efekt nałożenia się trzech czynników: pływu, wiatru i podciśnienia układu niżowego. Na stacji Aarhus (południowy Kattegat) i na stacji Korsør leżącej w Wielkim Bełcie przebieg poziomu morza zbliżony był do przebiegu poziomu wód w Bałtyku Zachodnim z ich ujemną i dodatnią fazą wezbrania (przeważający wpływ wiatru). W Aarhus minimum poziomu wód wyniosło -43 cm (16.00 UTC, 18.01.) a maksimum 110 cm (23.00 UTC). Maksymalne tempo wzrostu poziomu morza dla Aarhus wyniosło $39 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ (tab. 8.1). W Korsør minimum poziomu wód wyniosło -23 cm a maksimum 105 cm (13.00 UTC, 19.01.) (ryc. 8.4). Ekstrema te były osiągnięte w zbliżonej charakterystyce wiatru co w Bałtyku Zachodnim.

Bałtyk Południowy

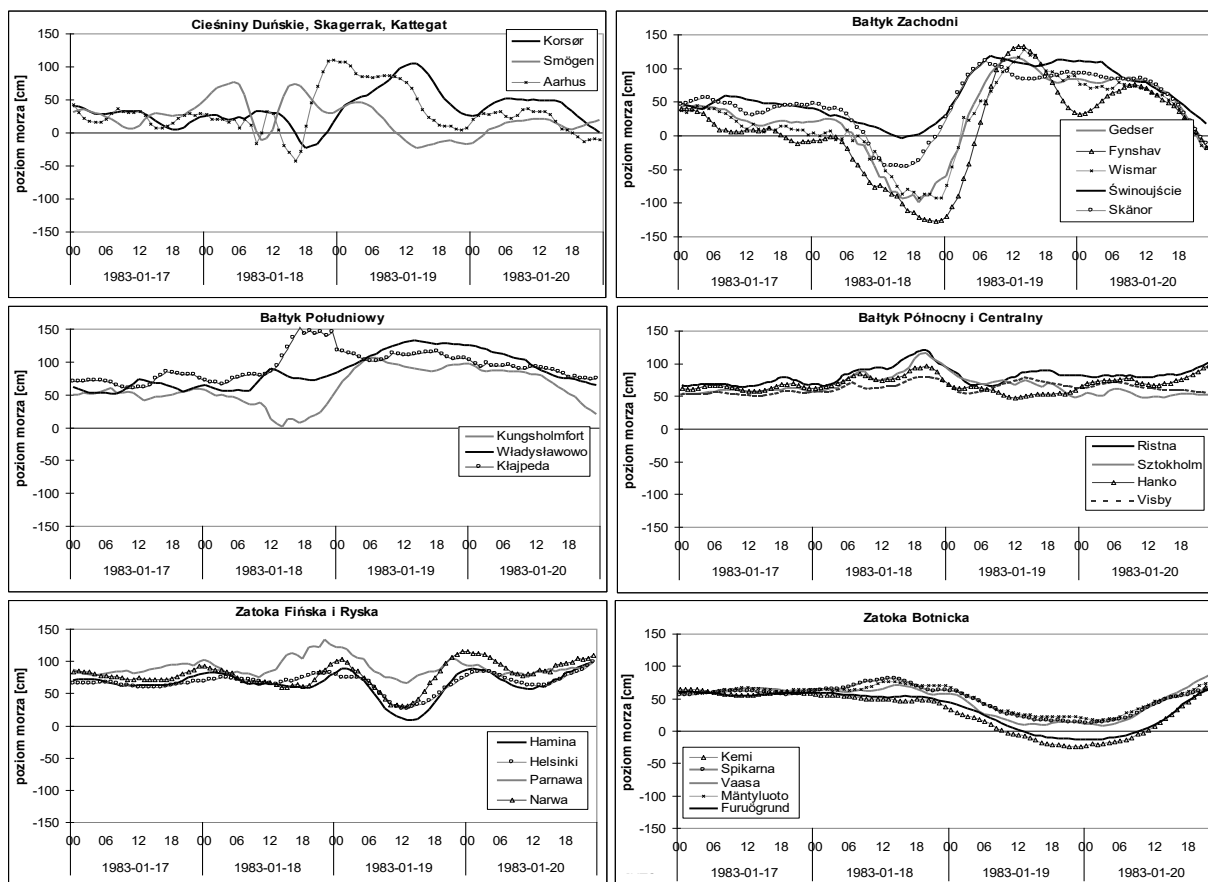
Napełnienie Bałtyku Południowego 17 stycznia 1983 r. było wysokie i utrzymywało się na stabilnym poziomie powyżej 50 cm dla Kungsholmsfort i Władysławowa oraz powyżej 70 cm dla Kłajpedy. Przebieg poziomu morza w Kungsholmsfort nawiązywał do reakcji poziomu wód w Bałtyku Zachodnim na przechodzący przez Bałtyk układ niskiego ciśnienia. 18 stycznia zaznaczyła się ujemna faza wezbrania, czyli wyraźne obniżenie poziomu wód z 63 cm do 1 cm (14.00 UTC, 18.01.) ponad zero wodowskazu przy wzrastającym sztormowym wietrze z sektora zachodniego od 7 do $28,3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (ryc. 8.3–8.4). Po osiągnięciu minimum zaczęła się dodatnia faza wezbrania, czyli silny wzrost poziomu morza do wartości 106 cm (6.00 UTC, 19.01.) przy nieco słabnącym wietrze północno-zachodnim ($17\text{--}22 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Natomiast dla Kłajpedy i Władysławowa można mówić tylko o dodatniej fazie wezbrania. W Kłajpedzie poziom morza wzrósł z 66 do 153 cm (17.00 UTC, 18.01.) przy sztormowym wietrze zachodnim, zmieniającym fluktuacyjnie prędkość od $30 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ do $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Maksimum było osiągnięte w momencie, gdy centrum niżu weszło na wody Bałtyku Centralnego i Północnego. Dla Władysławowa były wyraźne dwa maksima: pierwsze 90 cm (12.00 UTC, 18.01.) oraz drugie 132 cm (14.00 UTC, 19.01.) (ryc. 8.4).

Bałtyk Centralny i Północny

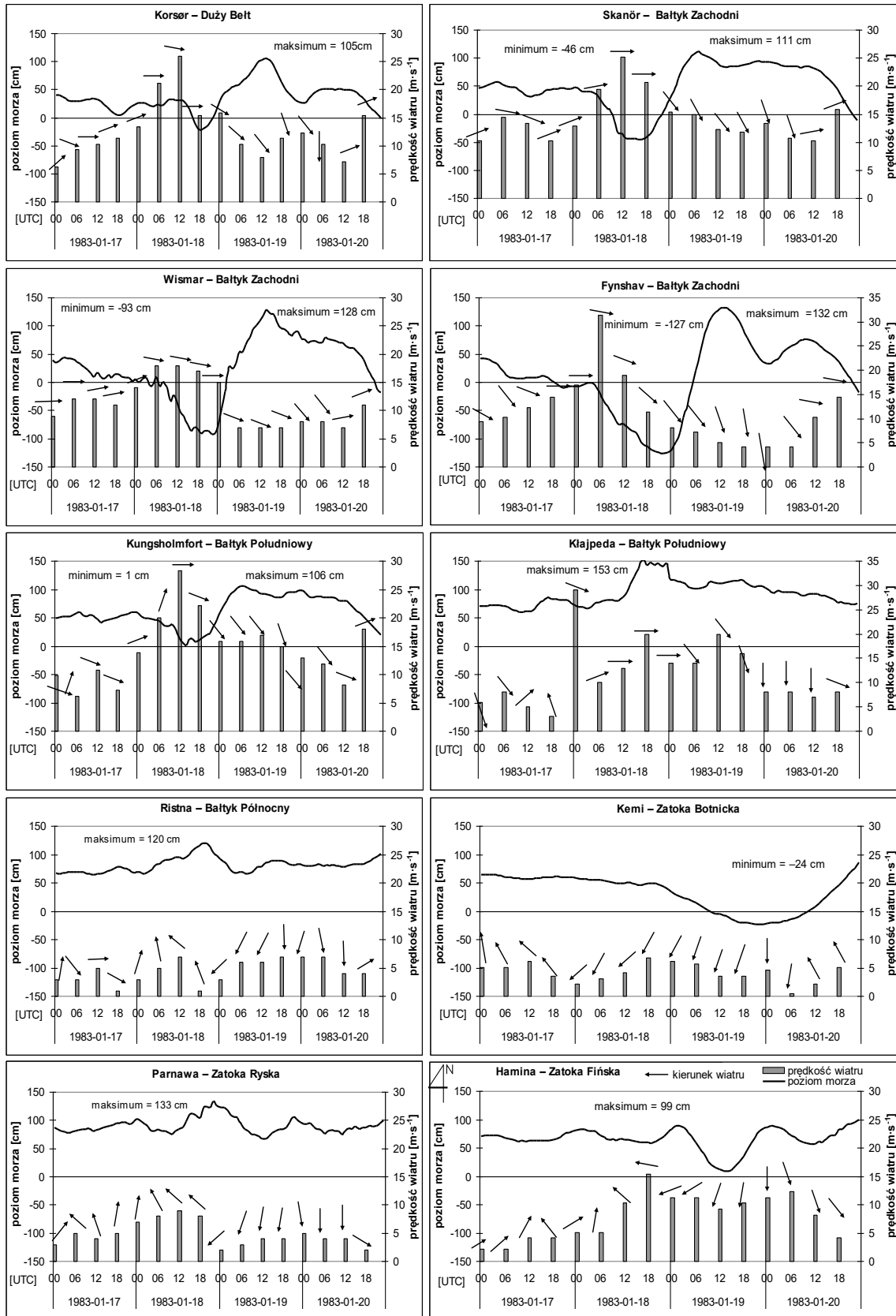
W dniu 17 stycznia poziom napełnienia w Bałtyku Centralnym i Północnym był wysoki, stabilny i utrzymywał się na poziomie powyżej 50 cm. Przebieg poziomu morza dla stacji wodowskazowych tych akwenów 18 i 19 stycznia nawiązywał do przebiegu w Kłajpedzie (dodatnia faza wezbrania), jednakże z uwagi na mniejsze prędkości wiatru oraz zmienny jego kierunek osiągnięte maksima poziomu morza były niższe (zmiennosc pola wiatru w bezpośrednim sąsiedztwie centrum niżu). Średnia prędkość wiatru nad Bałtykiem Centralnym i Północnym mieściła się w zakresie $7\text{--}10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Stacje wodowskazowe tego obszaru zarejestrowały maksima poziomu morza w tym samym czasie o godz. 20.00 UTC 18 stycznia, gdy środek układu niżowego zalegał nad akwenami Bałtyku Centralnego i Północnego. W Visby maksimum wyniosło 79 cm, w Sztokholmie 116 cm, w Hanko 96 cm, w Degerby 100 cm, a w Ristnie 120 cm. Po osiągnięciu maksimum wody w tym akwenie powoli opadały, utrzymując się 19 i 20 stycznia w zakresie od 50 cm w Sztokholmie do 80 cm w Ristnie (tab. 8.1, ryc. 8.4).

Zatoka Fińska i Ryska

W Zatoce Fińskiej w dniach 17–20 stycznia zaznaczył się przy wysokim napełnieniu (powyżej 70 cm) typowy dla tego akwenu harmoniczny przebieg poziomu morza. Stacje wodowskazowe zatoki osiągnęły trzy maksima w godzinach nocnych w nocy 17/18 stycznia, 18/19 stycznia i 20/21 stycznia. Narwa uzyskała maksymalne wartości odpowiednio: 93 cm, 104 cm i 116 cm, natomiast dla Haminy maksima wyniosły odpowiednio: 82 cm, 88 cm i 88 cm. Środkowe maksimum z nocy 18/19 stycznia należy wiązać z dodatnią fazą wezbrania w Bałtyku Północnym. Znaczące charakterystyki wiatru dla tego akwenu zaczęły się od połowy 18 stycznia, kiedy to centrum niżu przechodziło z południowej Szwecji na Bałtyk Centralny i Północny. W tym czasie kierunek wiatru zmienił się z południowego na wschodni, a następnie północno-wschodni i północny, a jego prędkość wzrosła od $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ do powyżej $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ i utrzymywała się do 20 stycznia. Podobny, harmoniczny przebieg wahań zarejestrowała Parnawa w Zatoce Parnawskiej, odnodze Zatoki Ryskiej, jednakże jej maksima były wyższe. W Parnawie pierwsze maksimum wyniosło 102 cm (00 UTC, 18.01.), drugie maksimum 133 cm (01 UTC, 19.01.) a trzecie maksimum 105 cm (21.00 UTC, 19.01.). Należy jednak dodać, iż maksima te zostały osiągnięte z bardzo wysokiego stopnia napełnienia, które 17 stycznia wyniosło 86 cm. Zmienność kierunku wiatru była zbliżona do zmienności kierunku wiatru w Zatoce Fińskiej. W dniach 18–19 stycznia dominował wiatr z sektora południowego a 19–20 z sektora północnego ale ich prędkości, z uwagi na przejście centrum niżu przez Zatokę Ryską, były niższe ($3\text{--}9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) (tab. 8.1, ryc. 8.3–8.4).



Ryc. 8.3. Przebieg zmian poziomu morza w poszczególnych akwenach Morza Bałtyckiego w okresie 17–20 stycznia 1983 r.



Ryc. 8.4. Rozkład kierunku i prędkości wiatru oraz zmiany poziomu wód w poszczególnych akwenach Morza Bałtyckiego w okresie 17–20 stycznia 1983 r.

Tabela 8.1. Cechy niżu oraz parametry wezbrania sztormowego z okresu 17–20 stycznia 1983 r. dla reprezentatywnych stacji wodowskazowych Morza Bałtyckiego (poziom morza względem zera NAP)

| Data wezbrania | Stacja | Cechy niżu | | Obserwowany poziom morza | | | | | | ΔH_s [cm] | ΔH_d [cm] | | | | |
|---------------------|----------------|-------------|----------------------------|--------------------------|------------|-----------|----------------|--|--------|-------------------|-------------------|------------------------------|--------|--------|--------|
| | | p_i [hPa] | V_L [m·s ⁻¹] | Poziom początkowy [cm] | Maks. [cm] | Min. [cm] | Amplituda [cm] | Maksymalne tempo zmian poziomu morza [cm·h ⁻¹] | | | | Czas trwania poziomu [godz.] | | | |
| | | | | | | | | Przyrost | Spadek | | | \geq | \leq | \geq | \leq |
| 17–20 stycznia 1983 | Aarhus | 968 | 12,2 | 42 | 110 | -43 | 153 | 39 | 28 | 70 | 100 | 17 | 5 | - | - |
| | Korsør | | | 40 | 105 | -23 | 128 | 16 | 14 | 10 | 3 | - | - | - | - |
| | Skånor | | | 46 | 111 | -46 | 157 | 22 | 21 | 36 | 5 | - | - | - | - |
| | Fynshav | | | 41 | 132 | -127 | 259 | 31 | 15 | 17 | 8 | 16 | 10 | - | - |
| | Wismar | | | 38 | 128 | -93 | 221 | 45 | 25 | 26 | 7 | 10 | - | - | - |
| | Gedser | | | 42 | 116 | -99 | 215 | 26 | 21 | 32 | 8 | 9 | - | - | - |
| | Świnoujście | | | 47 | 118 | -4 | 122 | 16 | 8 | 35 | 24 | - | - | - | - |
| | Kungsholmsfort | | | 50 | 106 | 1 | 105 | 13 | 17 | 38 | 4 | - | - | - | - |
| | Klajpeda | | | 70 | 153 | 66 | 87 | 17 | 29 | 81 | 35 | - | - | - | - |
| | Visby | | | 52 | 79 | 51 | 28 | 4 | 6 | 22 | - | - | - | - | - |
| | Parnawa | | | 86 | 133 | 66 | 67 | 19 | 12 | 91 | 18 | - | - | - | - |
| | Ristna | | | 67 | 120 | 64 | 56 | 8 | 10 | 66 | 8 | - | - | - | - |
| | Sztokholm | | | 53 | 116 | 48 | 68 | 14 | 10 | 33 | 5 | - | - | - | - |
| | Hamina | | | 70 | 99 | 8 | 91 | 12 | 13 | 38 | - | - | - | - | - |
| | Narwa | | | 83 | 116 | 31 | 85 | 13 | 11 | 69 | 12 | - | - | - | - |
| | Degerby | | | 59 | 100 | 47 | 53 | 8 | 10 | 21 | 1 | - | - | - | - |
| Vaasa | 61 | 71 | 9 | 62 | 6 | 8 | 4 | - | - | - | - | - | | | |
| Kemi | 64 | 64 | -24 | 88 | 10 | 5 | - | - | - | - | - | - | | | |

Zatoka Botnicka

Odmienny przebieg wezbrania sztormowego w stosunku do Bałtyku Północnego miała Zatoka Botnicka. Jej średnie napełnienie w dniu 17 stycznia było wysokie, stabilne i wynosiło ponad 60 cm. Stacje wodowskazowe Botnika Południowego położone najbliżej toru niżu zarejestrowały dodatnią fazę wezbrania. Najbardziej wyraźnie zaznaczyła się ona w Forsmark (szwedzki wodowskaz południowej części zatoki), gdzie maksimum poziomu morza wyniosło 115 cm (20.00 UTC, 18.01.). Dużo słabiej zareagowały stacje położone w północnych częściach Botnika Południowego – Mäntyluoto 76 cm (13.00 UTC, 18.01.) oraz Spikarna 81 cm (13.00 UTC) i Vassa 71 cm (14.00 UTC). Dla wodowskazów Botnika Północnego przejście niżu nie wykazało maksimum. 19 stycznia dla Botnika Północnego i Południowego zaszło trwające całą dobę obniżanie poziomu wód na skutek słabego i umiarkowanego pola wiatru z sektora północnego o prędkościach 2–7 m·s⁻¹. Najwyraźniej to wiatrowe obniżenie zaznaczyło się w Botniku Północnym, gdzie dla Kemi minimum wyniosło –24 cm (21.00 UTC, 19.01.), a dla Furuögrund –14 cm (23.00 UTC). 20 stycznia poziom wody powrócił do poziomu napełnienia z 17 stycznia (tab. 8.1, ryc. 8.3–8.4).

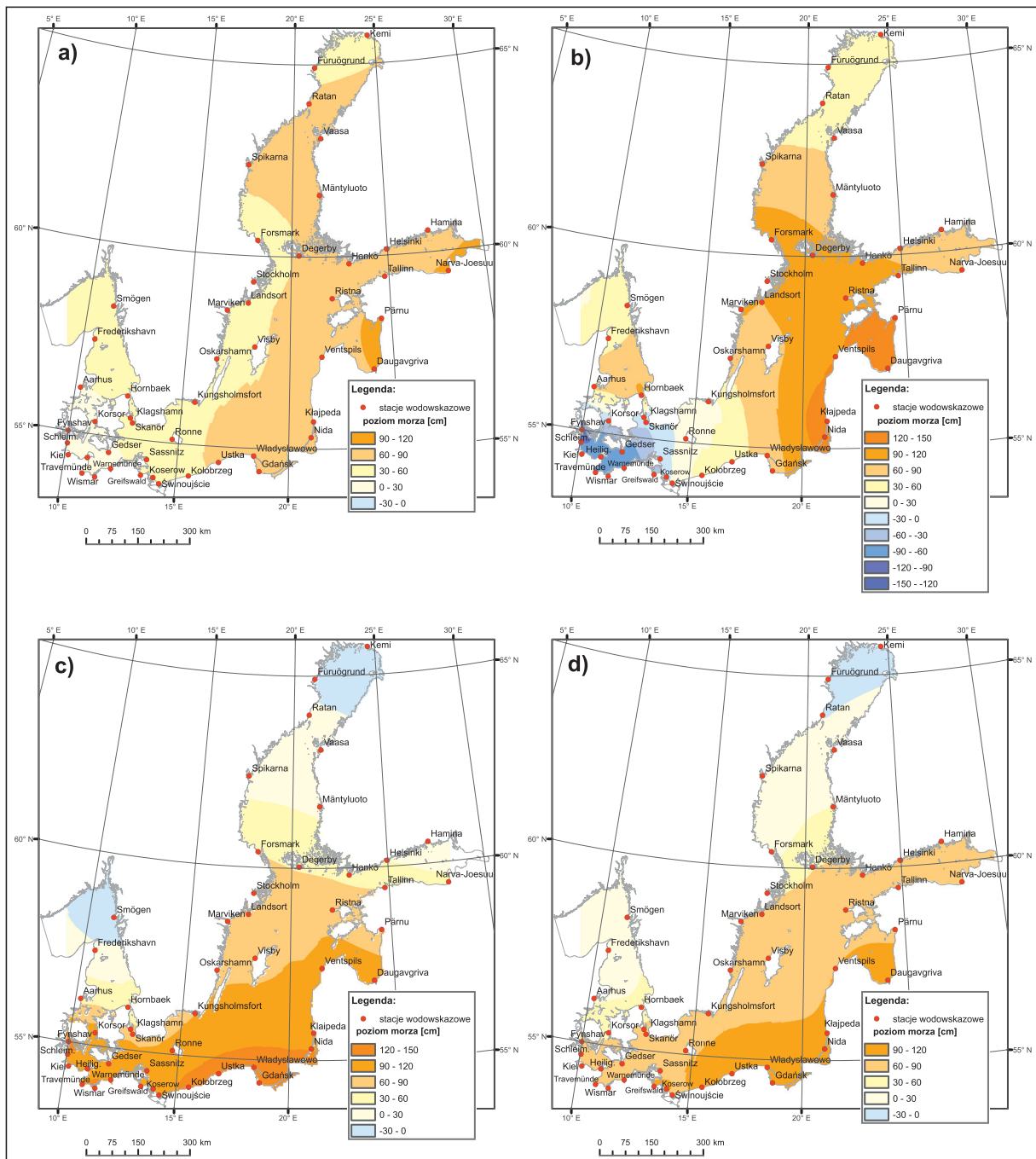
Podsumowanie sytuacji

Wezbranie sztormowe ze stycznia 1983 roku zaznaczyło się we wszystkich akwenach Morza Bałtyckiego. Przejście głębokiego, rozległego, ale powolnego niżu przez Bałtyk nie spowodowało wystąpienia rekordowych maksymalnych i minimalnych poziomów wód. Elementem charakterystycznym modelu była zmiana powierzchni Morza Bałtyckiego z jego ujemną i dodatnią fazą w Bałtyku Zachodnim oraz dodatnią fazą w Bałtyku Centralnym i Północnym, a także w Zatoce Fińskiej i Ryskiej (ryc. 8.3–8.4). Działanie wiatru oraz w mniejszym stopniu podciśnienia tej głębokiej depresji spowodowały przeciwne deformacje powierzchni Bałtyku zachodzące w tym samym czasie i powstanie charakterystycznego nachylenia z północnego wschodu na południowy zachód (ryc. 8.2, ryc. 8.5b). Godziny wieczorne i nocne z 18 na 19 stycznia, kiedy niż opuszczał Bałtyk i wchodził na ląd nad Łotwą, były okresem największego odkształcenia powierzchni morza od stanu równowagi.

Zróznicowany stopień deformacji powierzchni Bałtyku prezentują mapy izopowierzchni, czyli obraz chwilowych poziomów wód (ryc. 8.5). Tę wizualizację umożliwiła analiza cogodzinnych poziomów wód i przeliczenie danych obserwacyjnych do jednego poziomu referencyjnego NAP. Na mapie z godziny 00 UTC 18 stycznia (ryc. 8.5a) dominują obszary o wysokości poziomu morza od 30 do 90 cm, czyli początkowa faza trwania sztormu. 20 godzin później (20.00 UTC) nastąpił punkt kulminacyjny wezbrania o największej chwilowej rozpiętości poziomów wód od –124 cm (Fynshav, Bałtyk Zachodni) do +123 cm (Parnawa, Zatoka Ryska) (ryc. 8.5b). Godzina 14.00 UTC 19 stycznia to maksimum dodatniej fazy wezbrania w Bałtyku Zachodnim i Południowym i moment deniwelacji powierzchni morza z południa na północ akwenu, czyli odwrotnie niż miało to miejsce 18 stycznia (ryc. 8.5c). 20 stycznia godz. 8.00 UTC to czas dalszego utrzymywania się bardzo wysokich poziomów wód tylko w Bałtyku Południowym i Zatoce Ryskiej (ryc. 8.5d).

Elementem charakterystycznym tego wezbrania było wysokie napełnienie Bałtyku oraz długo utrzymujące się bardzo wysokie poziomy wody (zwłaszcza w Bałtyku Południowym) po przejściu niżu przez Bałtyk. Były one spowodowane utrzymującym się silnym północno-zachodnim i północnym wiatrem z tylnej części tego niżu. Sytuacja ta szczególnie wyraźnie uwydatniła się na południowych i wschodnich wybrzeżach Bałtyku Południowego (Świnoujście, Władysławowo, Kłajpeda). Ten rodzaj sztormów przy wolnym przemieszczaniu się niżu 12,2 m·s⁻¹ i wysokim napełnieniu akwenu może być niebezpieczny, gdyż wezbranie sztormowe trwa długo (np. w Kłajpedzie 81 godzin utrzymywał się poziom ≥ 70 cm – tab. 8.1), a tym samym jego destrukcyjne oddziaływanie na brzegi jest znaczne. Wyznaczona w pracy wartość dynamicznego wzrostu poziomu morza wynosi tylko $\Delta H_d = 63$ cm, przy wartości statycznego wzrostu $\Delta H_s = 46$ cm. Ta poduszka wodna niżu była

widoczna w godzinach nocnych 18/19 stycznia, gdy centrum niżu przechodziło na południe od Archipelagu Alandzkiego (Bałtyk Północny). Z uwagi jednak na niską prędkość postępową niżu i bardzo duże prędkości wiatru zakwalifikowano to wezbranie sztormowe jako typ wiatrowy.



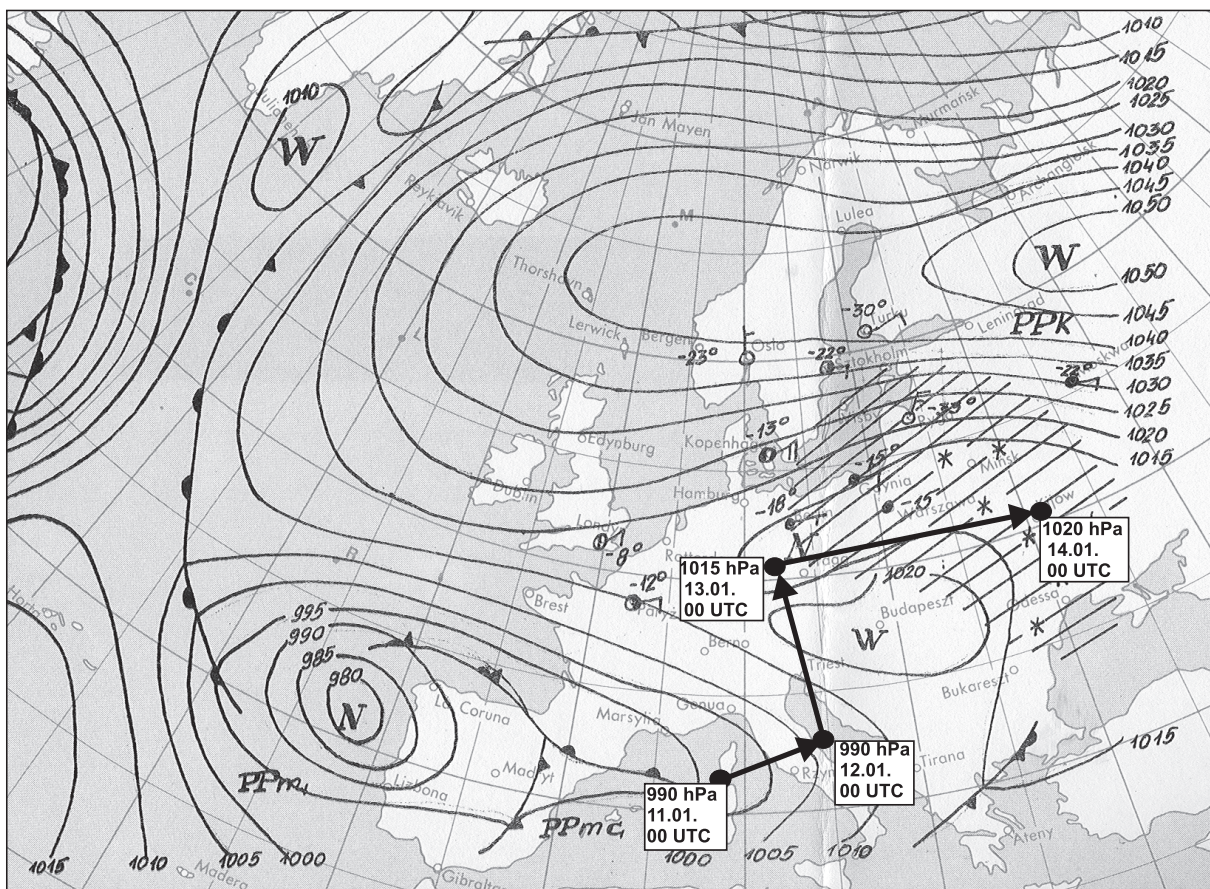
Ryc. 8.5. Obraz chwilowych poziomów wód Morza Bałtyckiego: a) 18 stycznia 1983, godz. 00 UTC; b) 18 stycznia 1983, godz. 20.00 UTC; c) 19 stycznia 1983, godz. 14.00 UTC; d) 20 stycznia 1983, godz. 08.00 UTC

b) Sytuacja z 10–14 stycznia 1987 roku

Wiatrowe wezbranie i obniżenie poziomu wód w Morzu Bałtyckim z udziałem stacjonarnego wyżu barycznego w warunkach sprzyjających wypływowi wód do Morza Północnego.

Sytuacja synoptyczna

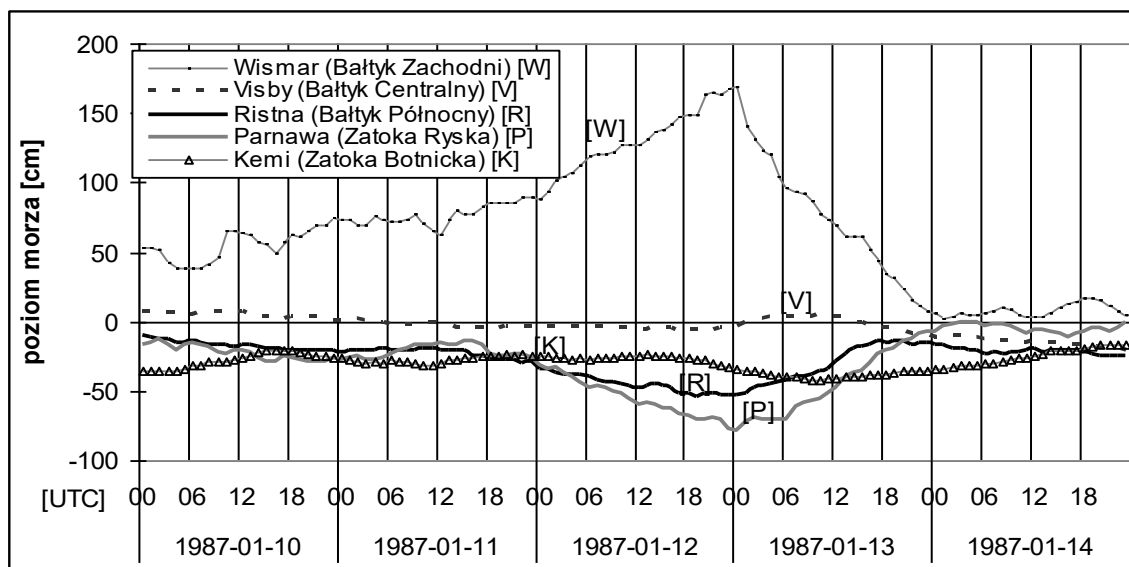
Oddziaływanie stałego, długotrwałego pola wiatrowego z kierunku NE nad Bałtykiem można za prezentować na przykładzie sytuacji synoptycznej z udziałem wyżu barycznego i przebiegu zmian poziomu wód w Morzu Bałtyckim w dniach 10–14 stycznia 1987 r. Wyżowy układ baryczny ułożył się nad Skandynawią już 7 stycznia z centrum 1040 hPa nad Nową Ziemią w północnej Rosji. Do 13 stycznia (00 UTC) obszar wyżowy rozbudował się, tworząc trzy centra wyżowe nad północno-zachodnią Rosją, Skandynawią i Grenlandią, pokrywając swym zasięgiem całą północną Europę aż po Wyspy Brytyjskie i Morze Bałtyckie wraz ze Skandynawią (ryc. 8.6). W tym czasie ciśnienie nad Skandynawią rosło, uzyskując w centrum (środkowa Szwecja) wartość 1053 hPa (18.00 UTC, 12.01.). Jednocześnie 11 stycznia 1987 r. (00 UTC) w północno-zachodniej części Morza Śródziemnego ukształtował się obszar niżowy z centrum nad Sardynią i Półwyspem Apenińskim (990 hPa). Do 12 stycznia (00 UTC) niż ten przesunął się w kierunku północno-wschodnim i swoim zasięgiem objął centralną i południowo-wschodnią Europę. Sytuacja synoptyczna spowodowała zagęszczenie izobar oraz stworzyła warunki do splotu mas powietrza z sektora północnego i północno-wschodniego nad akwenami Morza Bałtyckiego.



Ryc. 8.6. Przebieg toru niżu w dniach 11–14 stycznia 1987 r. oraz główna sytuacja synoptyczna w dniu 13 stycznia 1987 r., godz. 00 UTC (Biuletyn IMGW, 1980–2010 – zmienione)

Bałtyk Zachodni

Stacje wodowskazowe Bałtyku Zachodniego 10 stycznia rejestrowały dużą zmienność wahań poziomu morza. Jednak od drugiej połowy 11 stycznia odnotowały wyraźny równomierny wzrost poziomu morza, który trwał dwie doby, do 13 stycznia (ryc. 8.7–8.8). Temu stabilnemu wzrostowi towarzyszył silny północno-wschodni wiatr powyżej $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, związany z dużym gradientem barycznym znad Skandynawii. Wiatr ten nasilił się 12 stycznia do prędkości $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, gdy płytki (1006 h Pa), ale dość rozległy obszar obniżonego ciśnienia zaczął tworzyć się nad Europą Środkową i kierować ku północy (ryc. 8.6). Maksima poziomu morza były osiągnięte w Bałtyku Zachodnim w kolejności chronologicznej ze wschodu na zachód, co jest sytuacją rzadko spotykaną na Bałtyku. Stacja Sassnitz maksimum 105 cm uzyskała o 17.00 UTC 12 stycznia. Stacje Warnemünde i Gedser maksimum osiągnęły o 22.00 UTC (odpowiednio 140 cm i 136 cm) tego samego dnia. W Wismarze maksimum 169 cm zostało osiągnięte o godz. 00 UTC 13 stycznia, natomiast najdalej na zachód położone Fynshav maksimum o wysokości 147 cm zarejestrowało o godz. 2.00 UTC (tab. 8.2). Było to typowe piętrzenie wiatrowe z dolądowym wiatrem, połączone z napełnianiem się zatok Bałtyku Zachodniego. Całą kolejną dobę 13 stycznia na stacjach wodowskazowych Bałtyku Zachodniego poziom morza obniżał się z maksymalną prędkością od $8 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ w Sassnitz i Gedser do $28 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ w Wismarze. 14 stycznia wody ustabilizowały się na średnim poziomie kilkunastu centymetrów powyżej zer wodowskazów z uwagi na spadek ciśnienia w wyżu barycznym i zanik jego oddziaływania na powierzchnię morza.



Ryc. 8.7. Przebieg zmian poziomu morza dla reprezentatywnych stacji w głównych akwenach Morza Bałtyckiego w okresie 10–14 stycznia 1987 r.

Cieśniny Duńskie, Kattegat, Skagerrak

Stacja wodowskazowa Korsør położona w Wielkim Błęcie zanotowała bardzo zbliżony przebieg poziomu morza w stosunku do pobliskich wodowskazów Bałtyku Zachodniego, przy jednakowych warunkach wiatru (silny wiatr północno-wschodni $10\text{--}18 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Maksimum dla tej stacji 76 cm zostało osiągnięte o 1.00 UTC 13 stycznia. Dla wodowskazu w południowym Sundzie – Klagshamn

maksimum wystąpiło o 21.00 UTC 12 stycznia i wyniosło 69 cm, a dla Hornbæk w północnym Sundzie o tej samej godzinie poziom wyniósł -3 cm. Dwie pozostałe stacje położone nad Skagerrakiem (Smögen) i północnym Kattegatem (Frederikshavn) charakteryzowały się w dniach 10–14 stycznia 1987 r. wyraźnie niskim przebiegiem poziomu wód (zawierały się w zakresie od -20 do -70 cm). Ta sytuacja oddziaływania długotrwałego północno-wschodniego wiatru spowodowała powstanie nachylenia zwierciadła wody z południa na północ Morza Bałtyckiego i korzystne warunki do wypływu wód z Bałtyku do Morza Północnego (ryc. 8.8, zał. 3.1).

Bałtyk Południowy

W Bałtyku Południowym nie zarejestrowano tak wysokich poziomów wód jak w Bałtyku Zachodnim. Stacja Kungsholmfort uzyskała w maksimum tylko 44 cm o 18.00 UTC 12 stycznia, mimo bardzo silnego północno-wschodniego wiatru o prędkościach $20\text{--}26\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (duży gradient baryczny). Poziom morza na pozostałych stacjach wodowskazowych (Władysławowo i Kłajpeda) mieścił się w stanach średnich poniżej $+25$ cm (ryc. 8.8, zał. 3.1).

Bałtyk Centralny i Północny

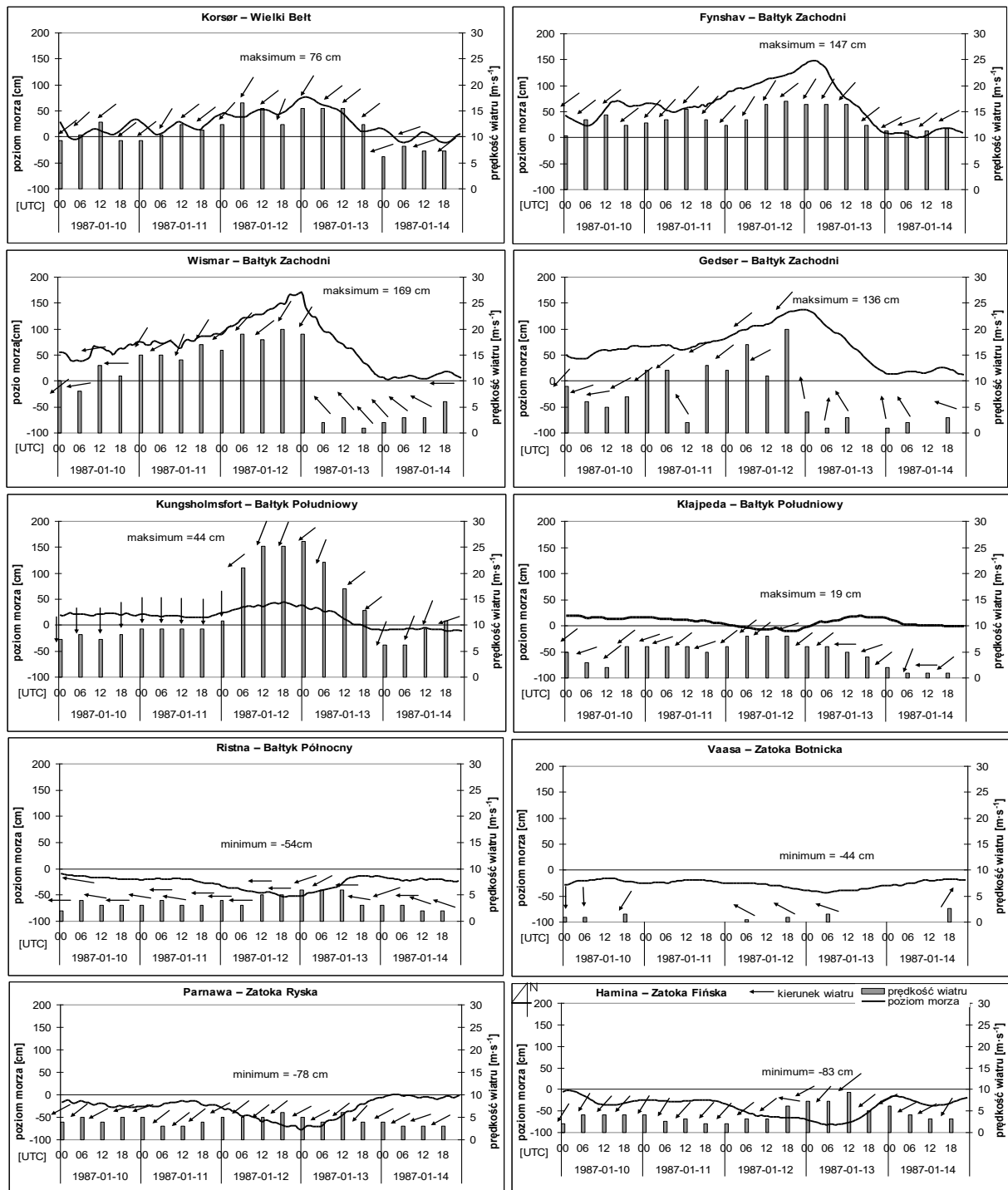
Poziom morza na stacjach Bałtyku Centralnego – Visby i Oskarshamn oscylował podobnie jak we Władysławowie i Kłajpedzie w granicach poziomów średnich, poniżej 25 cm, przy wietrze północno-wschodnim o prędkości $8\text{--}13\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Dla Bałtyku Północnego stacje wodowskazowe rejestrowały niskie (poniżej zera) poziomy wody związane ze wschodnią cyrkulacją mas powietrza (stacjonarny wyż nad Skandynawią) i wschodnim oraz północno-wschodnim, umiarkowanym i słabym wiatrem poniżej $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. W tych warunkach Ristna zarejestrowała minimum poziomu -54 cm dopiero 12 stycznia o 19.00 UTC, Hanko -52 cm (22.00 UTC, 12.01.), Sztokholm -31 cm (22.00 UTC, 12.01.). Przez kolejne dni, aż do 29 stycznia 1987 r., utrzymywały się niskie poziomy wody w Bałtyku Północnym (ryc. 8.7–8.8).

Zatoka Fińska i Ryska

Przebieg poziomu morza oraz charakterystyka wiatru w Zatoce Fińskiej i Ryskiej były bardzo zbliżone do analogicznych procesów w Bałtyku Północnym. Stacje wodowskazowe rejestrowały niskie poziomy wody przy słabym i umiarkowanym północno-wschodnim wietrze (poniżej $9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Minimum było głębsze niż w Bałtyku Północnym i wyniosło w Zatoce Fińskiej: w Tallinie -57 cm (20.00 UTC, 12.01.), w Narwie -67 cm (5.00 UTC, 13.01.), w Helsinkach -65 cm (5.00 UTC, 13.01.), w Haminie -83 cm (6.00 UTC, 13.01.). Natomiast dla Zatoki Ryskiej stacja Parnawa osiągnęła minimum poziomu morza -78 cm (00 UTC, 13.01.). Niski poziom morza (poniżej zera wodowskazu) utrzymywał się w Zatoce Fińskiej i Zatoce Ryskiej do końca stycznia 1987 r. (w warunkach wschodniej cyrkulacji mas powietrza).

Zatoka Botnicka

Obszar Zatoki Botnickiej w okresie 10–14 stycznia 1987 r. to akwen słabego wiatru (poniżej $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) z sektora wschodniego oraz występowania ciszy. Te niewielkie prędkości wiatru są związane z bezpośrednią bliskością centrum wyżu w środkowej Szwecji. Ma to swoje odbicie w przebiegu poziomu morza. Tak jak w Bałtyku Północnym oraz w Zatoce Fińskiej i Ryskiej, poziomy wody Zatoki Botnickiej występowały poniżej zera wodowskazu, a osiągnięte minima oscylowały wokół wartości -40 cm. Jest to wzorcowy przykład oddziaływania centrum wyżu barycznego (odwrotny efekt oddziaływania ciśnienia aniżeli w niżu barycznym, ΔH_s ujemna). W Spikarnie (Botnik Południowy) zarejestrowano minimum -41 cm (5.00 UTC, 13.01.), w Vaasa (Botnik Środkowy) -44 cm (5.00 UTC), w Kemi (Botnik Północny) -42 cm (9.00 UTC) (ryc. 8.7–8.8). W Zatoce Botnickiej niskie poziomy wód (poniżej zera) trwały do 30 stycznia 1987 r.



Ryc. 8.8. Rozkład kierunku i prędkości wiatru oraz zmiany poziomu wód w poszczególnych akwenach Morza Bałtyckiego w okresie 10–14 stycznia 1987 r.

Tabela 8.2. Parametry wczesnego sztormowego z okresu 10–14 stycznia 1987 r. dla reprezentatywnych stacji wodowskazowych Morza Bałtyckiego (poziom morza względem zera NAP)

| Data wezbrania | Stacja | Cechy nizu | | Obserwowany poziom morza | | | | | | ΔH_s [cm] | ΔH_d [cm] | | | | | |
|---------------------|----------------|-------------|----------------------------|--------------------------|------------|-----------|----------------|--|--------|-------------------|-------------------|------------------------------|--------|--------|---|-----|
| | | p_i [hPa] | V_L [m·s ⁻¹] | Poziom początkowy [cm] | Maks. [cm] | Min. [cm] | Amplituda [cm] | Maksymalne tempo zmian poziomu morza [cm·h ⁻¹] | | | | Czas trwania poziomu [godz.] | | | | |
| | | | | | | | | Przyrost | Spadek | | | \geq | \leq | \leq | | |
| 10-14 stycznia 1987 | Korsør | | | -5 | 76 | -12 | 88 | 6 | 8 | 70 | 100 | 5 | - | - | - | |
| | Skänör | | | 49 | 147 | -1 | 148 | 9 | 13 | 42 | 24 | 42 | - | - | - | |
| | Fynshav | | | 49 | 147 | -1 | 148 | 9 | 13 | 42 | 24 | 42 | - | - | - | |
| | Wismar | | | 50 | 169 | 2 | 167 | 19 | 28 | 59 | 28 | 59 | - | - | - | |
| | Gedser | | | 42 | 136 | 13 | 123 | 6 | 8 | 45 | 25 | 45 | - | - | - | |
| | Świnoujście | | | 50 | 96 | 7 | 89 | 7 | 8 | 17 | - | 17 | - | - | - | |
| | Kungsholmsfort | | | 14 | 44 | -12 | 56 | 4 | 6 | - | - | - | - | - | - | |
| | Klajpeda | | | 14 | 18 | -11 | 29 | 3 | 4 | - | - | - | - | - | - | |
| | Visby | | | 7 | 8 | -20 | 28 | 2 | 2 | - | - | - | - | - | - | |
| | Parnawa | | | -17 | 0 | -78 | 78 | 9 | 7 | - | - | - | 10 | - | - | -40 |
| | Ristna | | | -11 | -10 | -54 | 44 | 6 | 5 | - | - | - | - | - | - | - |
| | Sztokholm | | | 0 | 3 | -31 | 34 | 4 | 5 | - | - | - | - | - | - | - |
| | Helsinki | | | -5 | -5 | -65 | 60 | 5 | 3 | - | - | - | - | - | - | - |
| | Hamina | | | -6 | -3 | -83 | 80 | 8 | 6 | - | - | - | 15 | - | - | - |
| | Narwie | | | 11 | 11 | -67 | 78 | 8 | 6 | - | - | - | - | - | - | - |
| Degerby | | | -7 | -5 | -40 | 36 | 4 | 3 | - | - | - | - | - | - | - | |
| Vaasa | | | -19 | -16 | -44 | 28 | 3 | 3 | - | - | - | - | - | - | - | |
| Kemi | | | -35 | -17 | -42 | 25 | 2 | 3 | - | - | - | - | - | - | - | |

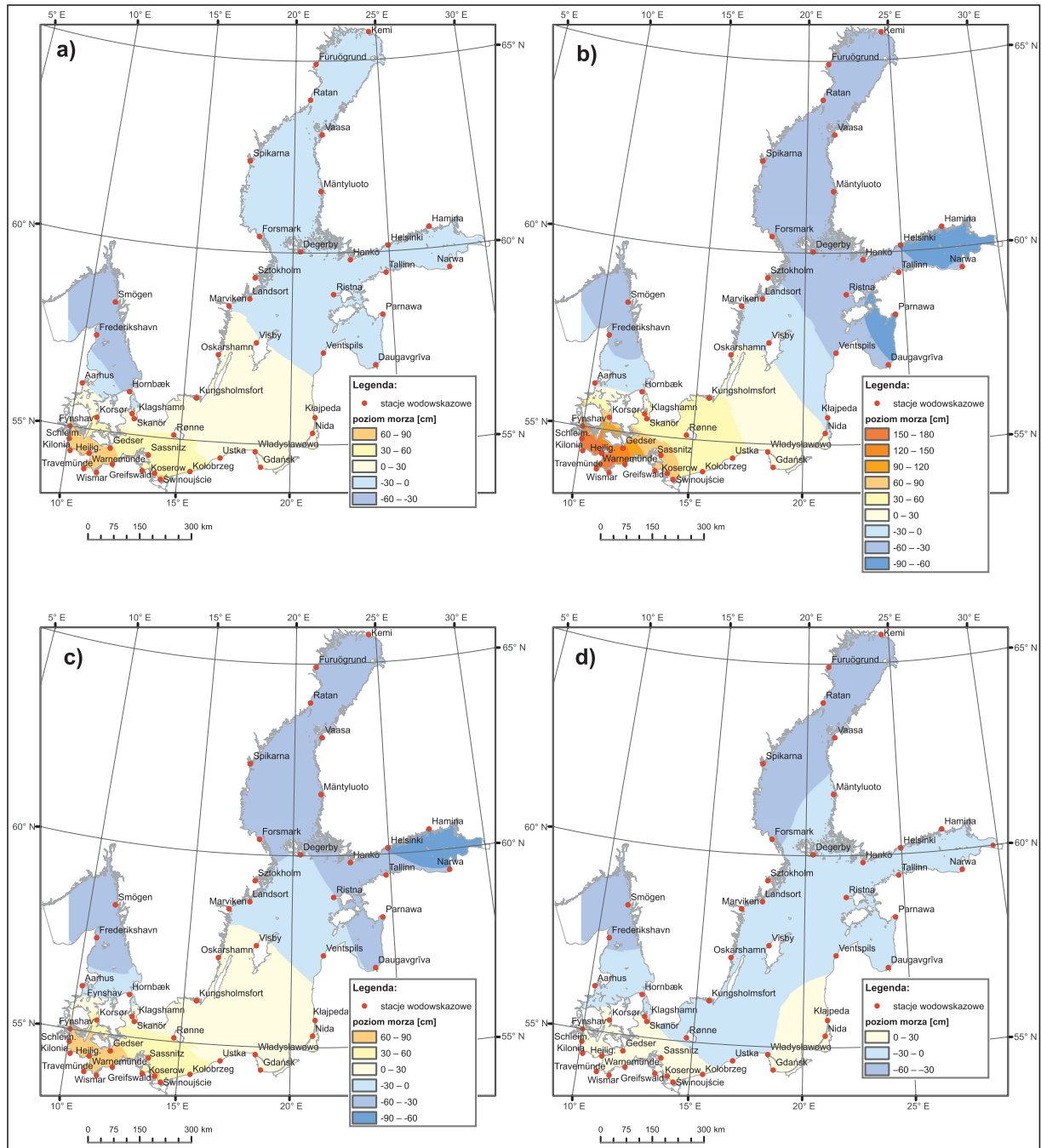
Podsumowanie sytuacji

Opisywana unikalna sytuacja sztormowa jest przykładem charakterystyki wezbrania sztormowego powstałego podczas wschodniej cyrkulacji atmosferycznej, czyli przy oddziaływaniu pola wiatrowego z północnego wschodu na Bałtyk. Jest to rzadki przypadek wezbrania w Bałtyku Zachodnim, do którego doszło na skutek silnego wiatru powstałego z dużego gradientu ciśnienia pomiędzy rozbudowanym wyżem (1053 hPa, środkowa Szwecja) a płytkim układem niżowym (1006 hPa), który utworzył się na lądzie (środkowa Europa). Obszary leżące na styku tych dwóch rozległych układów, czyli Bałtyk Zachodni z płytkimi zatokami: Meklemburską, Wismarską oraz Kilońską, a także częściowo Bałtyk Południowy doświadczyły wpływu bardzo silnego (prędkości wiatru do 20–25 m·s⁻¹) północno-wschodniego pola wiatru, które zniekształciło powierzchnię morza, podwyższając je w zachodnich akwenach (piętrzenie wiatrowe). Nie bez znaczenia był efekt statycznego oddziaływania wyżu barycznego, który swoim wysokim ciśnieniem wymusił obniżanie poziomu wód na Bałtyku Północnym i Centralnym, a także w Zatoce Fińskiej, Ryskiej i Botnickiej (–40 cm od poziomu NAP).

Na mapach chwilowych poziomów wód z 11 stycznia (godz. 00 UTC) oraz 13 stycznia (godz. 00 UTC) uwidacznia się proces stałego wzrostu poziomu morza (ryc. 8.9a, 8.9b) w Bałtyku Zachodnim i obniżania się poziomu morza w północnych i wschodnich akwenach Morza Bałtyckiego. 13 stycznia (godz. 00 UTC) nastąpiła kulminacja wezbrania w części zachodniej Bałtyku, a największa chwilowa rozpiętość poziomów wód w obrębie całego Bałtyku wyniosła 247 cm (+169 cm Wismar, Bałtyk Zachodni; –78 cm Parnawa, Zatoka Ryska). Mapa z 13 stycznia z godz. 12.00 UTC przedstawia moment powrotu do równowagi poziomu morza w Bałtyku (ryc. 8.9c). 14 stycznia o godz. 00 UTC wezbranie sztormowe zakończyło się, a poziomy wód (poza Zatoką Botnicką) wyrównały się w całym akwenie (ryc. 8.9d).

O wiatrowej genezie wezbrania świadczy również znaczna liczba godzin występowania wysokiego poziomu morza. Dla Bałtyku Zachodniego poziom powyżej 100 cm trwał średnio ponad 24 godziny (tab. 8.2). Pozostałe akweny Bałtyku – Bałtyk Centralny, Północny, Zatoka Ryska, Fińska i Botnicka, a także Skagerrak i Kattegat leżały w zasięgu rozbudowanego i wysokiego wyżu znad Skandynawii i rejestrowały wyłącznie niskie poziomy wody. Ten okres niskich (najczęściej poniżej zera) poziomów wód Bałtyku trwał w tych akwenach średnio od 8 do 29 stycznia 1987 roku. Przy długotrwałym procesie napełniania się akwenów Bałtyku Zachodniego i niskiego poziomu morza w Skagerraku i Kattegacie powstały warunki do wypływu wód przez Cieśniny Duńskie (powstało znaczne nachylenie zwierciadła wody z południa na północ Morza Bałtyckiego) (ryc. 8.9). Sytuacja ta jest modelowym przykładem, jak długotrwała cyrkulacja północno-wschodnia oddziałuje na wypływ wód z Bałtyku do Morza Północnego.

Wiatr i ciśnienie są ze sobą bezpośrednio związane. Gdyby jednak poznać bliżej naturę wezbrań i obniżen sztormowych, to jak już wspomniano, w przypadku analizowanej sytuacji synoptycznej należy przypisać znaczny udział w kształtowaniu poziomu morza systemowi wiatru, chociaż udział ten nie jest całkowity. Ciśnienie 1053 hPa, tzn. wyższe o 40 hPa od przeciętnego atmosferycznego, powoduje statyczne obniżenie poziomu wód o około 40 cm. Okazało się więc, że samo styczne oddziaływanie wiatru na poziom morza, np. dla stacji Ristna w Bałtyku Północnym, to nie minimalny poziom morza –54 cm, a tylko –14 cm wywołane efektem wiatru z północnego wschodu.



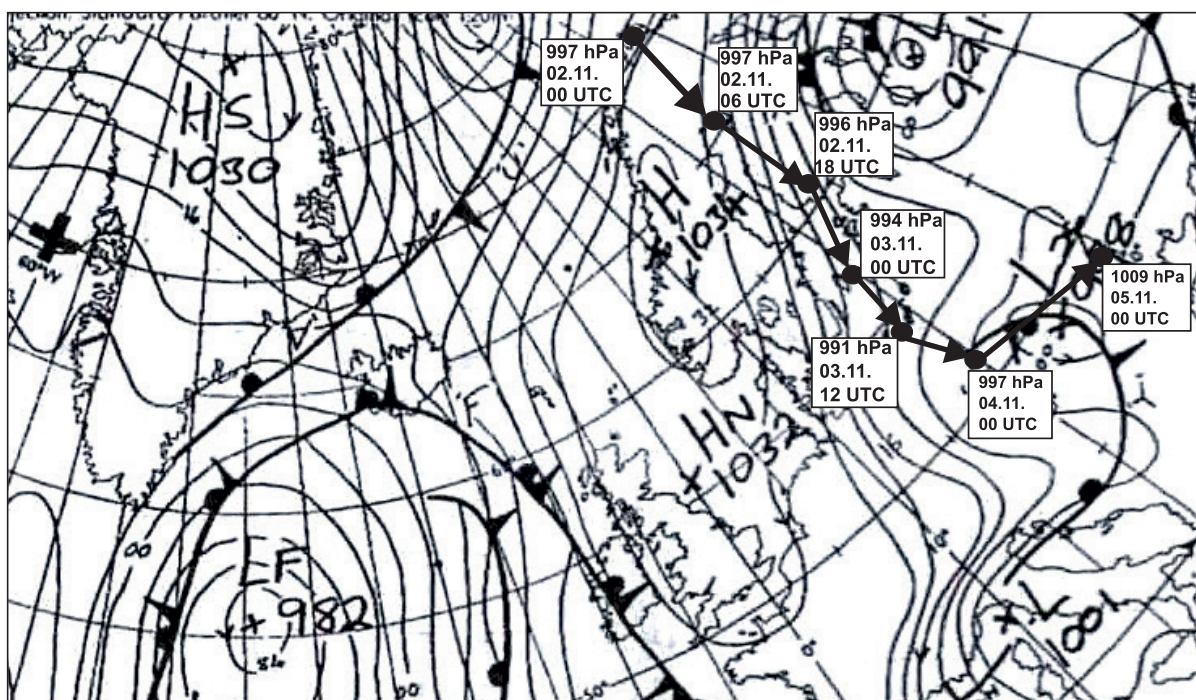
Ryc. 8.9. Obraz chwilowych poziomów wód Morza Bałtyckiego: a) 11 stycznia 1987, godz. 00 UTC; b) 13 stycznia 1987, godz. 00 UTC; c) 13 stycznia 1987, godz. 12.00 UTC; d) 14 stycznia 1987, godz. 00 UTC

c) Sytuacja z 3–5 listopada 1995 roku

Sytuacja sztormowa związana z centrum niżu, który przemieszczał się od północnej części Półwyspu Skandynawskiego i Zatoki Botnickiej przez wschodnie wybrzeża Bałtyku Północnego, Centralnego i Południowego.

Sytuacja synoptyczna

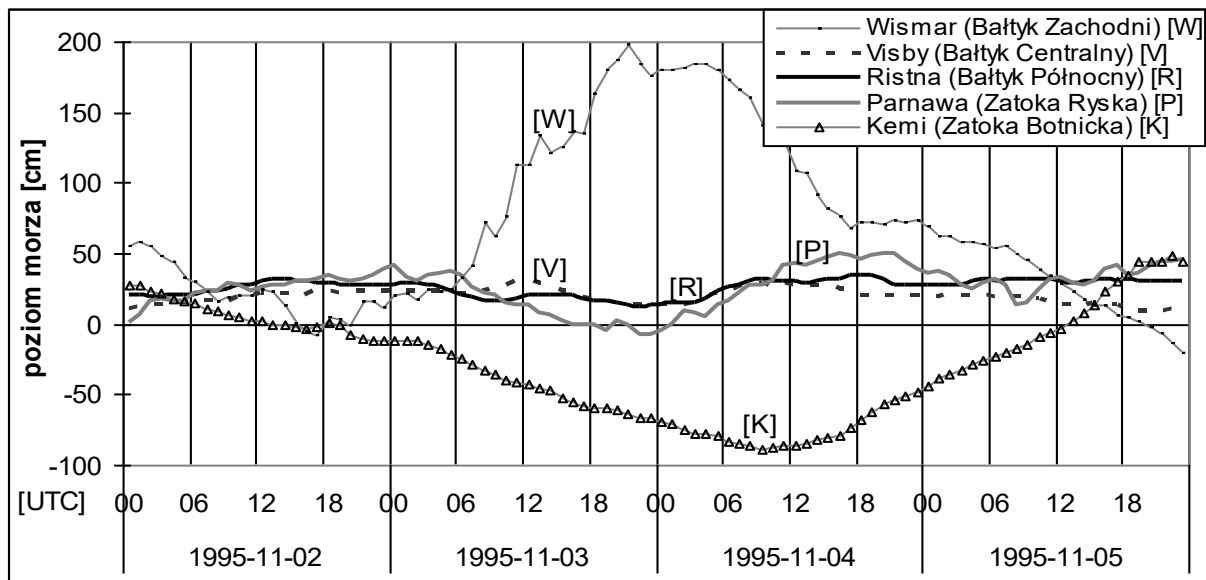
2 listopada (00 UTC) nad Skandynawią, Morzem Bałtyckim i Europą Centralną zalegała rozległa bezgradientowa depresja baryczna z kilkoma płytkimi centrami. Jedno z tych centrów (997 hPa) znajdowało się na pograniczu norwesko-szwedzko-fińskiego i zaczęło się przemieszczać w kierunku południowym wzdłuż wschodnich wybrzeży Zatoki Botnickiej i wschodnich wybrzeży otwartych akwenów Morza Bałtyckiego (Bałtyk Północny, Centralny i Południowy). 3 listopada (00 UTC) centrum tego niżu (994 hPa) było już nad Bałtykiem Centralnym, w pobliżu wybrzeży Łotwy. 12 godzin później ośrodek ten, meandrując i pogłębiając się (991 hPa), wszedł na ląd w rejonie Zatoki Gdańskiej (12 UTC, 3.11.). Kolejne godziny to przesuwanie się centrum niżu na południe Polski (997 hPa, 00 UTC, 4.11.), a następnie na południowo-zachodnią Ukrainę, gdzie niż ten się ustabilizował i wypełnił (1009 hPa, 00 UTC, 5.11.) (ryc. 8.10). Od godzin rannych 3 listopada nad Morzem Norweskim na Półwyspie Skandynawskim wchodził rozległy układ wyżowy, który stopniowo obejmował całą Skandynawię z Morzem Północnym i Bałtykiem Zachodnim (centrum w środkowej Norwegii 1034 hPa, 6.00 UTC, 4.11.). Ta sytuacja synoptyczna spowodowała wzrost gradientu ciśnienia nad Skandynawią i Bałtykiem Zachodnim oraz północny spływ mas powietrza. 3 listopada na tym obszarze wrastała prędkość wiatru z sektorów północno-zachodnich i północnych. Maksymalny wzrost prędkości wiatru zarejestrowano na przylądku Arkona (wyspa Rugia) z 4,6 do 27,4 m·s⁻¹ oraz w Warnemünde z 4,5 do 21,4 m·s⁻¹.



Ryc. 8.10. Przebieg toru niżu w dniach 2–5 listopada 1995 r. oraz główna sytuacja synoptyczna 4 listopada 1995 r., godz. 00 UTC (Met Office – zmienione, za pozwoleniem British Crown copyright 2015)

Bałtyk Zachodni

2 listopada do godzin wieczornych poziom morza na stacjach Bałtyku Zachodniego opadał od stanu 50–60 cm do około zera wodowskazu. Ten spadek był pozostałością po słabym sztormie z 1 listopada, kiedy to mały ośrodek niżowy znad Olandii przemieścił się do wybrzeży litewskich, a następnie w kierunku Białorusi. Cała doba 3 listopada to wzrost poziomu morza w Bałtyku Zachodnim i stałe opadanie poziomu morza w Zatoce Botnickiej, Fińskiej i Ryskiej. W tym czasie z północy na południe przemieszczał się stosunkowo niegłęboki niż (ciśnienie ≤ 997 hPa) po wschodnich wybrzeżach Bałtyku. W Bałtyku Zachodnim 3 i 4 listopada doszło do wystąpienia poziomów ekstremalnych pomiędzy 100 a 200 cm powyżej zera wodowskazu. Poziom morza podnosił się w szybkim tempie z maksymalnymi wartościami od $22 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ w Kilonii do $37 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ w Wismarze (tab. 8.3). Temu wzrostowi towarzyszyło piętrzące działanie silnego, doładowego wiatru (powyżej $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) z kierunków północno-zachodnich i północnych (napełnianie się akwenów Bałtyku Zachodniego). Ekstrema poziomu morza wyniosły: w Wismarze 198 cm (21.00 UTC, 3.11.), w Skänör 107 cm (22.00 UTC), Gedser 156 cm (23.00 UTC), Fynshav 182 cm (2.00 UTC, 4.11.), Kilonia 196 cm (4.00 UTC) (ryc. 8.11–8.12, zał. 3.2). Poziom morza powyżej 100 cm utrzymywał się długo i trwał od 16 godzin w Gedser do 27 godzin w Wismarze. Długi czas występowania wysokich poziomów wody świadczy o wiatrowym charakterze wezbrania. 4 listopada nadal oddziaływał wiatr z sektora północnego, ale jego prędkość stopniowo słabła, by pod koniec doby osiągnąć kilka metrów na sekundę. Podobne wartości prędkości wiatru utrzymywały się w Bałtyku Zachodnim kolejną dobę (5 listopada). Przez te dwie doby poziom morza opadał do wysokości bliskich zera wodowskazu. Tempo opadania było zróżnicowane i wyniosło maksymalnie od $11 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ w Skänör, do $22 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ w Wismarze (tab. 8.3).



Ryc. 8.11. Przebieg zmian poziomu morza dla reprezentatywnych stacji w głównych akwenach Morza Bałtyckiego w okresie 2–5 listopada 1995 r.

Cieśniny Duńskie, Kattegat, Skagerrak

Stacje wodowskazowe nad Skagerrakiem (Smögen) i północnym Kattegatem (Frederikshavn) nie zarejestrowały wezbrania sztormowego, które wystąpiło w Bałtyku Zachodnim. Miało typowy pływowy przebieg zmian poziomu morza. W dwóch pozostałych stacjach wodowskazowych zlokalizowanych bliżej akwenów Bałtyku Zachodniego analizowane wezbranie wyraźnie się zaznaczyło. Dla stacji Aarhus położonej w Zatoce Aarhus (południowy Kattegat) maksimum 105 cm zostało osiągnięte już o 19.00 UTC 3 listopada. Stacja Korsør położona w środkowej części Wielkiego Błętu miała maksimum poziomu morza 117 cm o 00 UTC 4 listopada (ryc. 8.12, zał. 3.2). Warunki wiatrowe dla tej stacji były zbliżone do charakterystyki wiatru w Bałtyku Zachodnim (wiatr z sektora północnego od 6 do 17 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$).

Bałtyk Południowy

Stacje wodowskazowe Bałtyku Południowego zanotowały zróżnicowany przebieg poziomu morza. W Kungsholmsfort w południowej Szwecji przebieg poziomu morza był zbliżony do Bałtyku Zachodniego. Maksimum 70 cm Kungsholmsfort osiągnęła o godz. 00 UTC 4 listopada przy podobnych warunkach wiatrowych. Natomiast dla Władysławowa i Kłajpedy warunki wiatrowe zmieniły się z uwagi na przejście centrum ośrodka niżowego przez wschodnie wybrzeża Bałtyku i Zatokę Gdańską na południe Polski. W obszarze tych stacji 3 listopada wiatr osłabł poniżej 5 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ oraz zmienił kierunek na południowo-wschodni. Dlatego ekstrema poziomu morza były opóźnione w stosunku do Kungsholmsfort. Maksimum we Władysławowie zostało osiągnięte o 13.00 UTC 4 listopada 82 cm, a w Kłajpedzie o 15.00 UTC 75 cm tego samego dnia. Przez kolejne półtorej doby poziom wody na tych stacjach wracały do poziomów średnich bliskich zera wodowskazu przy słabym (poniżej 5 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) wietrze z sektora północnego (ryc. 8.12, zał. 3.2).

Bałtyk Centralny i Północny

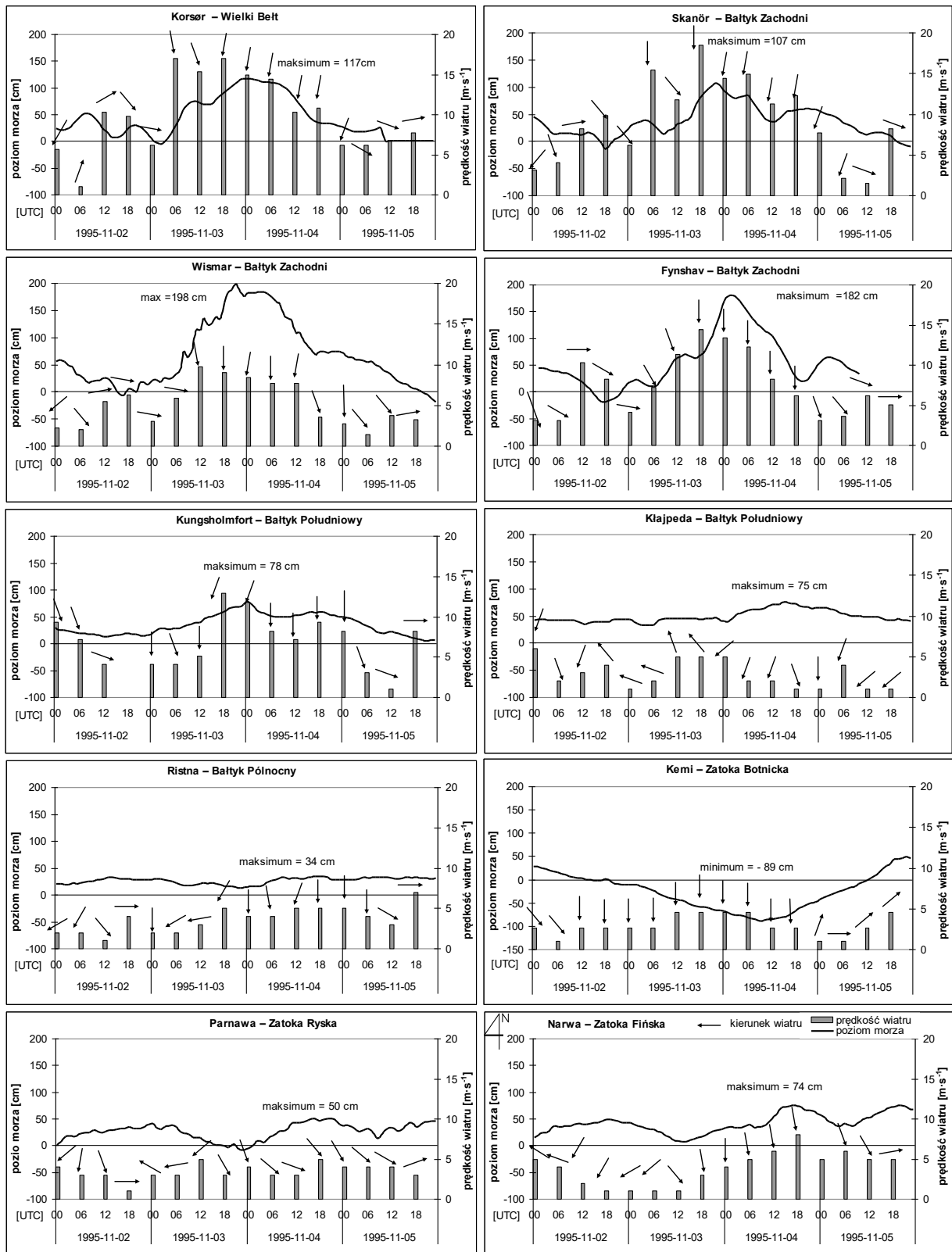
Wezbranie sztormowe Bałtyku Zachodniego nie zaznaczyło się na stacjach wodowskazowych Bałtyku Centralnego i Północnego. Poziom morza na tych stacjach układał się w zakresie poziomów średnich od około 35 cm do zera. W tych akwenach przeważał słaby wiatr z sektora północnego, rzadko przekraczający 5 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Jest to typowe zjawisko dla centralnych akwenów Bałtyku (ryc. 8.12).

Zatoka Fińska i Ryska

Poziom morza dla Zatoki Fińskiej i Ryskiej w dniach 2–5 listopada 1995 roku, podobnie jak na Bałtyku Północnym, mieścił się w zakresie poziomów średnich. Jednakże w obu zatokach zauważa się blisko 40-centymetrowy spadek poziomu wód 3 listopada 1995 roku na skutek przechodzenia centrum niżu i słabego wiatru z sektora północnego. W dniu następnym stacja Narwa, położona we wschodniej części Zatoki Fińskiej, osiągnęła maksimum poziomu morza 74 cm (17.00 UTC, 4 listopada). To niewielkie spiętrzenie spowodowane było wzrastającą prędkością północnego wiatru od 1 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ w godzinach południowych 3 listopada do 8 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ w godzinach wieczornych 4 listopada (ryc. 8.12). Te warunki wiatrowe były wynikiem oddziaływania lokalnego, płytkiego ośrodka niskiego ciśnienia, którego centrum (997 hPa) znalazło się na południowy wschód od jeziora Ładoga.

Tabela 8.3. Cechy niżu oraz parametry wczesnego sztormowego z okresu 2–5 listopada 1995 r. dla reprezentatywnych stacji wodowskazowych Morza Bałtyckiego (poziom morza względem zera NAP)

| Data wczesnego sztormowego | Stacja | Cechy niżu | | Obserwowany poziom morza | | | | | | | ΔH_s [cm] | ΔH_d [cm] | | | |
|----------------------------|----------------|-------------|----------------------------|--------------------------|------------|-----------|----------------|--|--------|----------------------|-------------------|-------------------|--------|-------|--------|
| | | p_i [hPa] | V_L [m·s ⁻¹] | Poziom początkowy [cm] | Maks. [cm] | Min. [cm] | Amplituda [cm] | Maksymalne tempo zmian poziomu morza [cm·h ⁻¹] | | Czas trwania poziomu | | | | | |
| | | | | | | | | Przyrost | Spadek | \geq | | | \leq | 70 cm | 100 cm |
| 2–5 listopada 1995 | Korsør | | | 24 | 117 | -5 | 122 | 14 | 11 | 25 | 14 | - | - | | |
| | Skånor | | | 45 | 107 | -14 | 121 | 15 | 11 | 14 | 3 | - | - | | |
| | Fynshav | | | 44 | 182 | -19 | 199 | 24 | 15 | 21 | 16 | - | - | | |
| | Kilonia | | | 50 | 196 | -17 | 213 | 22 | 18 | 29 | 21 | - | - | | |
| | Wismar | | | 55 | 198 | -20 | 218 | 37 | 22 | 39 | 27 | - | - | | |
| | Gedser | | | 64 | 156 | -4 | 160 | 27 | 14 | 31 | 16 | - | - | | |
| | Świnoujście | | | 40 | 169 | 8 | 153 | 21 | 12 | 35 | 18 | - | - | | |
| | Kungsholmsfort | | | 29 | 78 | 5 | 73 | 6 | 8 | 3 | - | - | - | | |
| | Klajpeda | | | 42 | 75 | 33 | 42 | 8 | 6 | 7 | - | - | - | | |
| | Visby | | 991 | 11 | 30 | 9 | 21 | 4 | 4 | - | - | - | - | | |
| | Parnawa | | | 1 | 50 | -8 | 58 | 11 | 13 | - | - | - | - | | |
| | Ristna | | | 20 | 34 | 12 | 22 | 5 | 4 | - | - | - | - | | |
| | Sztokholm | | | 8 | 36 | 1 | 35 | 6 | 5 | - | - | - | - | | |
| | Helsinki | | | 1 | 42 | -9 | 51 | 5 | 4 | - | - | - | - | | |
| | Hamina | | | -8 | 23 | -16 | 39 | 4 | 5 | - | - | - | - | | |
| | Narwa | | | 14 | 74 | 6 | 68 | 10 | 7 | 10 | - | - | - | | |
| | Degerby | | | 9 | 29 | 3 | 26 | 4 | 7 | - | - | - | - | | |
| Vaasa | | | 20 | 28 | -33 | 61 | 4 | 2 | - | - | - | - | | | |
| Kemi | | | 28 | 49 | -89 | 138 | 10 | 6 | - | - | 17 | 0 | | | |



Ryc. 8.12. Rozkład kierunku i prędkości wiatru oraz zmiany poziomu wód w poszczególnych akwenach Morza Bałtyckiego w okresie 2–5 listopada 1995 r.

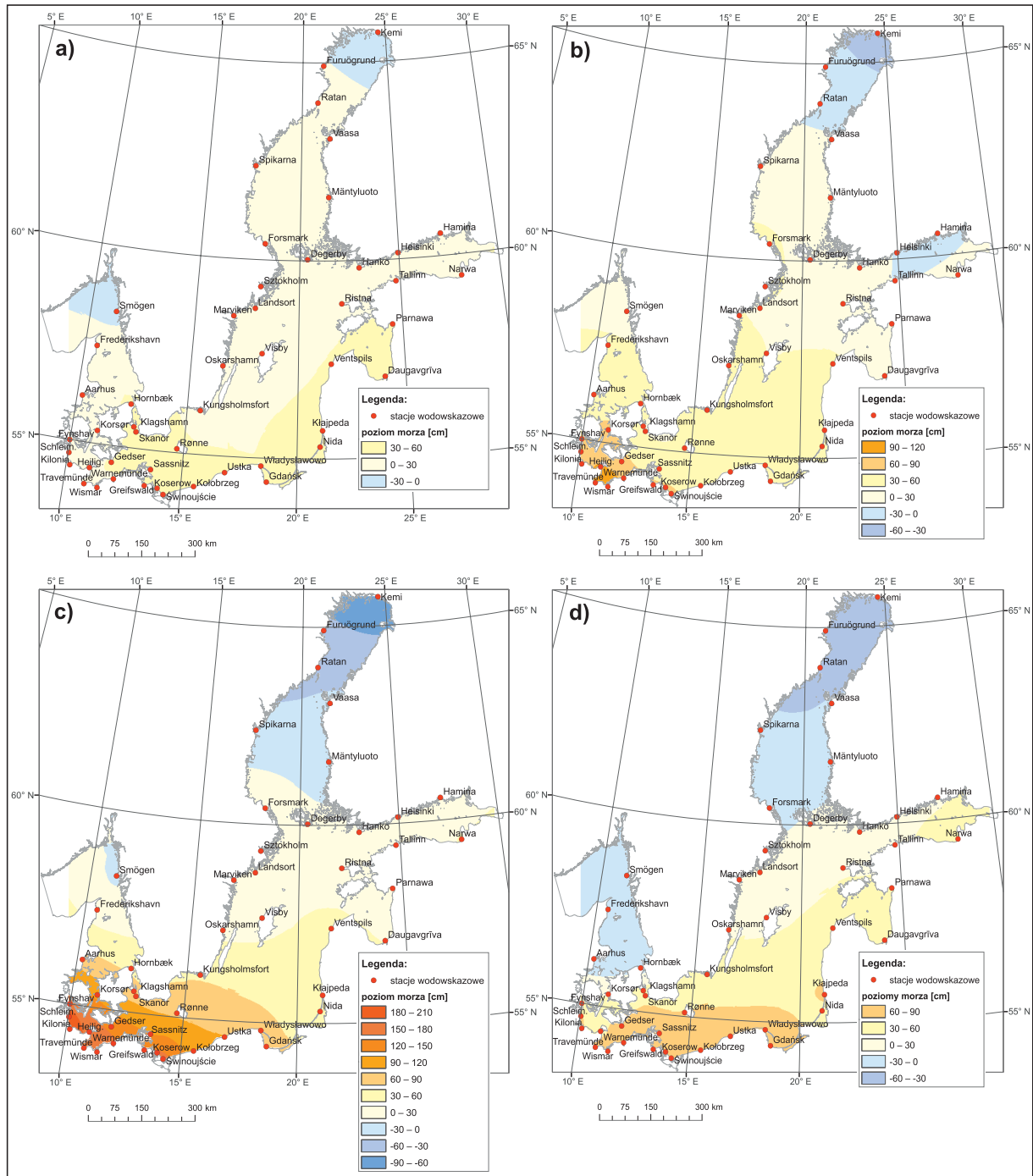
Zatoka Botnicka

Z uwagi na lokalizację Zatoki Botnickiej, która była w całości w zasięgu układu wyzowego znad Skandynawii (centrum wyżu nad środkową Norwegią), w akwencie tym w dniach 2–4 listopada przeważał długotrwały słaby północny wiatr, o prędkościach poniżej $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (ryc. 8.12). Ta sytuacja synoptyczna spowodowała deniwelacje powierzchni wód zatoki od Archipelagu Alandzkiego (poziomy średnie) do Botnika Północnego (poziomy niższe od -50 cm). Ta deniwelacja była największa 4 listopada, kiedy to zanotowano w Kemi -89 cm (9.00 UTC), w Furuögrund -61 cm (10.00–12.00 UTC), w Vaasa -33 cm (13.00–17.00 UTC), w Spikarnie -33 cm (17.00–19.00 UTC), w Mäntyluoto -25 cm (18.00–19.00 UTC) (tab. 8.3, zał. 3.2). Charakterystyczny dla tej sytuacji synoptycznej był fakt, iż minima poziomów wód stawały się płytsze i były osiągnane później zgodnie z kierunkiem lokalizacji stacji wodowskazowych, z północy (Botnik Północny) na południe (Botnik Południowy i Archipelag Alandzki).

Podsumowanie sytuacji

Sytuacja sztormowa z 2–5 listopada 1995 roku jest przykładem charakterystyki wezbrania sztormowego powstałego podczas północnego spływu mas powietrza nad Bałtykiem. Jest to typowe wezbranie wiatrowe w Bałtyku Zachodnim (Zatoka Meklemburska, Zatoka Kilońska). W tej sytuacji sztormowej genezą wezbrania był wysoki gradient ciśnienia atmosferycznego, który utworzył się pomiędzy rozległym, rozbudowującym się wyżem z centrum nad Skandynawią a płytkim układem niżowym, przemieszczającym się południkowo z północnych części Półwyspu Skandynawskiego wzdłuż wschodnich wybrzeży Bałtyku (różnica ciśnień 40 hPa 18 UTC, 3 listopada 1995). Gradient ten wygenerował pole bardzo silnego północnego wiatru, które znacząco spiętrzyło powierzchnię morza u wybrzeży Bałtyku Zachodniego, w części Cieśnin Duńskich i Bałtyku Południowego (napełnianie się tych akwenów). Jednocześnie wody w najbardziej północnych akwenach Bałtyku (szczególnie w Zatoce Botnickiej) zaczęły opadać (charakterystyczny przeciwny przebieg poziomu wód dla wodowskazu Wismar i Kemi) (ryc. 8.11–8.12). Narastającą deniwelację powierzchni z południowego zachodu na północny wchód Morza Bałtyckiego prezentują mapy chwilowych poziomów wód z terminów: 3 listopada 1995, godz. 4.00 i 12.00 UTC oraz 4 listopada 1995, godz. 4.00 UTC (ryc. 8.13a, 8.13b, 8.13c). Na mapie z godz. 4.00 UTC 4 listopada 1995 roku (ryc. 8.13c) zobrazowano największe chwilowe nachylenie poziomów wód Bałtyku; (od $+196 \text{ cm}$, Kilonia (Bałtyk Zachodni) do -78 cm , Kemi (Zatoka Botnicka). Ostatnia mapa z 5 listopada 1995, godz. 00 UTC przedstawia moment schyłkowej fazy wezbrania, w której wody Bałtyku Zachodniego i Południowego są w trakcie opadania, a w Zatoce Botnickiej powoli wzrastają (reakcja powrotu poziomu wód Bałtyku do stanu równowagi) (ryc. 8.13d).

Analizowana sytuacja sztormowa jest zbliżona do sytuacji z 11–14 stycznia 1987 roku, kiedy gradient ciśnienia między wyżem skandynawskim 1053 hPa a płytkim niżem z Europy Środkowej (1006 hPa) wytworzył pole północno-wschodniego i wschodniego wiatru, które spowodowało spiętrzenie w Bałtyku Zachodnim. Jednakże w wezbraniu z listopada 1995 roku czas działania wiatru był krótszy o około dobę, a kierunek był w większym stopniu dolądowy. Skutkowało to wyższym maksimum wezbrania, mimo mniejszych prędkości wiatru. Przykładem może być Wismar, gdzie w styczniu 1987 roku północno-wschodni wiatr o prędkości od 8 do $19 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ doprowadził przez ponad dwie doby do maksimum 169 cm , a w wezbraniu z listopada 1995 roku północny wiatr o prędkości od 3 do $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ przez ponad dobę doprowadził do maksimum poziomu morza 198 cm . Krzywa wzrostu poziomu morza w Wismarze w wezbraniu z listopada 1995 charakteryzuje się stromym, nieregularnym wzrostem, w przeciwieństwie do krzywej z wezbrania z 1987 roku, która jest bardziej łagodna i regularna. Maksymalne tempo wzrostu poziomu morza w Wismarze przy wezbraniu z 1995 roku jest prawie dwukrotnie wyższe ($37 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$) w porównaniu z wezbraniem z 1987 roku ($19 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$) (tab. 8.3). Na to zróżnicowanie wpływ może mieć bardziej dolądowy kierunek działania wiatru.



Ryc. 8.13. Obraz chwilowych poziomów wód Morza Bałtyckiego: a) 3 listopada 1995, godz. 4.00 UTC; b) 3 listopada 1995, godz. 12.00 UTC; c) 4 listopada 1995, godz. 4.00 UTC; d) 5 listopada 1995, godz. 00 UTC

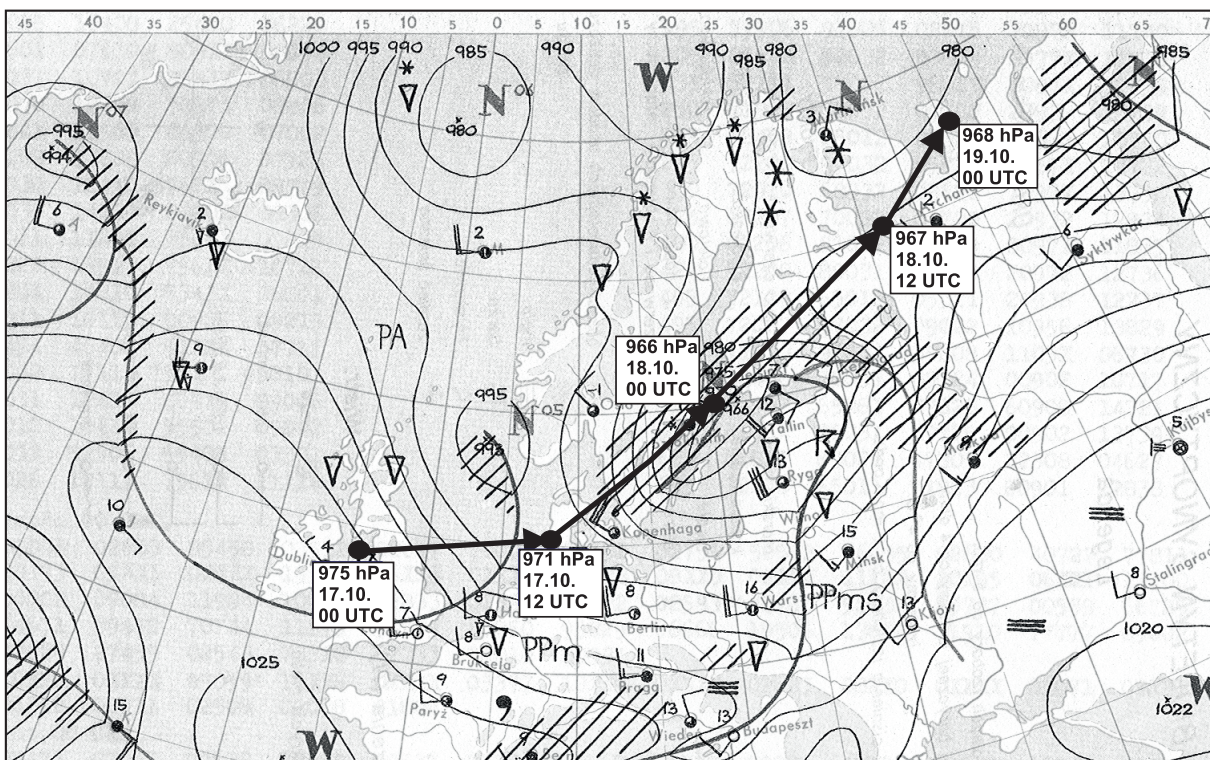
8.2.2. Przykłady sytuacji sztormowych typu podciśnieniowego (z dynamicznym niżem)

a) Sytuacja z 17–19 października 1967 roku

Przykład dynamicznego, głębokiego niżu przechodzącego przez centralne i północne akweny Bałtyku i wywołującego sejszopodobne wahania poziomu wód Morza Bałtyckiego

Sytuacja synoptyczna

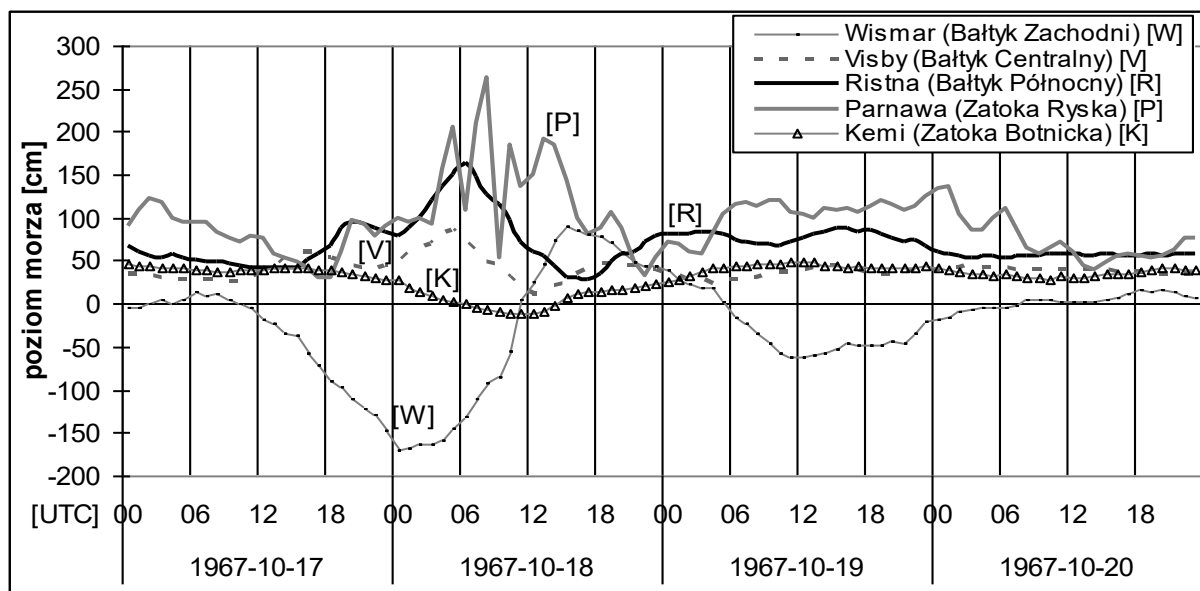
Głęboki i dynamiczny niż baryczny 17 października 1967 roku w ciągu 12 godzin przemieścił się z nad Wysp Brytyjskich na Półwysep Jutlandzki (Dania), gdzie osiągnął w centrum 971 hPa (godz. 12 UTC, 17 października). W ciągu kolejnych 12 godzin centrum niżu ze średnią prędkością $80 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ przesuwało się przez południową Szwecję, Bałtyk Północny nad Archipelag Alandzki i pogłębiło się do 966 hPa (godz. 00 UTC, 18 października 1967). W ciągu dalszych kilkunastu godzin niż ten przemieścił się przez południową Finlandię w rejon Morza Białego (godz. 12 UTC, 18 października 1967) (ryc. 8.14). Sztormowy wiatr i efekt podciśnienia (fala baryczna) wygenerowane przez ten układ baryczny spowodowały niezwykle silne, sejszowe wahania poziomu wód Morza Bałtyckiego (szybkie zmiany nachylenia powierzchni Morza Bałtyckiego) (ryc. 8.15) (Wolski i in., 2016).



Ryc. 8.14. Przebieg toru niżu w dniach 17–19 października 1967 r. oraz główna sytuacja synoptyczna w dniu 18 października 1967 r., godz. 00 UTC (Wolski i in., 2016 – zmienione)

Bałtyk Zachodni

Od godzin rannych 17 października 1967 roku na stacjach wodowskazowych Bałtyku Zachodniego zarejestrowano stały spadek poziomu wód, który trwał aż do godzin nocnych następnego dnia (18 października). Podciśnienie dynamicznie przemieszczającego się głębokiego niżu oraz silny południowo-zachodni wiatr o prędkościach $10\text{--}30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (w Gedser maksymalnie $31\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) spowodowały zniekształcenie powierzchni morza, obniżając poziom wód u zachodnich wybrzeży, a podwyższając poziom morza u brzegów północnych i północno-wschodnich akwenów Bałtyku. W Wismarze i Warnemünde (Niemcy) zarejestrowano -170 cm (odpowiednio 00 UTC i 3.00 UTC, 18 października), w Gedser (Dania) -141 cm , w Świnoujściu -134 cm , a w Skanör (Szwecja) -129 cm (3.00 UTC, 18 października). Tempo obniżania poziomu wody osiągało maksymalne wartości od 24 do $54\text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ (tab. 8.4). W godzinach wczesnopołudniowych 18 października Bałtyk Zachodni, zostając w tylnej części układu barycznego, był obszarem działania słabszego wiatru z kierunków północno-zachodniego i północnego (poniżej $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Stacje wodowskazowe Bałtyku Zachodniego przeszły z ujemnej do dodatniej fazy wahań wezbrania sztormowego i rejestrowały w tym czasie gwałtowny wzrost poziomu morza ($34\text{--}76\text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$), aż do wartości maksymalnych: Skanör 128 cm (10.00 UTC, 18 października), Świnoujście 86 cm (12.00 UTC), Wismar 91 cm (15.00 UTC), Gedser 98 cm , Warnemünde 76 cm (17.00 UTC). Tak szybkich obniżen poziomu morza w Bałtyku Zachodnim i bezpośrednio po nich bardzo szybkich wezbrań nie mogło wywołać tylko pole wiatru. Dominującym czynnikiem był tu wpływ podciśnienia koncentrycznego niżu (tzw. poduszka wodna niżu). Kolejne dwa dni 19–20 października na Bałtyku Zachodnim to utrzymywanie się, a następnie słabnięcie sejszopodobnych wahań poziomu morza (poziomy wody oscylowały poniżej lub blisko zera wodowskazów przy południowym i południowo-zachodnim wietrze poniżej $15\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) (ryc. 8.15–8.17, tab. 8.4).



Ryc. 8.15. Przebieg zmian poziomu morza dla reprezentatywnych stacji w głównych akwenach Morza Bałtyckiego w okresie 17–20 października 1967 r. (Wolski i in., 2016 – zmienione)

Cieśniny Duńskie, Kattegat, Skagerrak

Stacje w Cieśninach Duńskich na tle pływowego charakteru ich zmian poziomu morza wykazały wcześniejsze ekstremum związane z przejściem niżu: Hornbæk (Sund) 93 cm, o 22.00 UTC 17 października, Smögen 82 cm (Skagerrak) o 2.00 UTC 18 października (tab. 8.4). W Skagerraku i w Sundzie prędkości wiatru 17 października wzrosły od 4 do 25 m·s⁻¹. Poziom morza rejestrowany na stacjach wodowskazowych w Sundzie przebiegał podobnie jak w Bałtyku Zachodnim (ryc. 8.16–8.17).

Bałtyk Południowy

Przebieg wahań poziomu morza na stacjach wodowskazowych Bałtyku Południowego był zróżnicowany, mimo podobnych warunków wiatrowych dla tego akwenu. W dniach od 17 do 18 października wzrastała tu prędkość wiatru od 7 do 31 m·s⁻¹, przy zmianie kierunków z południowych i południowo-zachodnich na zachodnie w godzinach nocnych 18 października. Na stacji Kungsholmsfort przebieg poziomu morza nawiązywał do wezbrania w Bałtyku Zachodnim z jego ujemną i dodatnią fazą. Minimum –78 cm poziomu morza uzyskano o 3.00 UTC 18 października, a maksimum 98 cm już 7 godzin później (10.00 UTC, 18 października). Natomiast Kłajpeda, położona na wschodnim wybrzeżu, miała tylko dodatnią fazę wezbrania, uzyskując maksimum 195 cm o 5.00 UTC (18 października). Nastąpiło bardzo wyraźne zniekształcenie i deniwelacja powierzchni Bałtyku Południowego oraz jej nachylenie ze wschodnich wybrzeży (wysokie poziomy) na wybrzeża zachodnie (niskie poziomy wód) (ryc. 8.16). Za tę deformację odpowiada podciśnienie szybkiego niżu oraz wiatr, które wypiętrzyły wodę na wschodnich wybrzeżach Bałtyku Południowego oraz Północnego. Po uzyskaniu maksimum w Kłajpedzie nastąpiły gwałtowne spadki poziomu morza (maksymalne tempo spadku 47 cm·h⁻¹) i słabnięcie wiatru do 10 m·s⁻¹. To przykład wahań sejszopodobnych (tab. 8.4, ryc. 8.17).

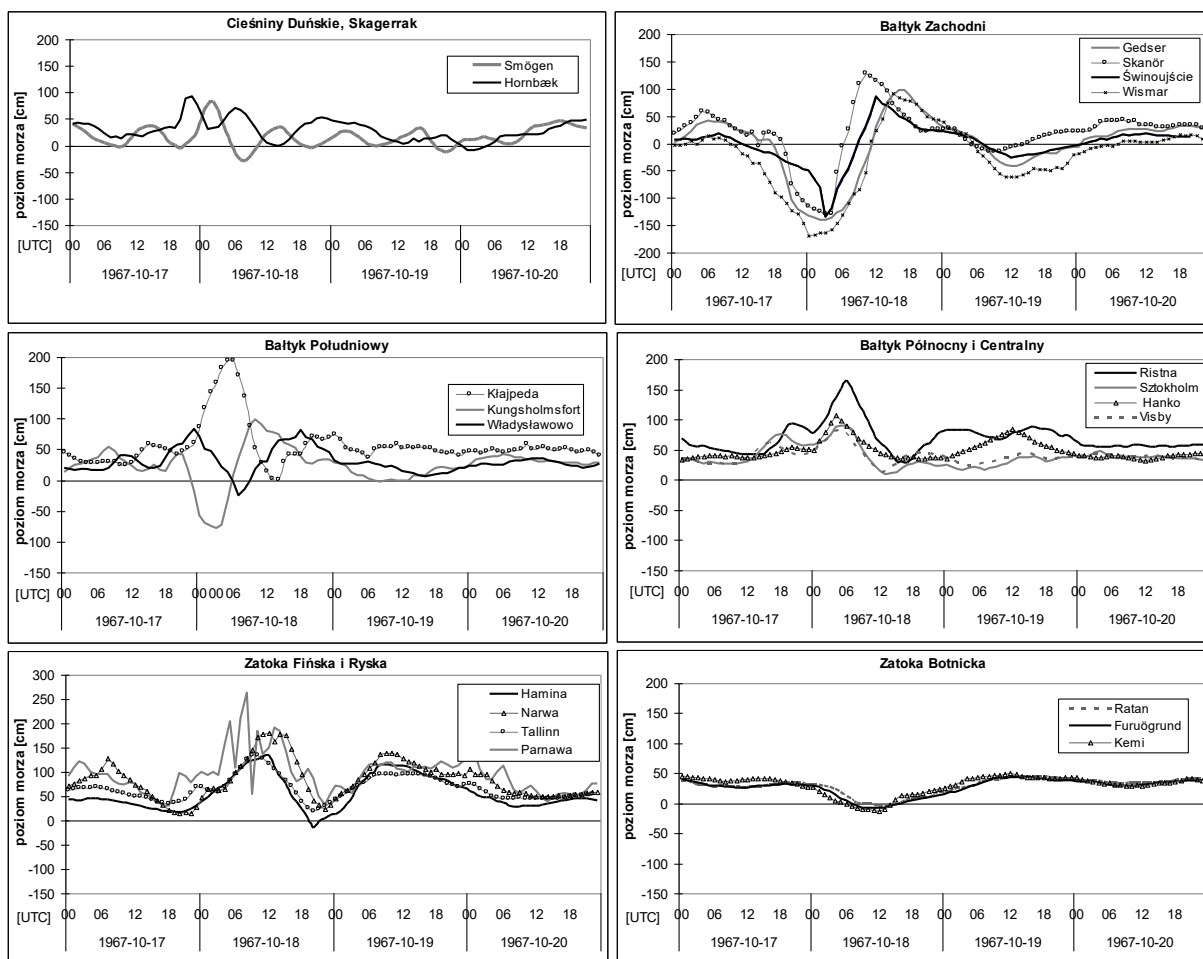
Bałtyk Centralny i Północny

W czasie spadku poziomu wód w Bałtyku Zachodnim stacje wodowskazowe centralnych i północno-wschodnich wybrzeży Bałtyku rejestrowały 17 i 18 października wzrosty poziomu morza. W tym okresie wzrastały prędkości wiatru o zmiennym kierunku (w Ristnie 1–15 m·s⁻¹, w Sztokholmie 1–25 m·s⁻¹). Po przejściu centrum niżu przez Bałtyk Północny i jego wejściu na ląd w południowej Finlandii (00 UTC, 18 października) stacje wodowskazowe tej części Bałtyku osiągnęły maksima poziomu, gdy Bałtyk Zachodni w tym samym czasie osiągał minima (Visby w Bałtyku Centralnym osiągnęło maksimum 85 cm o 5.00 UTC, 18 października). W Bałtyku Północnym na stacji Hanko uzyskano maksimum 107 cm (4.00 UTC, 18 października), w Sztokholmie 90 cm (5.00 UTC), w Ristnie 165 cm (6.00 UTC) przy poziomie początkowym dla tej stacji 42 cm. Dalsze godziny 18 października to szybkie opadanie poziomu morza (maksymalne tempo opadania 14–24 cm·h⁻¹) przy umiarkowanym wietrze północno-zachodnim poniżej 15 m·s⁻¹. W dniach 19 i 20 października na Bałtyku Północnym zaobserwowano utrzymywanie się wyższych poziomów wody dla Ristny (50–80 cm) oraz Hanko (30–80 cm) (napełnienie Bałtyku Północnego) (ryc. 8.16–8.17).

Zatoki Fińska i Ryska

Z nieco większym opóźnieniem faza dodatnia wezbrania wystąpiła w Zatoce Fińskiej, gdzie główne maksima poziomu wody wystąpiły w godzinach rannych i południowych 18 października (Tallinn 135 cm o 10.00 UTC, Hamina 134 cm o 12.00 UTC, Narwa 180 cm o 12.00 UTC). Należy jednak dodać, iż drugorzędne maksima wystąpiły dla tych stacji wodowskazowych 17 października oraz 19 października, czyli przed głównym maksimum i po wystąpieniu głównego maxi-

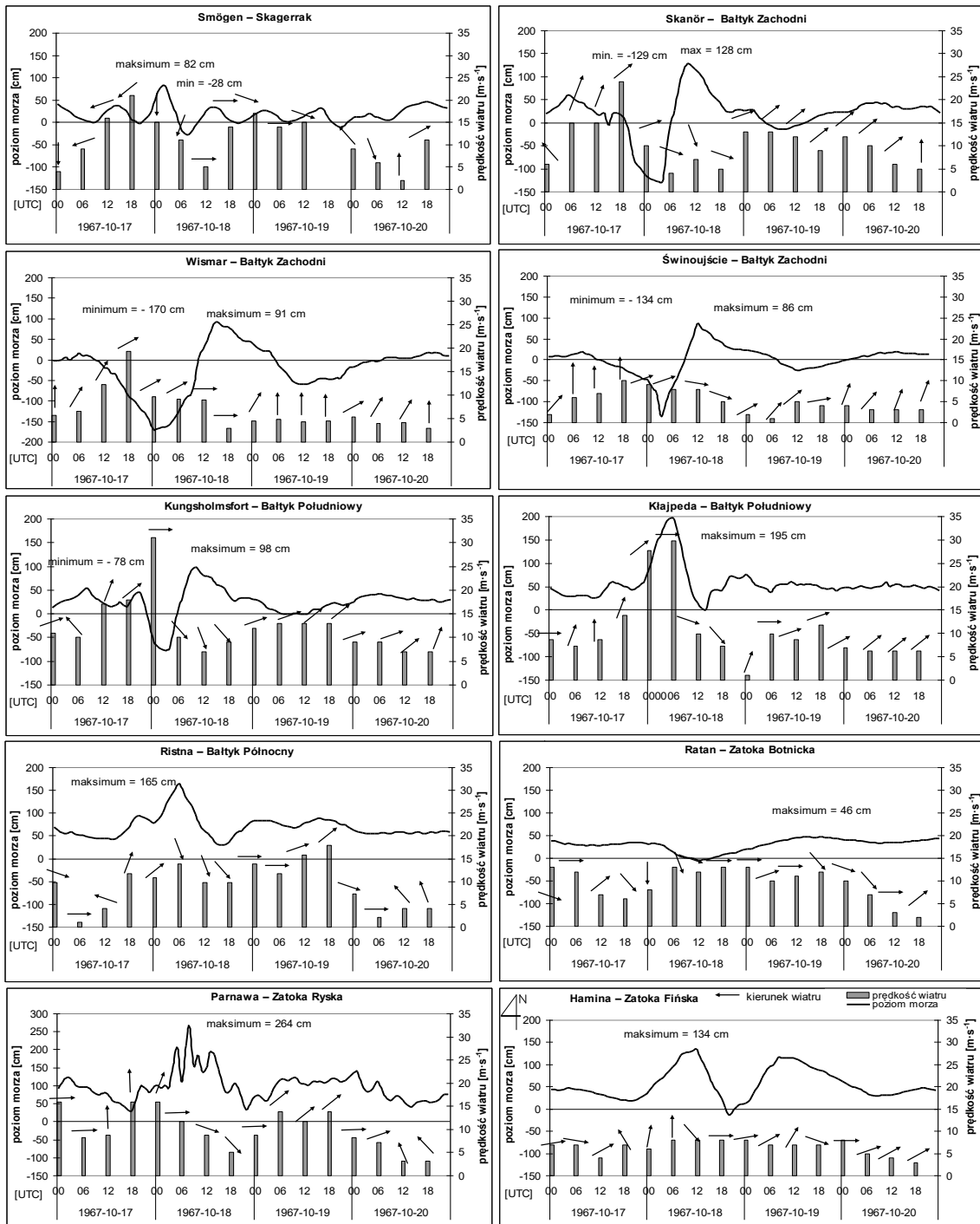
mum. Uwidocznił się wyraźny harmoniczny charakter wahań poziomu wody w tej zatoce, który pojawia się przy wysokim stopniu napełnienia tego akwenu i umiarkowanym wietrze (tak jakby fala wezbraniowa kilkakrotnie przemieszczała się od wybrzeża północnego do południowego i z powrotem). W Zatoce Fińskiej na początku sytuacji sztormowej zarejestrowane poziomy wody wynosiły od 40 cm w Haminie do 72 cm w Narwie. Rekordowe tempo wzrostu poziomu morza ($102 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$) i spadku poziomu wody ($110 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$) zanotowała stacja Parnawa położona w Zatoce Parnawskiej, odnodze Zatoki Ryskiej. Było to wynikiem usytuowania tej zatoki w stosunku do toru niżu i przeważającego wiatru (specyfika Zatoki Parnawskiej została opisana w podrozdziale 9.1.2). Ta stacja osiągnęła również najwyższe podczas tego wezbrania maksimum, które wyniosło 264 cm (8.00 UTC, 18 października). To ekstremalne tempo zmian oraz maksimum poziomu morza dla Parnawy zostały osiągnięte przy wietrze południowo-zachodnim i prędkościach $8\text{--}18 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Jednakże poziom początkowy tego wezbrania był dla Parnawy bardzo wysoki i wynosił 91 cm (00 UTC, 17 października). Zmiany poziomu wód w Zatoce Parnawskiej wykazały kilkakrotne krótkookresowe wahania – analogiczne do Zatoki Fińskiej (ryc. 8.16–8.17).



Ryc. 8.16. Zmiany poziomu morza w poszczególnych akwenach Morza Bałtyckiego w okresie 17–20 października 1967 r.

Zatoka Botnicka

Inny charakter zmian poziomu wody wystąpił w Zatoce Botnickiej. Niż, który wywołał sejszopodobne wahania w Bałtyku Zachodnim, Południowym i Centralnym, od południa ominął Zatokę Botnicką i nie spowodował spiętrzenia wód tego akwenu. Dlatego stacje wodowskazowe z tego obszaru rejestrowały średnie poziomy wody w zakresie 0–50 cm. 18 października poziom morza w zatoce obniżył się do zera wodowskazów (oddziaływanie efektu tworzenia się na skraju niżu ujemnej fazy fali) (ryc. 8.16–8.17).



Ryc. 8.17. Rozkład kierunku i prędkości wiatru oraz zmiany poziomu wód w poszczególnych akwenach Morza Bałtyckiego w okresie 17–20 października 1967 r. (Wolski i in., 2016 – zmienione)

Tabela 8.4. Cechy niżu oraz parametry wezbrania sztormowego z 17–20 października 1967 r. dla reprezentatywnych stacji wodowskazowych Morza Bałtyckiego (poziom morza względem zera NAP) (Wolski i in., 2016)

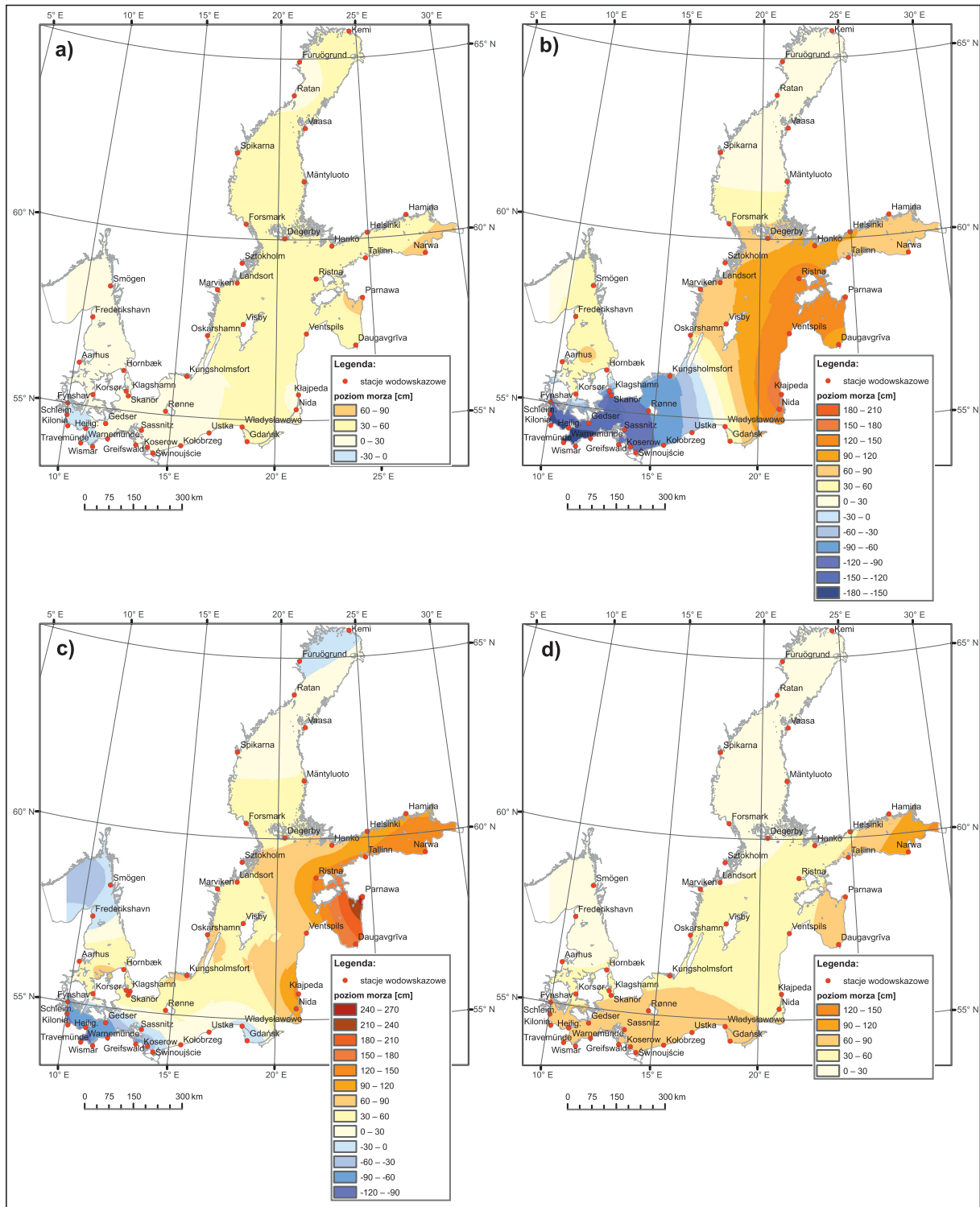
| Data wezbrania | Stacja | Cechy niżu | | Obserwowany poziom morza | | | | | | ΔH_s [cm] | ΔH_d [cm] | | | | | | |
|-------------------------|----------------|-------------|----------------------------|--------------------------|------------|-----------|----------------|--|--------|-------------------|-------------------|------------------------------|--------|-------|----|--------|---------|
| | | p_i [hPa] | V_i [m·s ⁻¹] | Poziom początkowy [cm] | Maks. [cm] | Min. [cm] | Amplituda [cm] | Maksymalne tempo zmian poziomu morza [cm·h ⁻¹] | | | | Czas trwania poziomu [godz.] | | | | | |
| | | | | | | | | Przyrost | Spadek | | | ≥ | 100 cm | 70 cm | ≤ | -70 cm | -100 cm |
| 17–20 października 1967 | Smögen | | | 20 | 82 | -28 | 110 | 30 | 30 | 2 | - | - | - | - | - | - | |
| | Skänör | | | 19 | 128 | -129 | 257 | 76 | 54 | 8 | 5 | 8 | 6 | 6 | 6 | 6 | |
| | Wismar | | | -3 | 91 | -170 | 261 | 58 | 24 | 6 | 0 | 17 | 12 | 12 | 12 | 12 | |
| | Wamemünde | | | -1 | 76 | -170 | 246 | 38 | 33 | 3 | - | 11 | 8 | 8 | 8 | 8 | |
| | Gedser | | | 1 | 98 | -141 | 239 | 39 | 38 | 6 | - | 12 | 11 | 11 | 11 | 11 | |
| | Świnoujście | | | 6 | 86 | -134 | 220 | 34 | 54 | 2 | - | 4 | 2 | 2 | 2 | 2 | |
| | Kungsholmsfort | | | 13 | 98 | -78 | 176 | 41 | 39 | 6 | - | 3 | - | - | - | - | |
| | Klajpeda | | | 28 | 195 | 1 | 194 | 31 | 47 | 14 | 8 | - | - | - | - | - | |
| | Visby | | | 36 | 85 | 13 | 72 | 13 | 14 | 4 | - | - | - | - | - | - | |
| | Parnawa | | 966 | 22,2 | 91 | 264 | 30 | 234 | 102 | 110 | 68 | 40 | - | - | - | - | - |
| | Ristna | | | | 42 | 165 | 29 | 136 | 20 | 24 | 40 | 8 | - | - | - | - | - |
| | Sztokholm | | | | 27 | 90 | 9 | 81 | 14 | 18 | 8 | - | - | - | - | - | - |
| | Tallinn | | | | 63 | 135 | 20 | 115 | 17 | 17 | 34 | 7 | - | - | - | - | - |
| | Helsinki | | | | 50 | 103 | 10 | 93 | 15 | 15 | 26 | 6 | - | - | - | - | - |
| Hamina | | | | 44 | 134 | -16 | 150 | 21 | 24 | 30 | 16 | - | - | - | - | - | |
| Narwa | | | | 72 | 180 | 16 | 164 | 26 | 30 | 54 | 29 | - | - | - | - | - | |
| Degerby | | | | 25 | 72 | 16 | 56 | 6 | 10 | 1 | - | - | - | - | - | - | |
| Vaasa | | | | 35 | 57 | 14 | 43 | 5 | 6 | - | - | - | - | - | - | - | |
| Kemi | | | | 40 | 50 | -12 | 62 | 7 | 6 | - | - | - | - | - | - | - | |

Podsumowanie sytuacji

Dynamiczne wejście niżu ($V \approx 80 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$) nad Bałtyk Południowy i Centralny i utworzenie poduszki wodnej niżu przejawiało się fazą dodatnią wezbrania dla wodowskazów Bałtyku Centralnego, Północnego oraz zatok Fińskiej i Ryskiej (Visby, Ristna, Parnawa, Hamina). Jednocześnie wystąpiła faza ujemna w Bałtyku Zachodnim i Południowym (Wismar, Kungsholmsfort). W tym czasie wodowskazy Bałtyku Zachodniego: Warnemünde, Gedser i Świnoujście zarejestrowały swoje rekordowe minima poziomu morza z okresu 1960–2010 (odpowiednio: -170 cm , -141 cm , -134 cm). Proces tworzenia się deformacji powierzchni morza trwał od godz. 18.00 UTC 17 października do 6.00 UTC 18 października 1967 roku. Następne godziny 18 i 19 października 1967 roku to sejszopodobne wahania poziomu morza, które zanikły w dniu następnym, tj. 20 października (ryc. 8.15–8.17).

Gdy centrum niżu zaczęło wchodzić na ląd w południowej Finlandii (po godz. 00 UTC 18 października 1967), był to czas największej deniwelacji powierzchni Bałtyku (ryc. 8.15). Powstało nachylenie powierzchni z północno-wschodnich wybrzeży Bałtyku w kierunku południowo-zachodnim (Bałtyk Zachodni). Zmiany stopnia tego nachylenia pokazują mapy chwilowych poziomów wód (ryc. 8.18). Mapa z 17 października 1967, godz. 12.00 UTC (ryc. 8.18a), przedstawia początkową fazę sztormu – narastanie zniekształcenia. Mapy z godz. 4.00 UTC i 8.00 UTC 18 października (ryc. 8.18b, 8.18c) przedstawiają kulminację wezbrania w Bałtyku Północnym, Centralnym, Zatoce Ryskiej i Fińskiej i jednocześnie najniższe położenie poziomu wód w Bałtyku Zachodnim i Południowym. O godz. 8.00 UTC 18 października wystąpiła największa chwilowa amplituda poziomów wód Bałtyku, wynosząca 356 cm ($+264 \text{ Parnawa}$, Zatoka Ryska i -92 cm w Wismarze, Bałtyk Zachodni). Mapa z 18 października 1967 roku, godz. 16.00 UTC (ryc. 8.18d), to moment wyrównania poziomów wód w Morzu Bałtyckim.

Tak duża deformacja nie mogła powstać wyłącznie przy udziale wiatru (prądy dryfowe i spiętrzenia wiatrowe). Czynnikiem decydującym było podciśnienie szybko przemieszczającego się niżu (poduszka wodna), które odkształcało powierzchnię Bałtyku. Należy zwrócić uwagę na fakt, iż w sytuacji gdy prędkość przemieszczania się niżu barycznego jest zbliżona do wartości prędkości fali swobodnej na powierzchni morza (wzór 3.3), jak w przypadku wezbrania 17–19 października 1967 roku, to mianownik wzoru na wzrost dynamiczny ΔH_d (wzór 3.2) dąży do 0. Stąd wynika trudność określenia realnego wzrostu dynamicznego (brak współczynników korygujących płytkowodnych) (Wolski i in., 2016).



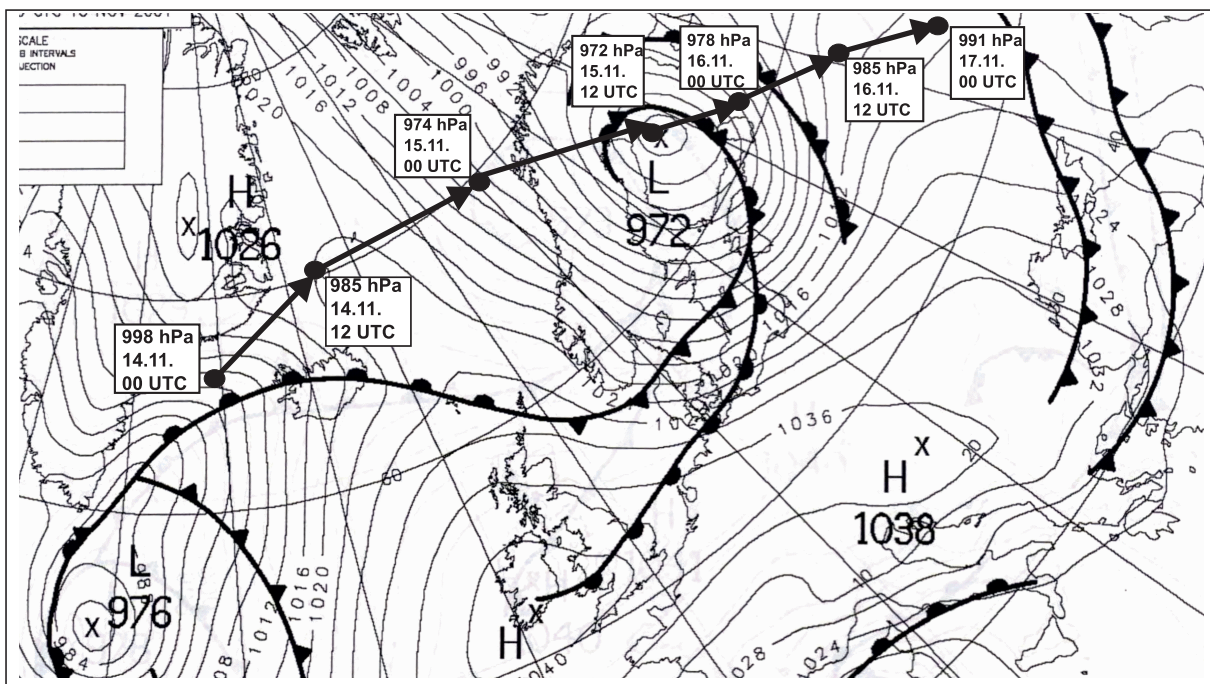
Ryc. 8.18. Obraz chwilowych poziomów wód Morza Bałtyckiego: a) 17 października 1967, godz. 12.00 UTC; b) 18.10.1967, godz. 4.00 UTC; c) 18 października 1967, godz. 8.00 UTC; d) 18 października 1967, godz. 16.00 UTC (Wolski i in., 2016)

b) Sytuacja z 15–16 listopada 2001 roku

Przykład wahań poziomów wód całego akwenu Morza Bałtyckiego wywołanych dynamicznym niżem, który przechodzi przez północne obszary Botnika Północnego i półwyspu Skandynawskiego (tzw. II tor Schinzego).

Sytuacja synoptyczna

Niż baryczny w centrum 998 hPa dnia 14 listopada 2001 roku przemieścił się znad wschodniego wybrzeża Grenlandii nad Morze Norweskie, gdzie dodatkowo się pogłębił (centrum 974 hPa, 69°N, 10°E) (00 UTC, 15 listopada). W tym czasie, tj. 14 listopada, Bałtyk był w zasięgu rozległego klina wysokiego ciśnienia z centrum na południowy zachód od Irlandii (1041 hPa, 12.00 UTC, 14 listopada). 15 listopada niż znad Morza Norweskiego przeszedł z prędkością 70 km·h⁻¹ przez północną Norwegię i Szwecję oraz północne obszary Botnika Północnego nad środkową Finlandię (12.00 UTC, 15 listopada) a następnie przemieścił się na południowy wschód nad jezioro Ładoga (978 hPa, 00 UTC, 16 listopada). Kolejna doba to czas przesuwania się niżu w głąb europejskiej części Rosji (ryc. 8.19). Tor niżu można zaliczyć do typu II według klasyfikacji Schinzego. Przejście tego niżu wywołało sejszopodobne wahania poziomów wód całego akwenu Morza Bałtyckiego (ryc. 8.20).

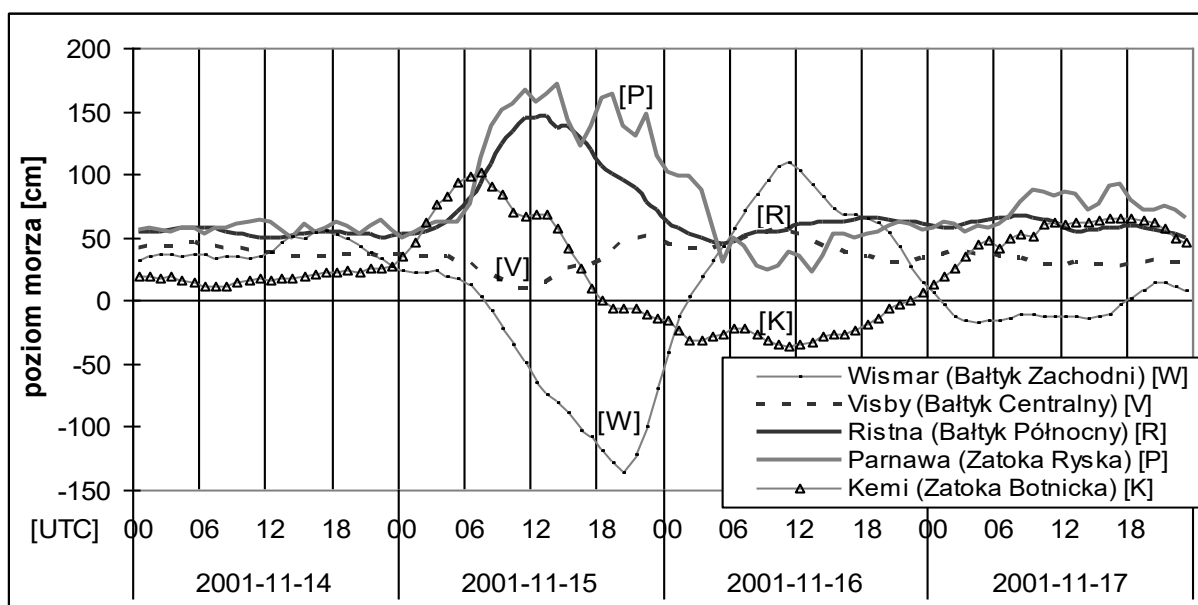


Ryc. 8.19. Przebieg toru niżu w dniach 14–17 listopada 2001 r. oraz główna sytuacja synoptyczna w dniu 15 listopada 2001 r., godz. 12.00 UTC (Met Office – zmienione, za pozwoleniem British Crown copyright 2015)

Bałtyk Zachodni

Od godzin popołudniowych 14 listopada 2001 roku stacje wodowskazowe Bałtyku Zachodniego rejestrowały obniżanie się poziomu morza z maksymalnym tempem 16–24 cm·s⁻¹. Temu obniżaniu początkowo towarzyszył wiatr z sektora północnego o słabych i umiarkowanych prędkościach (poniżej 10 m·s⁻¹). 15 listopada przez Bałtyk przechodził front ciepły, a następnie zimny (w części północnej zokludowany), związane z niżem znad środkowej Finlandii (12.00 UTC, 15 lipospa-

da). Prędkość wiatru nad Bałtykiem zwiększyła się do kilkunastu metrów na sekundę, a kierunek zmienił się początkowo na południowo-zachodni. Stacje wodowskazowe Bałtyku Zachodniego w godzinach popołudniowych i wieczornych osiągnęły swoje minima poziomu morza. Stacja Skänör uzyskała -150 cm (16.00 UTC, 15 listopada), Świnoujście -74 cm (16.00 UTC), Gedser -122 cm (18.00 UTC), stacja Kilonia -122 cm (20.00 UTC), Wismar -136 cm (20.00 UTC) Fynshav -135 cm (22.00 UTC) (tab. 8.5, ryc. 8.21). Jest to ujemna faza deformacji powierzchni Bałtyku związana z wpływem podciśnienia aktywnego niżu przechodzącego nad Finlandią. Pod koniec 15 listopada prędkości wiatru zmalały poniżej $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, a kierunek zmienił się na północno-zachodni dla całego akwenu Bałtyku, który znalazł się w tylnej części niżu. Od tego momentu stacje wodowskazowe Bałtyku Zachodniego do godzin południowych 16 listopada rejestrowały dynamiczne wzrosty poziomu morza (maksymalne tempo wzrostu $25\text{--}47 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$) aż do osiągnięcia maksimum: Skänör 126 cm (5.00 UTC, 16 listopada), Świnoujście 90 cm (8.00 UTC), Gedser 113 cm (10.00 UTC), Wismar 109 cm (11.00 UTC), Fynshav 116 cm (13.00 UTC). W tym czasie nastąpiła zmiana fazy sejsmy bałtyckiej, czyli deformacji powierzchni Bałtyku, na dodatnią dla stacji wodowskazowych Bałtyku Zachodniego. Po osiągnięciu maksimum poziom morza w Bałtyku Zachodnim zaczął opadać w tempie $16\text{--}24 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$. 17 listopada poziomy wody ustabilizowały się w granicach zera wodowskazu (ryc. 8.20–8.21, zał. 3.3).



Ryc. 8.20. Przebieg zmian poziomu morza dla reprezentatywnych stacji w głównych akwenach Morza Bałtyckiego w okresie 14–17 listopada 2001 r.

Cieśniny Duńskie, Kattegat, Skagerrak

Stacje wodowskazowe leżące w Cieśninach Duńskich w zróżnicowany sposób zarejestrowały przebieg zmian poziomu morza w dniach 14–17 listopada 2001 roku. Na stacjach zewnętrznych cieśnin Skagerraku (Smögen) i Kattegatu (Frederikshavn) zmiany poziomu morza miały charakter pływowy, harmoniczny. Natomiast w Korsør, leżącym w Dużym Belcie, przebieg wahań poziomu morza pokrywał się z ujemną i dodatnią deformacją powierzchni morza, jaka była rejestrowana w Bałtyku Zachodnim. Ujemna faza wezbrania nie była jednak tak głęboka i wyniosła -33 cm

(18.00 UTC, 15 listopada). Natomiast dodatnia faza w Korsør nastąpiła bardzo szybko po ujemnej i osiągnęła wysokie maksimum 94 cm (12.00 UTC, 16 listopada) (ryc. 8.21, zał. 3.3).

Bałtyk Południowy

W Bałtyku Południowym tylko dla stacji Kungsholmsfort zaznaczyły się wyraźnie dwie fazy deformacji powierzchni Bałtyku. Minimum poziomu morza -62 cm zostało osiągnięte w Kungsholmsfort 15 listopada o 15.00 UTC, a maksimum 105 cm 16 listopada o 4.00 UTC. Stacje środkowego i wschodniego wybrzeża Bałtyku Południowego miały tylko dodatnią fazę wezbrania: Kłajpeda maksimum 115 cm (14.00 UTC, 15 listopada) oraz Władysławowo maksimum 108 cm (10.00 UTC, 16 listopada) (ryc. 8.21, zał. 3.3).

Bałtyk Centralny i Północny

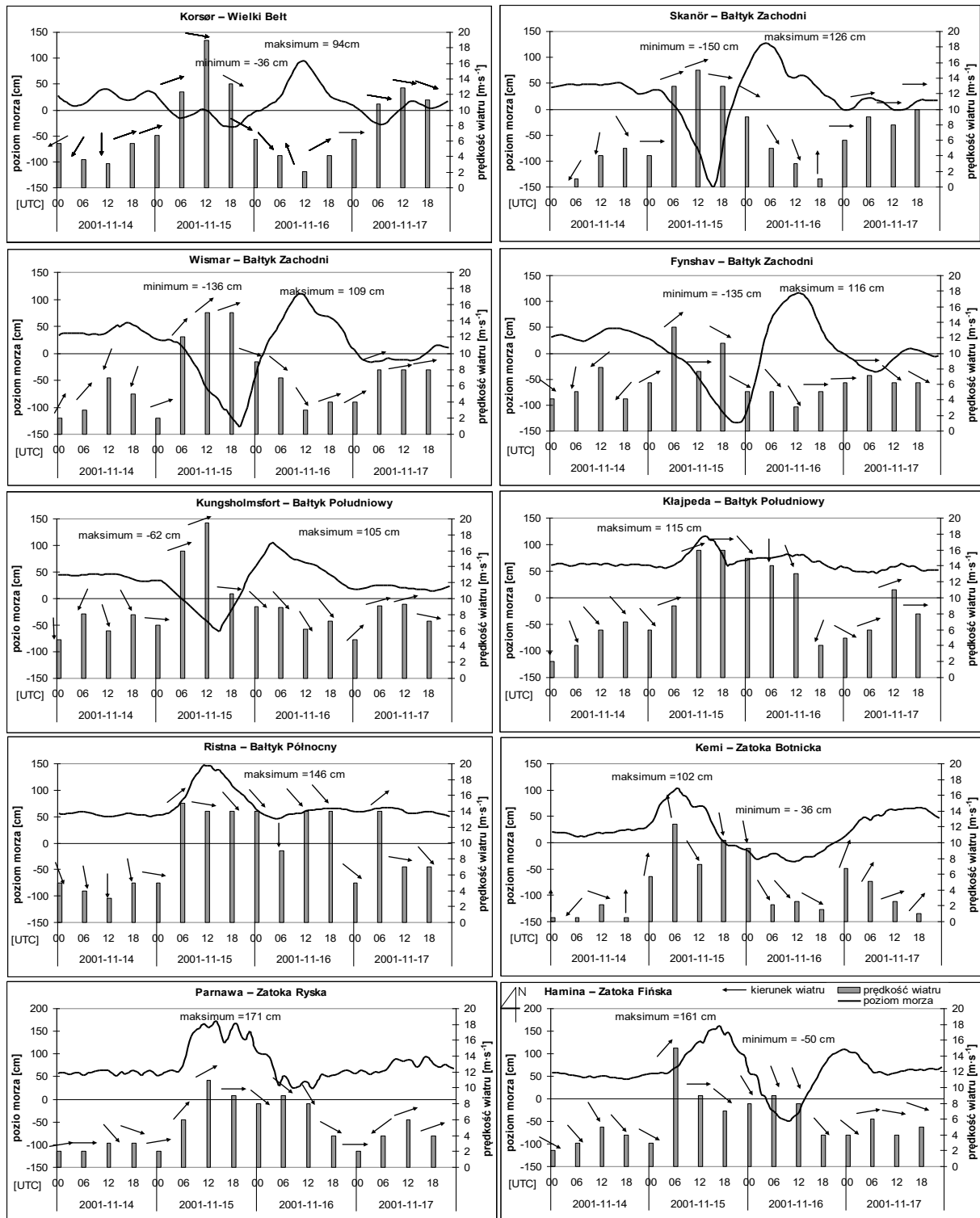
Podczas ujemnej fazy deformacji powierzchni morza w Bałtyku Zachodnim nastąpiła w tym samym czasie dodatnia faza wezbrania sztormowego w Bałtyku Północnym (efekt tzw. poduszki wodnej pod przechodzącym niżem). Stacje wodowskazowe z Bałtyku Północnego rejestrowały swoje maksima w czasie minimów poziomów wód Bałtyku Zachodniego, przy podobnej charakterystyce wiatru (wiatr południowo-zachodni zmieniający się na północno-zachodni). Ristna zanotowała maksimum poziomu 146 cm (13.00 UTC, 15 listopada), Hanko 84 cm (18.00 UTC). Bałtyk Centralny natomiast zarejestrował 15 listopada niewyraźne dwa minima: Visby 11 cm i Oskarshamn -23 cm (11.00 UTC) oraz dwa maksima poziomu morza: Visby 51 cm i Oskarshamn 67 cm (22.00 UTC) (ryc. 8.21, zał. 3.3).

Zatoki Ryska i Fińska

W Zatoce Fińskiej stacje wodowskazowe zarejestrowały dwa główne maksima poziomu morza. Pierwsze z nich pokrywa się z dodatnią fazą wezbrania sztormowego na Bałtyku Północnym. W Haminie zarejestrowano wtedy maksimum 161 cm (17.00 UTC, 15 listopada), w Helsinkach 126 cm (18.00 UTC), w Narwie 196 cm (21.00 UTC, 15 listopada). W Zatoce Ryskiej w Parnawie główne maksimum wezbrania sztormowego zarejestrowano 18.00 UTC 15 listopada i wyniosło ono 171 cm. Maksymalne tempo wzrostu poziomu morza w Panawie osiągnęło bardzo wysoką wartość $36 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ i było porównywalne z maksymalnym tempem wzrostu dla Bałtyku Zachodniego (tab. 8.5). Drugie maksimum wezbrania zaznaczyło się tylko w zatokach Fińskiej i Botnickiej i związane było z przejściem częściowo zokludowanego frontu sięgającego od północnych krańców Zatoki Botnickiej po Zatokę Ryską. Maksima poziomu morza tej części wezbrania odpowiednio wyniosły: Narwa 133 cm (22.00 UTC, 16 listopada), Hamina 109 cm (23.00 UTC), Helsinki 92 cm (00 UTC, 17 listopada) (tab. 8.5, ryc. 8.21, zał. 3.3).

Zatoka Botnicka

Przebieg zmian poziomu morza w Zatoce Botnickiej nawiązuje do przebiegu poziomu morza w Bałtyku Północnym. Stacje tam zlokalizowane dodatnią fazą wezbrania sztormowego zanotowały najwcześniej z całego akwenu Bałtyku. W Kemi maksimum 102 cm osiągnięto już o 7.00 UTC dnia 15 listopada, natomiast w Vaasa 91 cm o 11.00 UTC, w Mäntyluoto 85 cm (13.00 UTC) (tab. 8.5, ryc. 8.21). Jest to związane z bezpośrednią bliskością centrum niżu (972 hPa), który w tym czasie przechodził przez północne części Półwyspu Skandynawskiego.



Ryc. 8.21. Rozkład kierunku i prędkości wiatru oraz zmiany poziomu wód w poszczególnych akwenach Morza Bałtyckiego w okresie 14–17 listopada 2001 r.

Tabela 8.5. Cechy niżu oraz parametry wczesnego sztormowego z okresu 14–17 listopada 2001 r. dla reprezentatywnych stacji wodowskazowych Morza Bałtyckiego (poziom morza względem zera NAP)

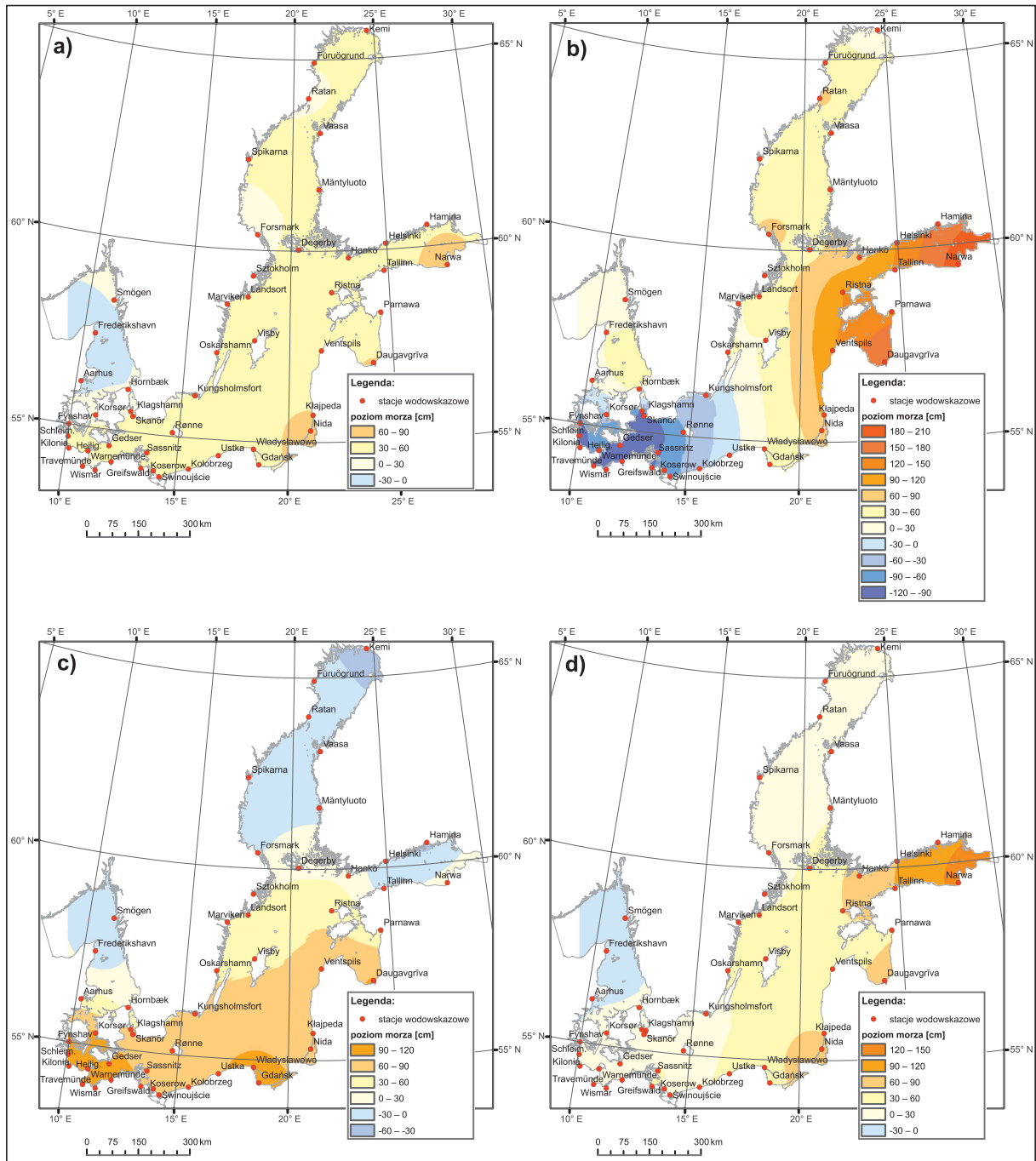
| Data wczesnego | Stacja | Cechy niżu | | Obserwowany poziom morza | | | | | | ΔH_s [cm] | ΔH_d [cm] | | | | |
|---------------------|----------------|-------------|----------------------------|--------------------------|------------|-----------|----------------|--|--------|-------------------|-------------------|----------------------|--------|--------|---|
| | | p_i [hPa] | V_L [$m \cdot s^{-1}$] | Poziom początkowy [cm] | Maks. [cm] | Min. [cm] | Amplituda [cm] | Maksymalne tempo zmian poziomu morza [$cm \cdot h^{-1}$] | | | | Czas trwania poziomu | | | |
| | | | | | | | | Przyrost | Spadek | | | \geq | \leq | \leq | |
| 14–17 listopad 2001 | Korsør | 972 | 19,4 | 27 | 94 | -36 | 130 | 15 | 13 | 70 cm | 100 cm | - | - | - | |
| | Skänör | | | 41 | 126 | -150 | 276 | 47 | 24 | 10 | 7 | 7 | 7 | 5 | 5 |
| | Fynshav | | | 31 | 116 | -135 | 251 | 34 | 18 | 11 | 6 | 11 | 6 | 11 | 8 |
| | Kilonia | | | 38 | 121 | -122 | 243 | 32 | 19 | 11 | 7 | 11 | 7 | 11 | 6 |
| | Wismar | | | 32 | 139 | -109 | 245 | 30 | 16 | 9 | 3 | 11 | 7 | 11 | 7 |
| | Gedser | | | 43 | 113 | -118 | 231 | 34 | 16 | 11 | 4 | 9 | 6 | 6 | 6 |
| | Świnoujście | | | 49 | 90 | -74 | 164 | 25 | 19 | 11 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| | Kungsholmsfort | | | 44 | 105 | -62 | 167 | 21 | 22 | 11 | 1 | - | - | - | - |
| | Klajpeda | | | 61 | 115 | 60 | 65 | 11 | 20 | 28 | 5 | - | - | - | - |
| | Visby | | | 42 | 56 | 10 | 46 | 8 | 6 | - | - | - | - | - | - |
| | Parnawa | | | 56 | 171 | 23 | 148 | 36 | 33 | 35 | 18 | - | - | - | - |
| | Ristna | | | 55 | 146 | 45 | 101 | 16 | 13 | 19 | 12 | - | - | - | - |
| | Sztokholm | | | 28 | 53 | -3 | 56 | 9 | 8 | - | - | - | - | - | - |
| | Helsinki | | | 50 | 126 | -19 | 145 | 15 | 22 | 26 | 7 | - | - | - | - |
| | Hamina | | | 57 | 161 | -50 | 211 | 23 | 36 | 28 | 20 | - | - | - | - |
| Narwa | 78 | 196 | 11 | 185 | 27 | 35 | 75 | 29 | - | - | - | - | | | |
| Degerby | 40 | 60 | 15 | 45 | 10 | 16 | - | - | - | - | - | - | | | |
| Vaasa | 26 | 91 | -22 | 113 | 18 | 18 | 8 | - | - | - | - | - | | | |
| Kemi | 20 | 102 | -36 | 138 | 16 | 17 | 8 | 1 | - | - | - | - | | | |

Podsumowanie sytuacji

Podczas wezbrania z listopada 2001 roku dynamiczne zmiany powierzchni wód Bałtyku i ekstremalne rozpiętości wahań poziomu morza w przeciągu jednej doby (ponad 2,5 m w Bałtyku Zachodnim) nie mogą być wyłącznie tłumaczone charakterystyką pola wiatru. W Bałtyku Zachodnim silne wzrosty poziomu morza następowały szybko przy wietrze słabym i umiarkowanym (poniżej $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Swój udział w powstaniu tej sytuacji hydrologicznej miało głównie podciśnienie głębokiego niżu barycznego z jego ujemną i dodatnią fazą (deformacja powierzchni Bałtyku tzw. falą baryczną czyli poduszką wodną pod niżem). Obie fazy wezbrania sztormowego wystąpiły wyraźnie w zachodnim Bałtyku oraz częściowo w Cieśninach Duńskich, a także w Bałtyku Południowym. Tylko dodatnia faza deformacji powierzchni morza wystąpiła w akwenach Bałtyku położonych najbliżej centrum aktywnego, koncentrycznego niżu, który 15 listopada przemieścił się nad północną częścią Zatoki Botnickiej (Bałtyk Północny, zatoki: Ryska, Fińska i Botnicka). Tę naprzemiennosc (przeciwstawne wahania) wysokich i niskich poziomów wody widać wyraźnie od godz. 6.00 UTC 15 listopada do godz. 12.00 UTC 16 listopada 2001 na wykresie zbiorczym akwenów, gdzie największe wahania zarejestrowały stacje leżące w „końcowych częściach” Bałtyku: Wismar, Parnawa, Ristna i Kemi (ryc. 8.20). Tylko Visby, położone na Gotlandii w centralnej części Bałtyku, w sposób charakterystyczny dla wahań sejszopodobnych wykazuje minimalne oscylacje, leżąc na linii węzłowej sejszy. Ten przypadek sytuacji sztormowej można zakwalifikować jako klasyczny przypadek wywołania tzw. sejszy bałtyckiej przez dynamiczny i głęboki niż baryczny. Ewidentne zniekształcenia powierzchni Morza Bałtyckiego przejawiają się w postaci ekstremów poziomu wód w najbardziej wewnętrznych częściach zatok.

Dużą dynamikę zmian powierzchni Bałtyku dobitnie potwierdzają mapy chwilowych poziomów wód z 15 listopada 2001 roku (godz. 00.00 i 17.00 UTC) oraz z 16 listopada 2001 roku (godz. 11.00 i 23.00 UTC) (ryc. 8.22). Trzy ostatnie terminy to przykłady ewidentnych sejszowych wahań poziomu wód Bałtyku (ryc. 8.22b, 8.22c, 8.22d). Mapa z 15 listopada z godz. 17.00 UTC (ryc. 8.22b) prezentuje okres największej (ponad 3 m) deniwelacji powierzchni Bałtyku z północnego wschodu (Narwa, Zatoka Fińska +196 cm) na południowy zachód (Skanör, Bałtyk Zachodni -120 cm).

Ważnym czynnikiem, który wpływał na powstanie ekstremalnych wahań poziomu morza w czasie tego wezbrania sztormowego, był stan napełnienia Bałtyku. Świadczy o tym wysoki, początkowy poziom morza, który dla Bałtyku Zachodniego wyniósł średnio między 30–50 cm, dla Bałtyku Południowego i Centralnego 40–60 cm, a dla Bałtyku Północnego i zatok Fińskiej i Ryskiej ponad 50 cm. Wyznaczony w pracy dynamiczny wzrost poziomu morza ΔH_d jako wartość średnia dla całego akwenu Bałtyku równa się 139 cm. Z uwagi na wysoką wartość ΔH_d oraz wysokie maksymalne tempo przyrostu poziomu morza w Bałtyku Zachodnim i Zatoce Ryskiej (powyżej $30 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$), a także stosunkowo krótki czas utrzymywania się ekstremalnych poziomów wód (poniżej 10 godzin w Bałtyku Zachodnim – tab. 8.5) wezbranie sztormowe z 14–17 listopada 2001 roku można przyporządkować do typu wezbrań, w których główną rolę odgrywa podciśnienie dynamicznego i głębokiego układu niżowego.



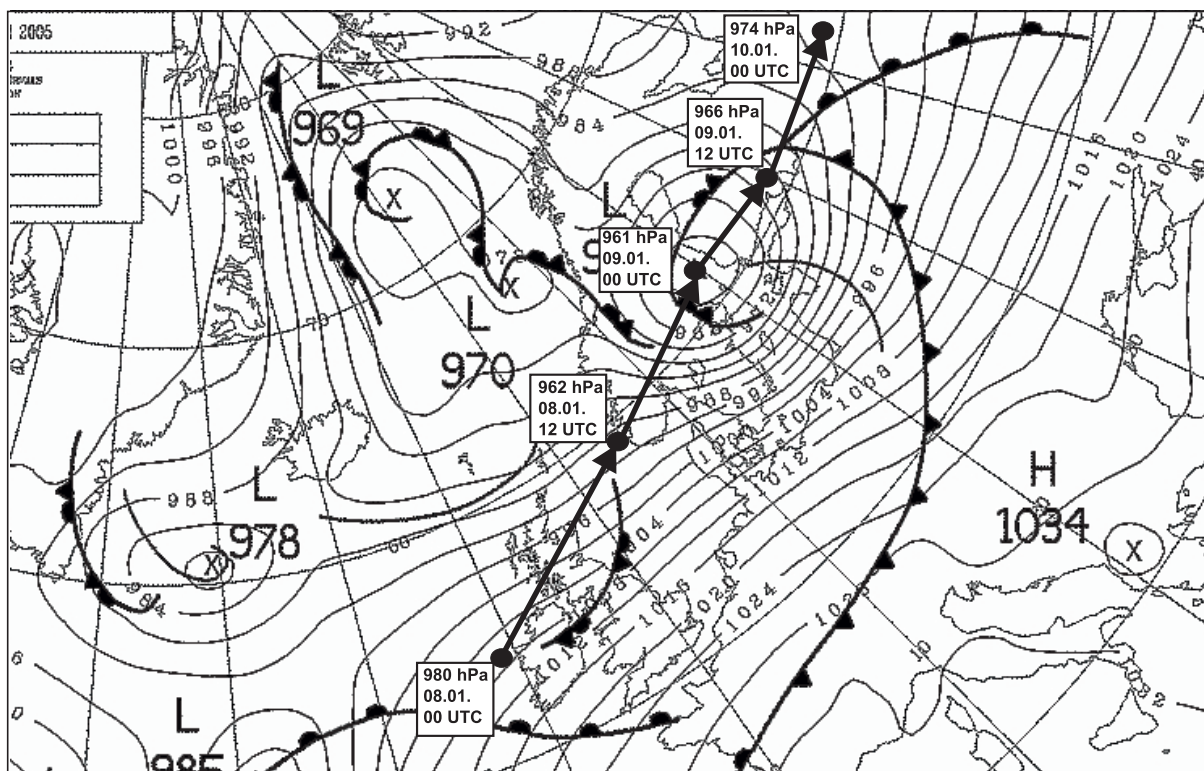
Ryc. 8.22. Obraz chwilowych poziomów wód Morza Bałtyckiego: a) 15 listopada 2001, godz. 00 UTC; b) 15 listopada 2001, godz. 17.00 UTC; c) 16 listopada 2001, godz. 11.00 UTC; d) 16 listopada 2001, godz. 23.00 UTC

c) Sytuacja z 7–10 stycznia 2005 roku

Przykład oddziaływania rodziny niżów barycznych oraz dominującego koncentrycznego niżu Gudrun (Erwin) na poziomy wód Bałtyku w warunkach znacznego napełnienia akwenów Morza Bałtyckiego i napływu wód przez Cieśniny Duńskie.

Sytuacja synoptyczna

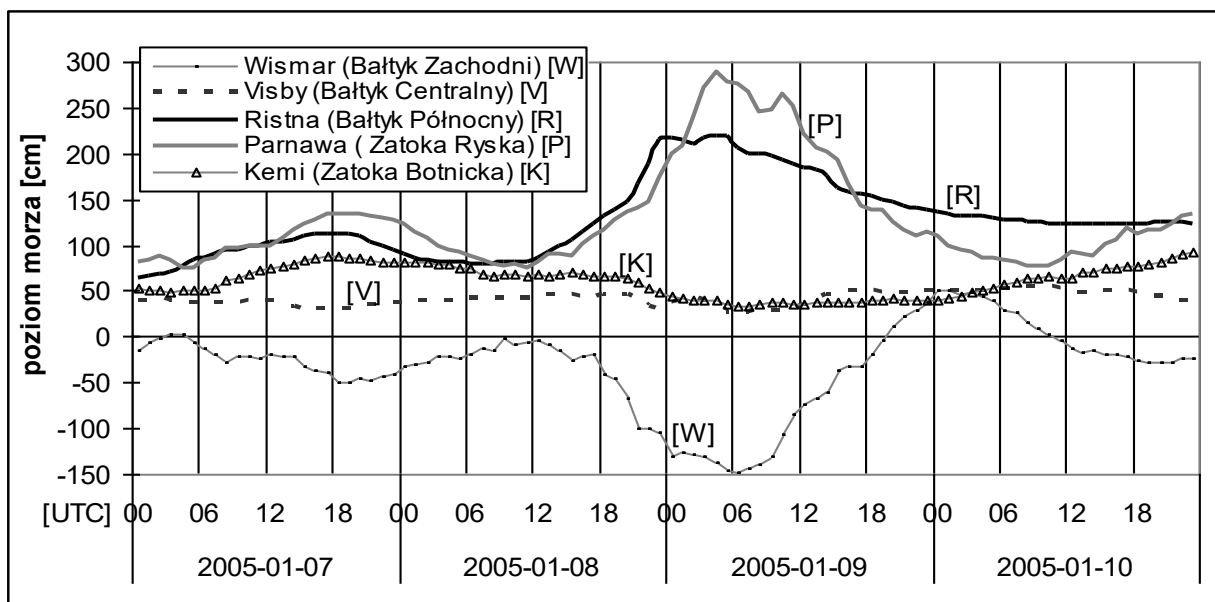
Grupa głębokich niżów barycznych 959–968 hPa, od 7 stycznia 2005 roku połączona układami frontalnymi, tworzyła wielki obszar depresji barycznej obejmujący Morze Grenlandzkie, Morze Norweskie, Wyspy Brytyjskie, Morze Północne wraz z północnymi wybrzeżami Europy oraz Skandynawię wraz z Morzem Bałtyckim. Ten rozległy układ sterujący wytworzył nad Bałtykiem południowo-zachodni i zachodni system wiatru o zmiennej prędkości, który utrzymywał się w tym obszarze w dniach 7–10 stycznia 2005 roku. 8 stycznia 2005 roku nowo utworzony koncentryczny niż Gudrun (w centrum 980 hPa) przeszedł z zachodniej Irlandii (00 UTC, 8 stycznia) do północnych części Morza Północnego, pogłębiając się do wartości 962 hPa (12.00 UTC, 8 stycznia). Podczas kolejnych 12 godzin centrum niżu przeszło ze średnią prędkością $75 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ przez południową Norwegię i Szwecję do Botnika Południowego (961 hPa, 00 UTC, 9 stycznia). Następna doba to przejście centrum niżu Gudrun w kierunku wschodnim przez południową Finlandię i Zatokę Fińską do zachodniej Rosji, by tam zaniknąć w godzinach południowych 10 stycznia (ryc. 8.23) (tor niżu przebiegał pomiędzy torem II a III według klasyfikacji Schinzego). Szybkie przejście cyklonu oraz towarzyszące mu pole bardzo silnego wiatru (przekraczającego $25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) spowodowały znaczne deformacje powierzchni Bałtyku.



Ryc. 8.23. Przebieg toru niżu w dniach 8–10 stycznia 2005 r. oraz główna sytuacja synoptyczna 9 stycznia 2005 r. godz. 00 UTC (Wolski, Wiśniewski, 2016)

Bałtyk Zachodni

7 stycznia (00 UTC) poziom morza w zachodnim Bałtyku oscylował wokół zera wodowskazu. Na skutek silnego (powyżej $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) i stabilnego południowo-zachodniego wiatru 7 i 8 stycznia wystąpiło w Bałtyku Zachodnim obniżenie zwierciadła wody: w Gedser -36 cm , w Fynshav -56 cm , w Wismarze -49 cm , w Kilonii -56 cm (18.00 UTC, 7 stycznia). Od godzin południowych 8 stycznia, kiedy centrum niżu Gudrun dotarło nad południową Norwegię, na stacjach Bałtyku Zachodniego zaczął się wyraźny spadek poziomu morza przy dużych prędkościach wiatru południowo-zachodniego. W Skänör (południowe ujście Sundu) i Fynshav (południowe ujście Małego Bełtu) oraz w Gedser prędkości wiatru przekraczały $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, natomiast w Kilonii, Wismarze i Świnoujściu przekraczały $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Maksymalne tempo obniżania się poziomu wód wyniosło od $16 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ (Gedser) do $30 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ (Skänör). Minimum poziomu morza zostało osiągnięte w Skänör -139 cm i Gedser -137 cm (2.00 UTC, 9 stycznia), w Świnoujściu -84 cm (4.00 UTC), w Wismarze -148 cm (6.00 UTC), w Fynshav -131 cm i w Kilonii -153 cm (7.00 UTC). Była to ujemna faza wezbrania sztormowego – deformacji powierzchni Bałtyku przez podciśnienie koncentrycznego i dynamicznego niżu Gudrun (ciśnienie w centrum 961 hPa), który rano 9 stycznia przemieszczał się już przez południową część Zatoki Botnickiej. Kiedy centrum niżu Gudrun zaczęło opuszczać akwen Bałtyku przez południową Finlandię i Zatokę Fińską (godziny przedpołudniowe 9 stycznia), wtedy nastąpiła zmiana fazy deformacji powierzchni Bałtyku na przeciwną i poziom morza w Bałtyku Zachodnim zaczął rosnąć, przy słabnącym wietrze północno-zachodnim (ryc. 8.24–8.25, ryc. 8.26c, 8.26d, zał. 3.4). Była to reakcja na wcześniejsze nachylenie powierzchni morza z północnego wschodu na południowy zachód i powrót do stanu równowagi. Maksymalne tempo wzrostu poziomu morza było wysokie i wyniosło od $25 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ (Fynshav) do $34 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ (Skänör). Maksimum poziomu wód w Bałtyku Zachodnim zostało osiągnięte w Wismarze 52 cm i w Świnoujściu 33 cm (00 UTC, 10 stycznia), w Gedser 68 cm i Skänör 51 cm (1.00 UTC), w Fynshav 74 cm i Kilonii 59 cm (2.00 UTC) (tab. 8.6). Kolejne godziny 10 stycznia to opadanie wód do poziomów średnich przy utrzymującym się silnym wietrze południowo-zachodnim (około $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$).



Ryc. 8.24. Przebieg zmian poziomu morza dla reprezentatywnych stacji w głównych akwenach Morza Bałtyckiego w okresie 7–10 stycznia 2005 r. (Wolski, Wiśniewski, 2016 – zmienione)

Cieśniny Duńskie, Kattegat, Skagerrak

Przejście niżu Gudrun spowodowało ekstremalnie szybkie zmiany poziomu morza na wodach Skagerraku (Smögen) i północnego Kattegatu (Frederikshavn). Obie stacje wodowskazowe zarejestrowały wyraźną ujemną i dodatnią fazę deformacji powierzchni morza. Na stacji Smögen poziom morza w ciągu sześciu godzin obniżył się ze 117 cm do 1 cm (14.00–20.00 UTC, 8 stycznia), a następnie w ciągu czterech godzin wzrósł do 122 cm (20.00–00.00 UTC, 8/9 stycznia). W Frederikshavn woda obniżyła się przez cztery godziny z 99 cm do –40 cm (15.00–19.00 UTC, 8 stycznia), a następnie podniosła się do 129 cm przez sześć godzin (19.00–2.00 UTC, 8/9 stycznia). Maksymalne tempo spadku we Frederikshavn wyniosło $53 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$, a wzrostu poziomu morza $42 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ i było to najwyższe tempo na całym Bałtyku (tab. 8.6). Tym gwałtownym zmianom poziomu morza we Frederikshavn towarzyszył bardzo silny południowo-zachodni, a następnie zachodni wiatr od 10 do $25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Stacja Korsør, leżąca w Dużym Bełcie, przy południowo-zachodnim wietrze o prędkościach $10\text{--}22 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ nie osiągnęła już tak dużych i szybkich zmian poziomu morza (tłumiące działanie cieśniny). Minimum poziomu morza –41 cm zostało osiągnięte o 3.00 UTC 9 stycznia, a maksimum 65 cm o godz. 22.00 UTC tego samego dnia (ryc. 8.25, zał. 3.4).

Warto zauważyć, iż 9 stycznia rano wytworzyła się znaczna deniwelacja powierzchni wody pomiędzy Kattegatem i Skagerrakiem a południowymi wylotami Cieśnin Duńskich wynosząca od 1,5 do 2 m różnicy poziomu wody. Sprzyjało to naturalnie napływowi wód do Bałtyku z Morza Północnego.

Bałtyk Południowy

W Bałtyku Południowym Kungsholmsfort, Ustka i mniej wyraźnie Władysławowo miały przebieg poziomu morza nawiązujący do Bałtyku Zachodniego (ujemna i dodatnia faza deformacji powierzchni). Dla Kungsholmsfort minimum wyniosło –58 cm (00 UTC 9 stycznia), dla Ustki –32 cm (4.00 UTC), zaś dla Władysławowa 0 cm (obniżka z wysokości 53 cm). Natomiast w Kłajpedzie przebieg poziomu morza wykazał tylko dodatnią fazę wezbrania. Maksimum 8 stycznia o 23.00 UTC wyniosło 146 cm, w tym samym czasie, w którym zanotowano minimum w Kungsholmsfort. Należy jednak zauważyć, że maksimum w Kłajpedzie zostało osiągnięte przy wysokim poziomie napełnienia wschodniej części Bałtyku Południowego (około 70 cm) i wietrze południowo-zachodnim wzrastającym od 9 do $18 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (ryc. 8.25, zał. 3.4).

Bałtyk Centralny i Północny

Bałtyk Centralny i Północny był w wysokim stopniu napełniony w wyniku przychodzącego niżu oraz południowo-zachodniego spływu mas powietrza odbywającego się przez kilka wcześniejszych dni. W Bałtyku Centralnym poziom morza podczas całego wezbrania oscylował w niewielkim zakresie 30–50 cm (stacja Visby). Podobnie było w Sztokholmie (zakres zmian poziomu wód 30–60 cm). Pozostałe stacje Bałtyku Północnego miały wyraźną tylko dodatnią fazę wezbrania. W tym samym czasie, kiedy poziomy wody w Bałtyku Zachodnim gwałtownie opadały, w Bałtyku Północnym poziomy wody gwałtownie rosły. Dynamiczne oddziaływanie podciśnienia szybko przemieszczającego się niżu stworzyło tzw. poduszkę wodną niżu i głównie ten czynnik kształtował wezbranie i obniżenie sztormowe. Wiatr z kierunków zachodnich sprzyjał utrzymywaniu się wysokich poziomów wód na północno-wschodnich wybrzeżach Bałtyku (ryc. 8.24). Maksimum poziomu dla Ristny wyniosło aż 220 cm (4.00–5.00 UTC, 9 stycznia), a maksymalne tempo wzrostu poziomu morza osiągnęło $26 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ przy silnym wietrze południowo-zachodnim ($8\text{--}16 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) (tab. 8.6). Wzrost ten był jednak osiągnięty z wysokiego poziomu odniesienia 80 cm. Pozostałe stacje Bałtyku Północnego osiągnęły mniejsze maksimum: Hanko 132 cm, Degerby 100 cm (3.00 UTC, 9 stycznia). Od nocnych godzin 9 stycznia wiatr w Bałtyku Północnym zmienił kie-

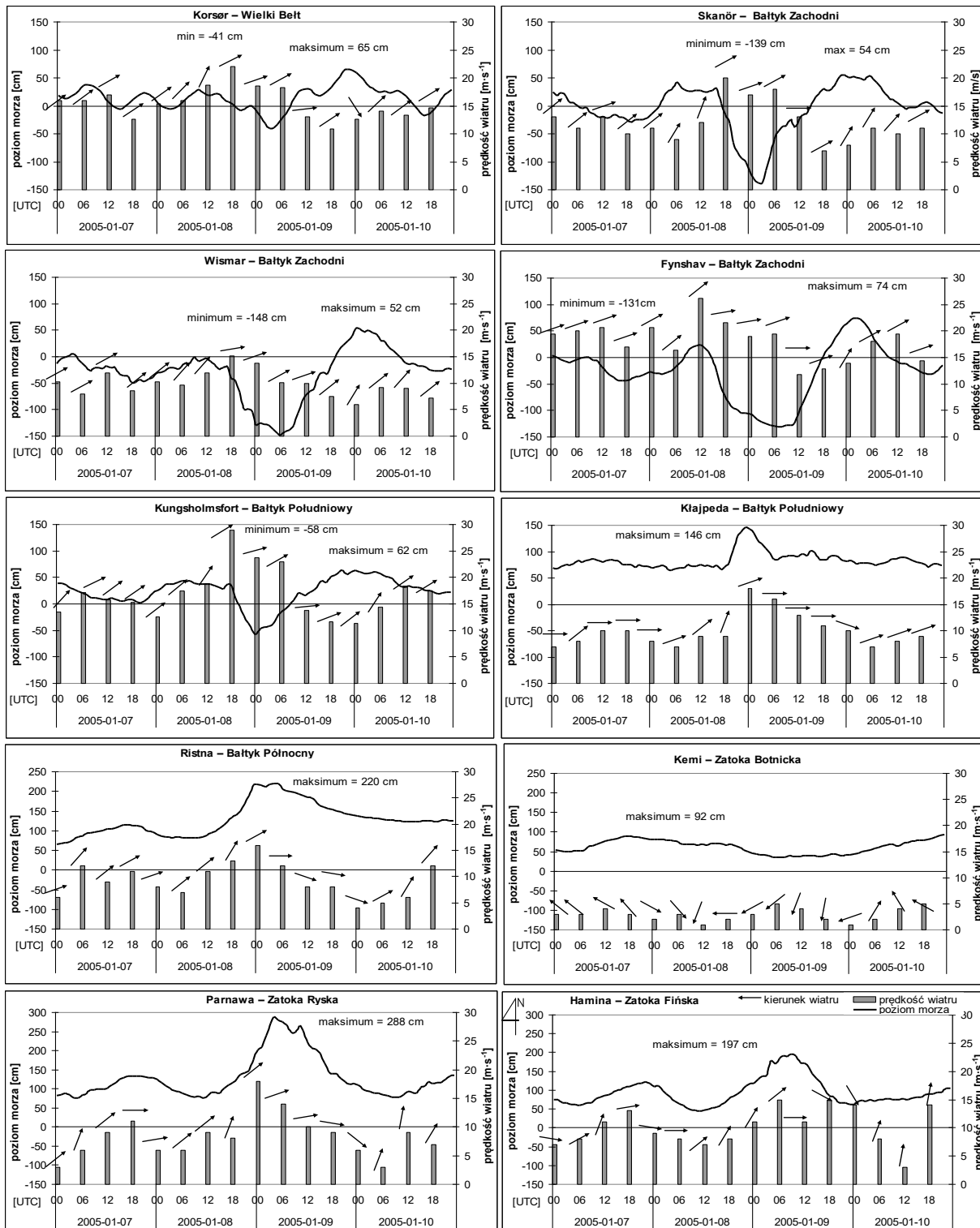
runek na zachodni, a następnie północno-zachodni oraz zaczął słabnąć do wartości około $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. W tych warunkach odbywało się bardzo powolne i długotrwałe opadanie poziomów wody. Na koniec doby 10 stycznia poziom wody w Ristnie wynosił ponad 120 cm, a w Hanko i Degerby ponad 70 cm (23.00 UTC, 10 stycznia) (ryc. 8.25, zał. 3.4).

Zatoki Fińska i Ryska

7 i 8 stycznia Zatoka Fińska i Ryska notowały wysoki stopień napełnienia wodami Bałtyku (powyżej 60 cm w Zatoce Fińskiej oraz powyżej 80 cm w Zatoce Ryskiej). Przebieg wezbrania był zgodny z przebiegiem wezbrania w Bałtyku Północnym (Ristna) – również w obu zatokach zaznaczyła się tylko jego dodatnia faza. Gwałtownemu wzrostowi poziomu morza (w Haminie maksymalne tempo wzrostu wyniosło $40 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$) towarzyszył wzrost prędkości południowo-zachodniego wiatru od 7 do $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (ryc. 8.25). W Zatoce Fińskiej wodowskazy osiągnęły rekordowe maksima: Helsinki 151 cm (2.00 UTC, 9 stycznia), stacja Narwa 207 cm (8.00 UTC) oraz Hamina 197 cm (9.00 UTC) (zał. 3.4). Dla Zatoki Ryskiej maksimum osiągnięte w Parnawie wyniosło aż 288 cm (4.00 UTC) przy wzroście prędkości południowo-zachodniego wiatru z 8 na $18 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (ryc. 8.24–8.25). Była to najwyższa wartość poziomu morza na Bałtyku w okresie 1960–2010. Tej ekstremalnej wartości sprzyjał nie tylko wysoki stopień napełnienia Zatoki Ryskiej (81 cm), ale również geograficzne usytuowanie Zatoki Parnawskiej, wyeksponowanej na dolądowy wiatr z kierunku południowo-zachodniego oraz tzw. efekt zatokowy przy wezbraniach wód (efekt zatokowy opisano w podrozdziale 6.3).

Zatoka Botnicka

7 stycznia Zatoka Botnicka była napełniona wodami Bałtyku na poziomie powyżej 50 cm, a pod koniec 8 stycznia stopień napełnienia wzrósł do poziomu powyżej 70 cm. Przejście niżu Gudrun przez Botnik Południowy (8/9 stycznia) spowodowało zmiany poziomu morza zarejestrowane przez wodowskazy usytuowane w południowej części Zatoki Botnickiej. W Spikarnie maksimum poziomu osiągnęło 92 cm o 3.00 UTC 9 stycznia, w Vaasa 95 cm (4.00 UTC), a w Mäntyluoto 108 cm (6.00 UTC). W tym czasie w Kemi na północnym końcu zatoki utrzymywał się niski poziom morza 35–40 cm, przy słabym północno-wschodnim wietrze poniżej $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (ryc. 8.25, zał. 3.4).



Ryc. 8.25 Rozkład kierunku i prędkości wiatru oraz zmiany poziomu wód w poszczególnych akwenach Morza Bałtyckiego w okresie 7–10 stycznia 2005 r.

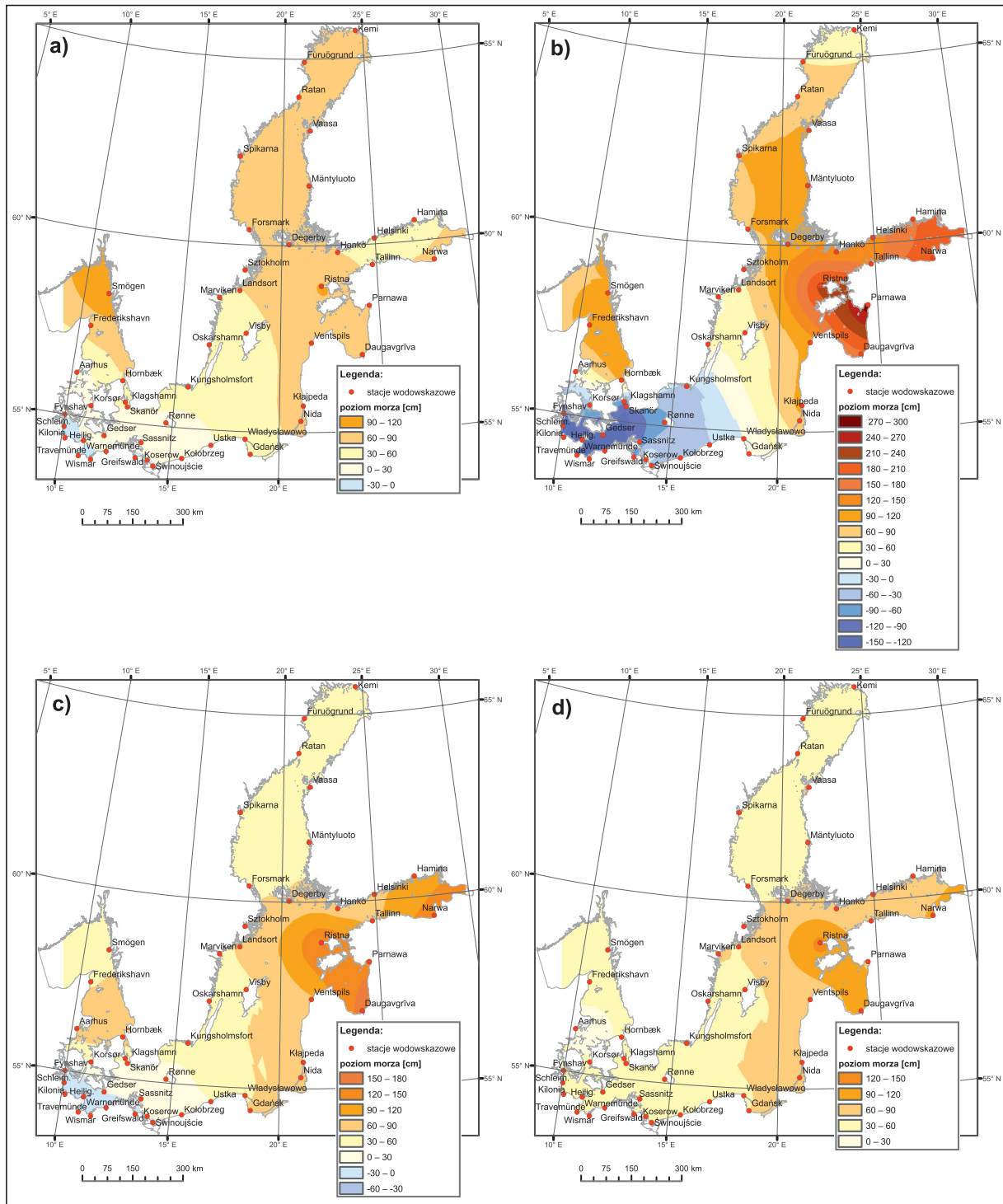
Tabela 8.6. Cechy niżu oraz parametry wczesnego sztormowego z 7–10 stycznia 2005 r. dla reprezentatywnych stacji wodowskazowych Morza Bałtyckiego (poziom morza względem zera NAP)

| Data wczesnego | Stacja | Cechy niżu | | Obserwowany poziom morza | | | | | | | ΔH_s [cm] | ΔH_d [cm] | | | | |
|--------------------|----------------|-------------|----------------------------|--------------------------|------------|-----------|----------------|--|--------|------------------------------|-------------------|-------------------|--------|--------|-----|----|
| | | p_i [hPa] | V_L [$m \cdot s^{-1}$] | Poziom początkowy [cm] | Maks. [cm] | Min. [cm] | Amplituda [cm] | Maksymalne tempo zmian poziomu morza [$cm \cdot h^{-1}$] | | Czas trwania poziomu [godz.] | | | | | | |
| | | | | | | | | Przyrost | Spadek | \geq | | | \leq | \leq | | |
| 7–10 stycznia 2005 | Frederikshavn | 961 | 20,8 | 64 | 129 | -40 | 169 | 42 | 53 | 17 | 4 | - | - | 52 | 262 | |
| | Korsør | | | 18 | 65 | -41 | 106 | 16 | 11 | - | - | - | - | | | - |
| | Skänör | | | 24 | 54 | -139 | 193 | 30 | 34 | - | - | - | 9 | | | 6 |
| | Fynshav | | | 3 | 74 | -132 | 205 | 20 | 25 | 3 | - | 20 | 16 | | | 16 |
| | Kilonia | | | -17 | 59 | -153 | 212 | 24 | 27 | - | - | 21 | 15 | | | 15 |
| | Wismar | | | -14 | 52 | -148 | 200 | 24 | 33 | - | - | 16 | 14 | | | 14 |
| | Gedser | | | 7 | 68 | -137 | 205 | 16 | 26 | - | - | - | - | | | - |
| | Świnoujście | | | 5 | 33 | -84 | 117 | 20 | 24 | - | - | - | 8 | | | - |
| | Kungsholmsfort | | | 39 | 62 | -58 | 120 | 14 | 21 | - | - | - | - | | | - |
| | Kłajpeda | | | 68 | 146 | 66 | 80 | 25 | 12 | 84 | 10 | - | - | | | - |
| | Visby | | | 41 | 56 | 26 | 30 | 6 | 8 | - | - | - | - | | | - |
| | Parnawa | | | 81 | 288 | 75 | 213 | 32 | 31 | 93 | 55 | - | - | | | - |
| | Ristna | | | 80 | 220 | 80 | 140 | 26 | 15 | 90 | 65 | - | - | | | - |
| | Sztokholm | | | 50 | 67 | 40 | 27 | 8 | 12 | - | - | - | - | | | - |
| | Hamina | | | 74 | 197 | 43 | 151 | 40 | 20 | 65 | 30 | - | - | | | - |
| | Narwa | | | 88 | 207 | 59 | 148 | 27 | 24 | 84 | 47 | - | - | | | - |
| Degerby | 50 | 100 | 50 | 50 | 13 | 9 | 27 | 1 | - | - | - | | | | | |
| Vaasa | 52 | 95 | 44 | 51 | 8 | 13 | 60 | - | - | - | - | | | | | |
| Kemi | 53 | 92 | 34 | 58 | 8 | 6 | 29 | - | - | - | - | | | | | |

Podsumowanie sytuacji

Wezbranie sztormowe, które przyniósł niż Gudrun 8–9 stycznia było największym wezbraniem w wieloletnim 1960–2010 i spowodowało rekordowe maksymalne poziomy wody dla wielu stacji wodowskazowych północno-wschodnich wybrzeży Morza Bałtyckiego. Jednakże ekstrema te osiągnięto przy wysokim stopniu napełnienia tych akwenów. Swoje rekordy w okresie analizowanych 51 lat (1960–2010) odnotowały stacje w Hanko, Helsinkach, Narwie, Haminie oraz w Parnawie. Szybkie przejście niżu Gudrun przez Skandynawię i Zatokę Botnicką spowodowało znaczne odkształcenie powierzchni Bałtyku, początkowo z fazą ujemną, a następnie dodatnią w Bałtyku Zachodnim i Cieśninach Duńskich oraz z fazą dodatnią wezbrania w Bałtyku Północnym oraz zatokach Fińskiej i Ryskiej. Oddziaływanie podciśnienia głębokiego i dynamicznego niżu tworzy poduszkę wodną niżu i to ona spowodowała przeciwne deformacje powierzchni Bałtyku zachodzące w tym samym czasie (charakterystyczne przeciwieństwo wysokich i niskich poziomów wód) (ryc. 8.26b). Silny zachodni dolądowy wiatr jest czynnikiem wspomagającym wezbranie poziomu morza na północno-wschodnich wybrzeżach Bałtyku (ryc. 8.25). Od godzin południowych 8 stycznia poziom morza w Cieśninach Duńskich, Bałtyku Zachodnim i częściowo w Południowym gwałtownie opadał, a na wybrzeżach północno-wschodnich szybko wzrastał (Bałtyk Północny, Zatoka Ryska i Fińska), gdy niż Gudrun z Morza Północnego (wybrzeża południowej Norwegii) w ciągu 12 godzin przemieścił się nad Botnik Południowy (ryc. 8.23). W godzinach rannych 9 stycznia, kiedy cyklon Gudrun wchodził na ląd w obszar południowej Finlandii, cały Bałtyk znalazł się w tylnej części tego niżu i był to okres największego zniekształcenia powierzchni Bałtyku. Gwałtowne zmiany powierzchni morza potwierdzają mapy chwilowych poziomów wód z terminów: 8 stycznia 2005, godz. 14.00 UTC, 9 stycznia 2005, godz. 4.00 UTC i 17.00 UTC oraz 10 stycznia 2005, godz. 4.00 UTC (ryc. 8.26). Mapa z 8 stycznia 2005 roku z godz. 14.00 UTC przedstawia początkowy etap wezbrania z napełnieniem północnych i wschodnich akwenów Bałtyku (poziom morza 60–90 cm) (ryc. 8.26a). Godzina 4.00 UTC 9 stycznia 2005 (ryc. 8.26b) to kulminacja wezbrania – moment największego chwilowego zróżnicowania poziomów wód Bałtyku, które osiągnęło również rekordową wielkość 427 cm (maksimum w Parnawie, Zatoka Ryska +288 cm oraz minimum poziomu w Schleimünde, Bałtyk Zachodni –139 cm). W tym samym czasie (4.00 UTC) powstała również bardzo znaczna (od 1,5 do 2 m) deniwelacja poziomu wód pomiędzy Skagerrakiem i Kattegatem z jednej strony a południowym wylotem Cieśnin Duńskich z drugiej, powodująca napływ wód do Bałtyku (Skagerrak, Smögen, +93 cm; Kattegat, Frederikshavn, +111 cm; północny Sund, Hornbæk +98 cm; południowy Sund, Klagshamn –80 cm; Wielki Belt, Korsør –40 cm). 13 godzin po kulminacji, czyli o godz. 17.00 UTC, nadal utrzymywał się bardzo wysoki poziom morza ≥ 120 cm na północnych i wschodnich wybrzeżach Bałtyku oraz w zatokach: Fińskiej i Ryskiej, a niski poziom morza (poziom bliski 0 i poniżej) występował w Bałtyku Zachodnim (ryc. 8.26c). 24 godziny od kulminacji wezbrania (mapa z godz. 4.00 UTC 10 stycznia) (ryc. 8.26d) to końcowy moment tego wezbrania, w którym nachylenie pomiędzy północno-wschodnimi akwenami Bałtyku a Bałtykiem Zachodnim zmniejszyło się do 100 cm (maksimum Ristna +131cm, minimum Świnoujście +31 cm).

Dla prędkości średniej niżu wynoszącej około 75 km na godzinę wzrost dynamiczny poziomu morza uzyskał wartość $\Delta H_d = 262$ cm. Z uwagi na znaczną prędkość postępową niżu i wysoki ΔH_d , a także z uwagi na duże wartości maksymalnego tempa zmian poziomu morza (przeważnie 20–40 cm·h⁻¹) (tab. 8.6) wezbranie należy zaliczyć do typu wezbrań, w których główną rolę odegrało podciśnienie.



Ryc. 8.26. Obraz chwilowych poziomów wód Morza Bałtyckiego: a) 8 stycznia 2005, godz. 14.00 UTC; b) 9 stycznia 2005, godz. 4.00 UTC; c) 9 stycznia 2005, godz. 17.00 UTC; d) 10 stycznia 2005, godz. 4.00 UTC (Wolski, Wiśniewski, 2016)

Charakterystyczne elementy w wezbraniach sztormowych wywołanych dynamicznym i głębokim niżem barycznym

Wezbrania sztormowe z okresu 17–19 października 1967 roku, z 14–17 listopada 2001 roku oraz z 7–10 stycznia 2005 roku to przykłady gwałtownych deformacji powierzchni Bałtyku wytworzonych przez przejście szybkich, głębokich i koncentrycznych depresji barycznych. Wspólnym charakterystycznym elementem tych wezbrań jest wytworzenie się szczególnego zniekształcenia powierzchni Bałtyku, polegającego na znacznym zróżnicowaniu w poziomach wód pomiędzy północno-wchodnimi akwenami – Bałtykiem Północnym, Zatoką Fińską, Zatoką Ryską a Bałtykiem Zachodnim i Cieśninami Duńskimi. W efekcie powstało charakterystyczne nachylenie powierzchni morza z północnego-wschodu na południowy zachód o różnym stopniu deniwelacji (ryc. 8.18b, 8.18c, 8.22b, 8.26b). Stopień tego nachylenia zmieniał się wraz z przebiegiem wezbrania sztormowego. Największe nachylenie powierzchni morza wystąpiło podczas kulminacji fazy ujemnej wezbrania w Bałtyku Zachodnim i jednoczesnej kulminacji fazy dodatniej w północno-wchodnich akwenach. Maksymalna chwilowa wielkość nachylenia podczas całego wezbrania z października 1967 roku wyniosła 356 cm (podczas wezbrania z listopada 2001 roku – 316 cm, a ze stycznia 2005 roku – 427 cm). Te trzy-czterometrowe zróżnicowania to głównie efekt działania podciśnienia układu niżowego, a tylko w dalszej kolejności wpływ pola wiatrowego i udziału stopnia napełnienia Bałtyku. Na różnice między tymi wezbraniem wpływał przebieg toru niżu barycznego.

Drugą charakterystyczną cechą wezbrań sztormowych wywołanych przez dynamiczne i głębokie depresje baryczne były bardzo wysokie, ponad dwumetrowe wysokości amplitud poziomów wody dla stacji wodowskazowych Bałtyku Zachodniego, które osiągnięte były w czasie krótszym niż 24 godziny. Za ten obraz gwałtownych i ekstremalnych wahań poziomu morza w Bałtyku Zachodnim odpowiadają nie tylko wymienione powyżej cechy niżu barycznego (z ujemną i dodatnią fazą wezbrania), ale również stosunki batymetryczne tego akwenu Bałtyku. Stosunkowo niewielkie głębokości (przeważnie poniżej 20 m) zatok Bałtyku Zachodniego – Zatoki Pomorskiej (stacje: Świnoujście, Sassnitz, Greifswald), Zatoki Meklemburskiej (stacje: Gedser, Warnemünde, Wismar) czy Zatoki Kilońskiej (stacje: Kilonia, Heiligenhafen, Schleimünde) oraz ujścia Sundu (Skånor) i ujścia Małego Bełtu (Fynshav) wpływają na znaczną dynamikę wód. Płytke akweny morskie o małej objętości wód podczas wezbrań sztormowych stosunkowo szybko się napełniają, ale również szybko oddają wodę w porównaniu z głębszymi akwenami otwartych wód Bałtyku (Bałtyk właściwy).

8.2.3. Przykłady sytuacji sztormowych typu mieszanego (typ ciśnieniowo-wiatrowy)

Okres sztormowy: 30 listopada – 4 grudnia 1999 roku – przykład dwóch głębokich obniżzeń sztormowych w Bałtyku Zachodnim i Południowym oraz dwóch wezbrań dla północno-wschodnich wybrzeży Bałtyku.

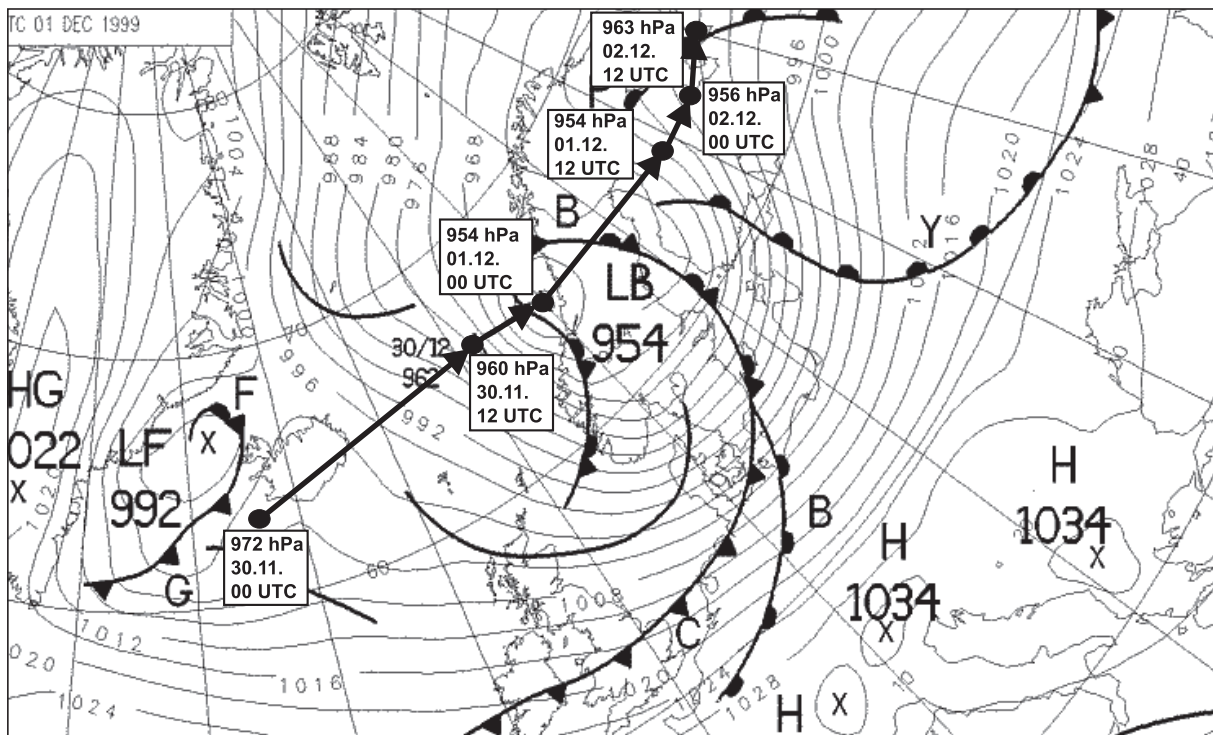
W ramach analizowanego okresu sztormowego można wydzielić dwie sytuacje: 30 listopada – 2 grudnia 1999 oraz 3–4 grudnia 1999 roku. W obu sytuacjach wystąpiło bardzo głębokie obniżenie sztormowe w Bałtyku Zachodnim, Cieśninach Duńskich oraz w Bałtyku Południowym, a także wezbranie sztormowe w Bałtyku Północnym oraz zatokach Fińskiej i Ryskiej. Podobny przebieg poziomów wód w Morzu Bałtyckim w obu sytuacjach był wywołany przejściem niżu przez Botnik Północny (1. sytuacja sztormowa) oraz przejściem niżu przez Bałtyk Centralny i Zatokę Ryską (2. sytuacja sztormowa).

a) Sytuacja z 30 listopada – 2 grudnia 1999 roku

Obniżenie sztormowe Bałtyku Zachodniego oraz wezbranie na północno-wschodnich wybrzeżach Bałtyku wywołane niżem, który przeszedł przez północną Skandynawię i Botnik Północny.

Sytuacja synoptyczna

Pierwsza wydzielona sytuacja z 30 listopada – 2 grudnia 1999 roku była związana z rozległym niżem, którego centrum o ciśnieniu 972 hPa przez całą dobę 30 listopada przemieszczało się znad południowej Islandii (62°N, 23°W) nad Morze Norweskie (65°N, 10°E), pogłębiając się do 954 hPa. Przez ten okres na całym Morzu Bałtyckim dominował południowo-zachodni i zachodni wiatr, który pod koniec 30 listopada wzmógł się do prędkości 12–20 m·s⁻¹. Następnie 1 grudnia niż ten przeszedł przez północną Norwegię i Szwecję, do północnej Finlandii (65°N, 29°E, godz. 12.00 UTC), przecinając Botnik Północny, a przez kolejne 12 godzin przemieścił się nad Morze Białe (65°N, 35°E), utrzymując wysokość ciśnienia w centrum 954–956 hPa. 1 grudnia nad Bałtykiem nadal utrzymywał się południowo-zachodni i zachodni, częściowo południowy wiatr o znacznych prędkościach (powyżej 10–18 m·s⁻¹). Droga tego niżu w części pokryła się z torem II według klasyfikacji Schinzego (ryc. 8.27). Sam niż był stosunkowo głęboki (wartość w centrum 954 hPa), a więc przechodząc przez północną część Botnika mógł statycznie podnieść poziom morza o 59 cm. Tor niżu przebiegał w osi zachód-wschód praktycznie z centrum niżu na północ od Bałtyku, ale za to ze stałym oddziaływaniem pola wiatru początkowo z południowego-zachodu, a od 1 grudnia 1999 roku z zachodu. Taki przebieg charakterystyki wiatrowej był podobny dla większości wodowskazów bałtyckich (ryc. 8.30).

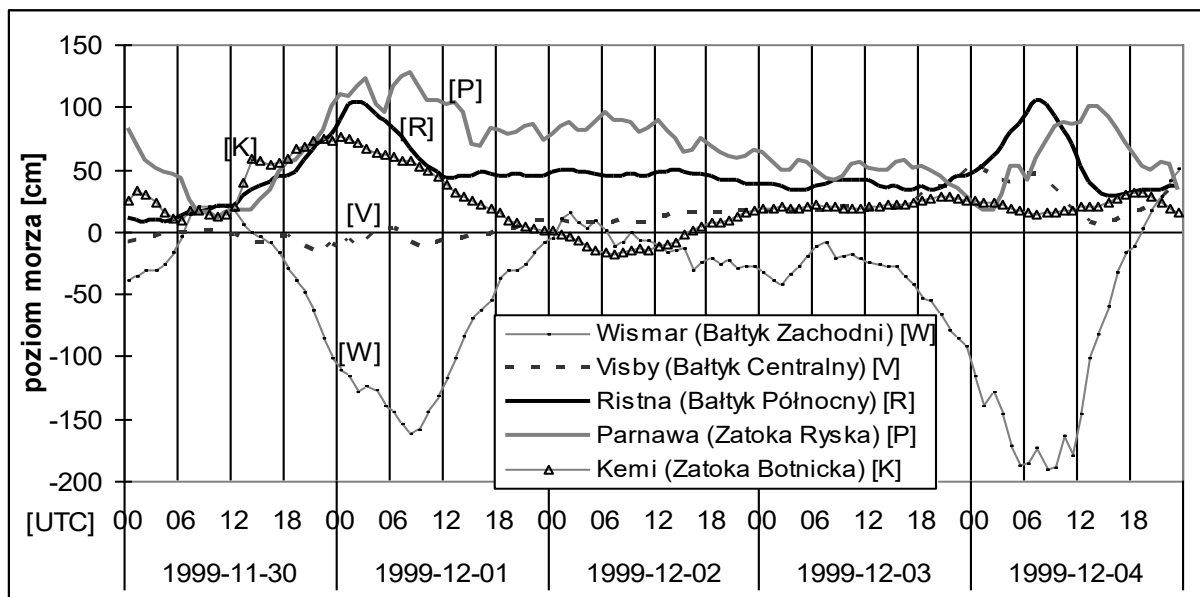


Ryc. 8.27. Przebieg toru niżu w dniach 30 listopada – 2 grudnia 1999 r. oraz główna sytuacja synoptyczna 1 grudnia 1999 r., godz. 00 UTC (Met Office – zmienione, za pozwoleniem British Crown copyright 2015)

Bałtyk Zachodni

Na stacjach wodowskazowych Bałtyku Zachodniego zarejestrowano wyraźne obniżenie poziomu wód w maksymalnym tempie $17\text{--}23\text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$, które trwało od godzin południowych 30 listopada do godzin rannych (6.00–8.00 UTC) 1 grudnia (ryc. 8.28–8.29). Wtedy to stacje odnotowały swoje znaczne minima: Skanör -154 cm (5.00 UTC, 1 grudnia), Kilonia -152 cm , godz. (7.00 UTC), Wismar -161 cm (8.00 UTC), Gedser -140 cm (8.00 UTC). Następnie poziom wody na tych stacjach zaczęły powracać do poziomów średnich, bliskich zera wodowskazu, które zostały osiągnięte około północy z 1 na 2 grudnia przy stale utrzymującym się silnym wietrze z sektorów południowo-zachodnich i zachodnich (ryc. 8.28–8.30).

Charakterystyczny w tym obniżeniu sztormowym był długi czas utrzymywania się poziomów skrajnie niskich, poniżej -100 cm . I tak dla Kilonii stan ten utrzymywał się przez 17 godzin, dla Wismaru 15 godzin, dla Gedser i Skanör 11 godzin (53ab. 8.). Może świadczyć to o znacznym udziale rozległego i długotrwałego pola wiatrowego w genezie tego obniżenia. Jednakże samo styczne działanie na powierzchnię morza silnego, stabilnego wiatru z kierunków południowo-zachodnich i zachodnich nie doprowadziłoby do wystąpienia tak głębokich minimów poziomu morza w Bałtyku Zachodnim oraz zmiany tendencji ze spadkowej na wzrostową. Udział w tym procesie miało również podciśnienie aktywnego niżu, które spowodowało nachylenie i podwyższenie zwierciadła wód w kierunku wschodnich i północnych wybrzeży Bałtyku.



Ryc. 8.28. Przebieg zmian poziomu morza dla reprezentatywnych stacji w głównych akwenach Morza Bałtyckiego w okresie 30 listopada – 4 grudnia 1999 r.

Cieśniny Duńskie, Kattegat, Skagerrak

Stacje wodowskazowe w Aarhus (Kattegat) i Korsør (Wielki Bełt) wykazały obniżenie sztormowe, podobnie jak stacje Bałtyku Zachodniego w Zatoce Kilońskiej i Meklemburskiej. Z powodu przejściowego charakteru wahań poziomu wód i wymiany wody między Morzem Północnym a Bałtykiem, ich obniżenie sztormowe było znacznie płytsze i nastąpiło wcześniej niż w Bałtyku Zachodnim. Dla stacji Aarhus zarejestrowane minimum to -39 cm (22.00 UTC, 30 listopada), natomiast

dla Korsør –35 cm (00 UTC, 1 grudnia) Stacja Frederikshavn leżąca nad północnym Kattegatem wykazała typowo pływowy charakter wahań i nie zanotowała obniżenia sztormowego (ryc. 8.29–8.30, tab. 8.7).

Bałtyk Południowy

Na Bałtyku Południowym stacje Kungsholmsfort i Władysławowo rejestrowały obniżenie sztormowe, podobnie jak stacje Bałtyku Zachodniego przy podobnej charakterystyce pola wiatru (silny wiatr południowo-zachodni). Jednakże z uwagi na większy akwen i większą kubaturę wody były to znacznie mniejsze obniżenia: Kungsholmsfort –81 cm (5.00 UTC, 1 grudnia), Władysławowo –32 cm (6.00 UTC). Stacja Kłajpeda, położona na wschodnich wybrzeżach Bałtyku Południowego, nie zarejestrowała spadku poziomu morza (ryc. 8.29–8.30).

Bałtyk Północny i Centralny

Odmienny przebieg zmian poziomu morza wystąpił na stacjach Bałtyku Północnego i Centralnego, zwłaszcza jego wschodnich wybrzeży. Na skutek długotrwałych i nasilających się wiatrów z kierunków południowo-zachodnich i zachodnich oraz podciśnienia przemieszczającego się niżu, stacje tego akwenu, zwłaszcza wschodnich wybrzeży, odnotowały wysokie maksima poziomu wód (napełnianie się akwenu). Modelowym przykładem jest stacja Ristna, gdzie przez całą dobę 30 listopada prędkość południowo-zachodniego wiatru wzrosła z 8 do 18 m·s⁻¹, a poziom morza wzrósł z 11 do 104 cm (2.00 UTC, 1 grudnia). Stacja Hanko miała mniejsze maksimum (65 cm), osiągnięte w tym samym czasie. Po przejściu frontu zokludowanego nastąpiło zmniejszenie prędkości wiatru do wartości 10–12 m·s⁻¹ i zmiana kierunku na zachodni i północno-zachodni. Wody w Bałtyku Północnym po osiągnięciu maksimum zaczęły opadać, a 2 grudnia poziom wody na tych stacjach ustabilizował się. Natomiast stacje Bałtyku Centralnego – Visby (Gotlandia) i Marviken nie zanotowały znaczącego maksimum ani minimum poziomu wody (ryc. 8.29–8.30).

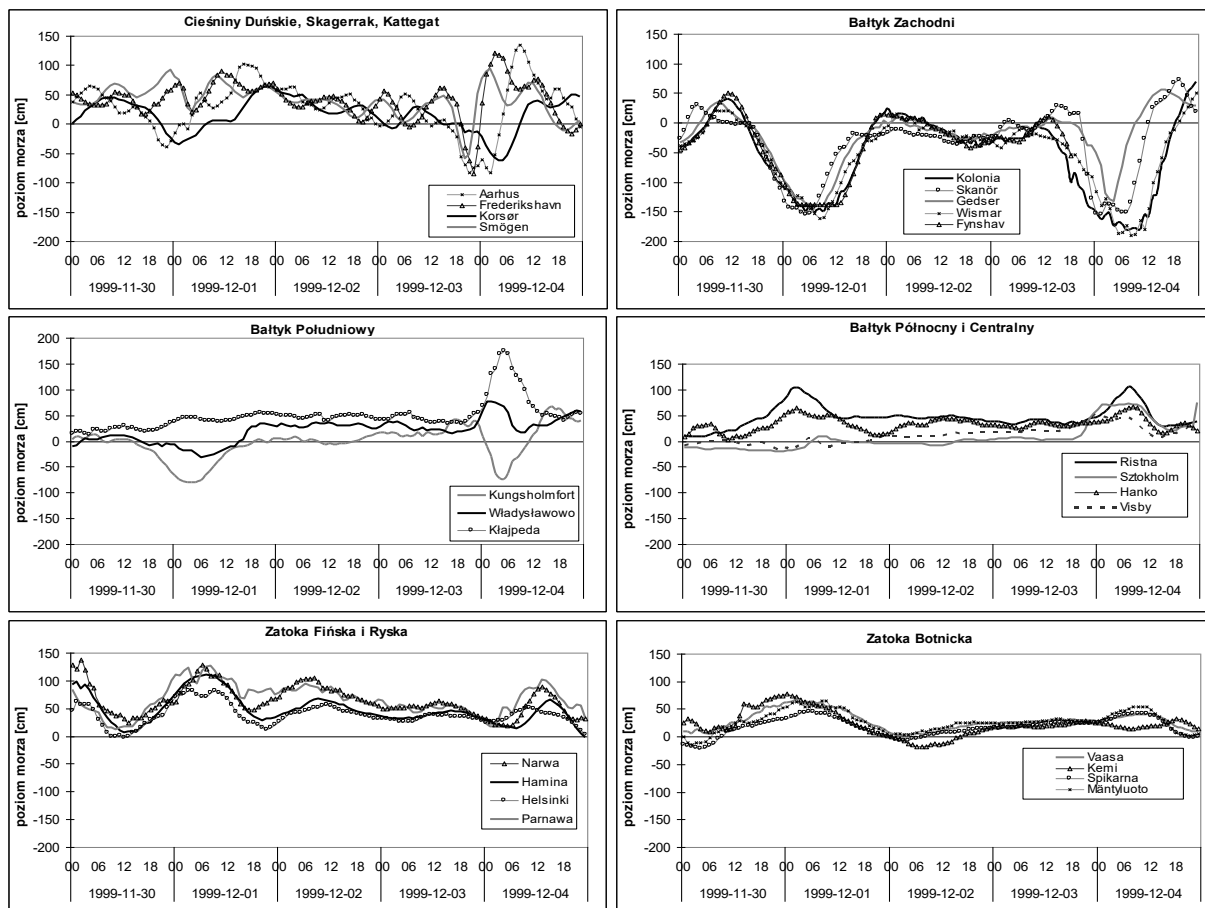
Zatoki Ryska i Fińska

Dla obu zatok zaznacza się wyraźnie harmoniczny przebieg wahań poziomu morza. Przebieg ten należy wiązać z efektem oscylacyjnego ruchu wód pod wpływem wiatru w ograniczonym akwenu (sejsza wewnętrzna obu zatok). W dniach 30 listopada – 2 grudnia 1999 roku wystąpiły na stacjach obu zatok trzy maksima przedzielone wyraźnymi obniżeniami poziomu wody (wahania sejszopodobne) (ryc. 8.29–8.30). Pierwsze maksimum przypadło na 30 listopada jako efekt oddziaływania pola wiatrowego niżu z ciśnieniem 980 hPa przemieszczającym się z Morza Północnego na północną Skandynawię. Wtedy to Hamina zarejestrowała 98 cm (1.00 UTC, 30 listopada), Helsinki 62 cm (1.00 UTC), Narwa 138 cm (2.00 UTC), a Parnawa w Zatoce Ryskiej 83 cm (00 UTC, 30 listopada). Drugie maksimum było związane z napełnianiem się Bałtyku Północnego i nastąpiło z kilkugodzinnym opóźnieniem w stosunku do stacji wodowskazowych tam zlokalizowanych: Helsinki 81 cm (3.00–4.00 UTC, 1 grudnia), Narwa 129 cm (6.00 UTC, 1 grudnia), Hamina 111 cm (7.00 UTC, 1 grudnia), Parnawa 127 cm (8.00 UTC). W tym czasie przez obszar zatok przeszedł front ciepły i wiatr zmienił kierunek z południowego na południowo-zachodni. Trzecie maksimum o typowym sejszowym charakterze wystąpiło 2 grudnia: w Narwie 106 cm (8.00 UTC, 2 grudnia), w Parnawie 95 cm (6.00 UTC), w Helsinkach 56 cm (11.00 UTC, 2 grudnia) (ryc. 8.29–8.30).

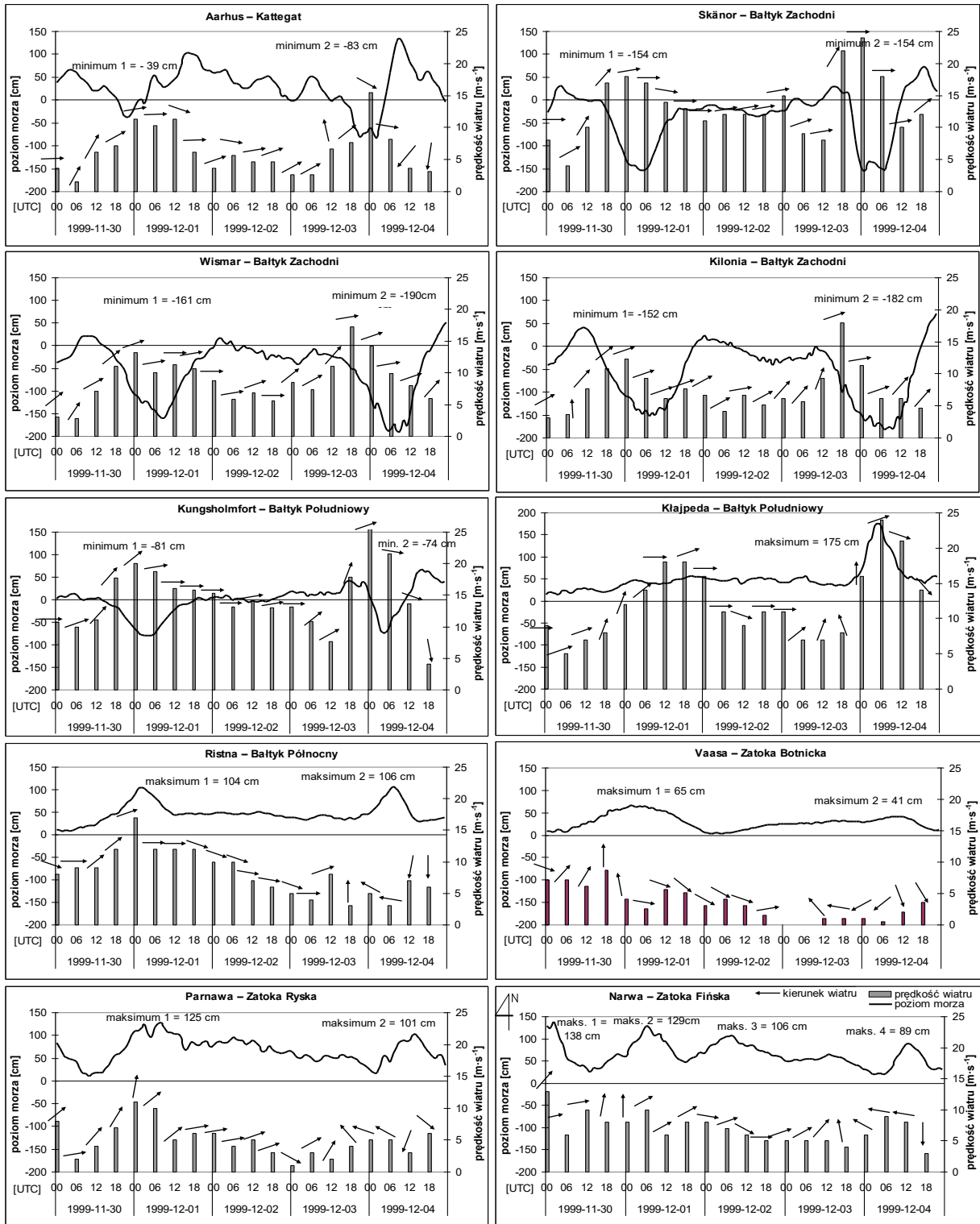
Zatoka Botnicka

W dniach 30 listopada – 2 grudnia 1999 roku poziom morza Zatoki Botnickiej nawiązywał swym przebiegiem do wahań poziomu morza Bałtyku Północnego. Dla stacji Kemi, Vaasa i Spikarna po-

ziomy wody rosły całą dobę 30 listopada, przy wietrze południowo-zachodnim i południowym dochodzącym do $9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Maksimum poziomu morza było osiągnięte w Kemi 77 cm (00 UTC, 1 grudnia), w Vassa 65 cm (2.00 UTC, 1 grudnia), a w Spikarnie 45 cm. Po przejściu frontu zokludowanego kierunku wiatru zmienił się na północno-zachodni, a jego prędkość zmniejszyła się do $3\text{--}4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Od tego momentu poziomy wody na stacjach Zatoki Botnickiej zaczęły opadać przez całą dobę 1 grudnia 1999 roku aż do ustabilizowania się w dniu następnym (ryc. 8.29–8.30).



Ryc. 8.29. Zmiany poziomu morza na wodowskazach w poszczególnych akwenach Morza Bałtyckiego w okresie 30 listopada – 4 grudnia 1999 r.



Ryc. 8.30. Rozkład kierunku i prędkości wiatru oraz zmiany poziomu wód w poszczególnych akwenach Morza Bałtyckiego w okresie 30 listopada – 4 grudnia 1999 r.

Tabela 8.7. Cechy niżu oraz parametry wzebrania sztormowego z okresu 30 listopada – 2 grudnia 1999 r. dla reprezentatywnych stacji wodowskazowych Morza Bałtyckiego (poziom morza względem zera NAP)

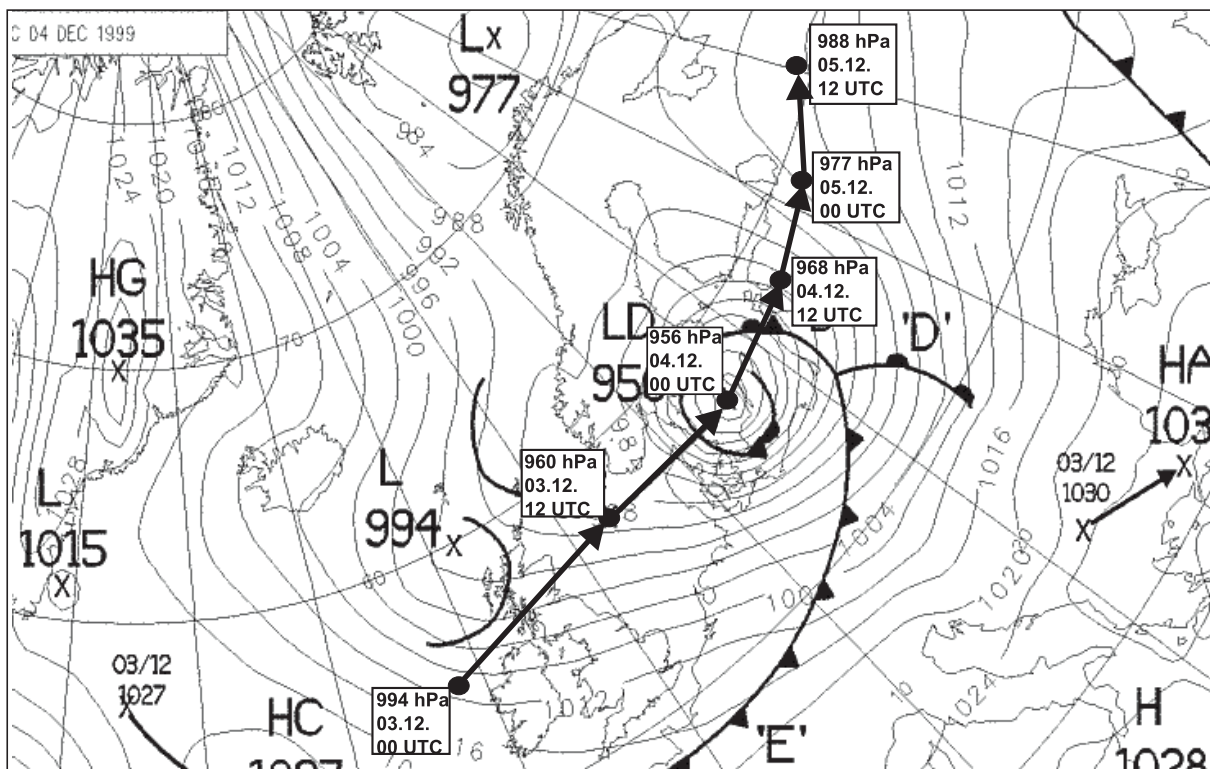
| Data wzebrania | Stacja | Cechy niżu | | Obserwowany poziom morza | | | | | | | ΔH_s [cm] | ΔH_d [cm] | | | |
|-------------------------------|---------------|-------------|----------------------------|--------------------------|------------|-----------|----------------|--|--------|------------------------------|-------------------|-------------------|--------|--------|----|
| | | P_i [hPa] | V_L [m·s ⁻¹] | Poziom początkowy [cm] | Maks. [cm] | Min. [cm] | Amplituda [cm] | Maksymalne tempo zmian poziomu morza [cm·h ⁻¹] | | Czas trwania poziomu [godz.] | | | | | |
| | | | | | | | | Przyrost | Spadek | \geq | | | \leq | \leq | |
| 30 listopada – 2 grudnia 1999 | Aarhus | 954 | 17 | 38 | 102 | -39 | 141 | 30 | 20 | 7 | 2 | - | - | - | |
| | Korsør | | | 0 | 64 | -35 | 99 | 11 | 13 | - | - | - | - | - | |
| | Skånör | | | -13 | 30 | -154 | 184 | 21 | 22 | - | - | - | - | 15 | 11 |
| | Kilonia | | | -42 | 41 | -152 | 193 | 29 | 19 | - | - | - | - | 21 | 17 |
| | Wisnar | | | -38 | 21 | -161 | 182 | 18 | 23 | - | - | - | - | 17 | 15 |
| | Gedser | | | -34 | 35 | -158 | 193 | 19 | 17 | - | - | - | - | 15 | 11 |
| | Świnoujście | | | -16 | 4 | -112 | 116 | 14 | 16 | - | - | - | - | 14 | 10 |
| | Kungsholmfort | | | 2 | 13 | -81 | 94 | 10 | 10 | - | - | - | - | 6 | - |
| | Kłajpeda | | | 19 | 56 | 13 | 43 | 9 | 11 | - | - | - | - | - | - |
| | Visby | | | -9 | 5 | -17 | 19 | 8 | 6 | - | - | - | - | - | - |
| | Parnawa | | | 83 | 125 | 11 | 114 | 22 | 25 | 44 | 14 | - | - | - | - |
| | Ristna | | | 11 | 104 | 11 | 93 | 13 | 9 | 10 | 3 | - | - | - | - |
| | Sztokholm | | | -12 | 9 | -21 | 30 | 8 | 4 | - | - | - | - | - | - |
| | Helsinki | | | 46 | 81 | -2 | 79 | 16 | 19 | 12 | - | - | - | - | - |
| | Narwa | | | 75 | 129 | 24 | 105 | 17 | 30 | 38 | 15 | - | - | - | - |
| | Degerby | | | -8 | 43 | 15 | 28 | 11 | 9 | - | - | - | - | - | - |
| Vaasa | 9 | 65 | 2 | 63 | 9 | 7 | - | - | - | - | - | - | | | |
| Kemi | 20 | 77 | -18 | 95 | 3 | 5 | 6 | - | - | - | - | - | | | |
| | | | | | | | | | | | | 59 | 119 | | |

b) Sytuacja z 3–4 grudnia 1999 roku

Głębokie obniżenie sztormowe Bałtyku Zachodniego oraz wezbranie na północno-wschodnich wybrzeżach Bałtyku wywołane niżem, który przeszedł przez południową Szwecję i Bałtyk Centralny oraz Zatokę Ryską.

Sytuacja synoptyczna

Druga wydzielona sytuacja sztormowa to okres 3–4 grudnia 1999 roku. Sytuację tę wywołał koncentryczny niż, którego centrum 994 hPa przemieściło się 3 grudnia znad północnego Atlantyku (55°N, 12°W, 00 UTC) przez Szkocję i pogłębiło się do wartości 960 hPa nad Morzem Północnym (66°N, 2°E, 12.00 UTC). Następnie centrum niżu przeszło przez Półwysep Jutlandzki i południową Szwecję (956 hPa, 66°N, 14°E, 00 UTC, 4 grudnia), a po kolejnych 12 godzinach przemierzyło Bałtyk Centralny przez Olandię, Gotlandię i Zatokę Ryską, gdzie jego ciśnienie w centrum wzrosło do 968 hPa (66°N, 25°E, 12.00 UTC, 4 grudnia). Przejście niżu przez południową Szwecję i Bałtyk wytworzyło zmienne pole wiatrowe (słaby i silny wiatr o zmiennych kierunkach, występujący w różnych akwenach Bałtyku). Droga tego niżu barycznego była zbliżona do toru niżu III według klasyfikacji Schinzego (ryc. 8.31).



Ryc. 8.31. Przebieg toru niżu w dniach 3–5 grudnia 1999 r. oraz główna sytuacja synoptyczna w dniu 4 grudnia 1999 r., godz. 00 UTC (Met Office – zmienione, za pozwoleniem British Crown copyright 2015)

Bałtyk Zachodni

Stacje wodowskazowe Bałtyku Zachodniego od godzin południowych 3 grudnia, kiedy niż wchodził na Półwysep Jutlandzki, rejestrowały wyraźne obniżanie poziomu morza, które trwało do osiągnięcia głębokiego minimum w godzinach rannych i południowych 4 grudnia. Stacja Skänör zarejestrowała –154 cm (1.00 UTC, 4 grudnia), Gedser –132 cm (4.00 UTC), Kilonia –182 cm

(7.00 UTC), Wismar -190 cm (8.00 UTC) w stosunku do zera wodowskazu. Temu obniżaniu poziomu wód towarzyszył bardzo silny południowo-zachodni, odlądowy wiatr, który w początkowej fazie obniżania przez około sześć godzin osiągał prędkość nawet $18-26$ m·s⁻¹. Od godzin południowych 4 grudnia, gdy centrum niżu weszło na ląd na północny wschód od Zatoki Ryskiej, prędkości wiatru spadły poniżej 10 m·s⁻¹, a poziomy wody Bałtyku Zachodniego zaczęły rosnąć aż do wysokości $55-70$ cm. Wzrost ten potrwał do końca 4 grudnia (ryc. 8.28–8.30). Wpływ podciśnienia przemieszczającego się niżu oraz działanie bardzo silnego południowo-zachodniego wiatru spowodowało odprowadzenie wód z zatok Bałtyku Zachodniego i napełnianie się akwenów północno-wschodnich. W efekcie powstało nachylenie powierzchni morza z północnego wschodu na południowy zachód.

Cieśniny Duńskie, Kattegat

3 grudnia dla Kattegatu rozpoczęło się szybkie (maksymalne w Arhus 34 cm·h⁻¹) obniżanie poziomu wód, które zakończyło się w stacji w Frederikshavn wartością -85 cm (22.00 UTC, 3 grudnia) oraz na stacji Arhus wartością -83 cm (2.00 UTC, 4 grudnia). Od tego momentu stacje rejestrowały dodatnią fazę wezbrania, czyli podnoszenie się poziomu morza, które odbywało się w bardzo szybkim tempie. Maksimum dla stacji Frederikshavn nastąpiło już po pięciu godzinach gwałtownego wzrostu poziomu wody (maksymalne tempo 76 cm·h⁻¹), osiągając wartość 121 cm (3.00 UTC, 4 grudnia), a dla Aarhus po siedmiu godzinach wzrostu (maksymalne tempo 40 cm·h⁻¹), uzyskując wysokość 135 cm (9.00 UTC, 4 grudnia). Tak szybkie tempo opadania i wzrostu poziomu wód należy wiązać z deformacją powierzchni morza (odpowiednio: ujemna i dodatnia faza wezbrania) przez podciśnienie koncentrycznego niżu barycznego, który w godzinach południowych 3 grudnia przechodził przez Półwysep Jutlandzki. Jednocześnie na te gwałtowne zmiany poziomu wód wpływ miało pole wiatru wytworzone przez niż baryczny (w Arhus wystąpił zmienny wiatr od 2 do 15 m·s⁻¹). W Cieśninach Duńskich wyraźniej niż na Bałtyku Zachodnim ujawniła się dodatnia faza wezbrania sztormowego (zostały osiągnięte wyższe maksima poziomu wód) (tab. 8.8, ryc. 8.30).

Bałtyk Południowy

Stacje wodowskazowe Bałtyku Południowego zarejestrowały zróżnicowany przebieg poziomu wód w zależności od swojej lokalizacji i usytuowania względem przemieszczającego się niżu. Najlepiej obrazuje to przebieg poziomu morza w Kungsholmsfort i Kłajpedzie, czyli stacjach leżących na przeciwległych wybrzeżach Bałtyku. O północy z 3 na 4 grudnia, kiedy centrum niżu wchodziło na Bałtyk Centralny w okolicach Olandii, stacja Kungsholmsfort, leżąca wtedy na południe od centrum niżu, rejestrowała południowo-zachodni, a następnie zachodni bardzo silny wiatr, przekraczający 25 m·s⁻¹, co skutkowało późniejszym obniżeniem sztormowym poziomu wody do wysokości -74 cm (5.00 UTC, 4 grudnia). Gdy stacja ta znalazła się w tylnej części niżu, wiatr osłabł (poniżej 20 m·s⁻¹) i zmienił się na północno-zachodni. Spowodowało to wzrost poziomu wody aż do wysokości 66 cm w godzinach wieczornych 4 grudnia. Przeciwny przebieg poziomu morza miała stacja w Kłajpedzie. W godzinach nocnych 4 grudnia Kłajpeda znalazła się w przedniej części niżu (na wschód od jego centrum) i rejestrowała wiatry południowe o prędkości 16 m·s⁻¹. W miarę zbliżania się centrum niżu w Kłajpedzie wiatr zwiększył prędkość do 24 m·s⁻¹ oraz zmienił kierunek na południowo-zachodni. Poziom wody osiągnął wtedy maksimum, tj. 175 cm (5.00 UTC, 4 grudnia). Po tym czasie Kłajpeda znalazła się w tylnej części niżu, wiatr osłabł (poniżej 20 m·s⁻¹), a jego kierunek zmienił się na północno-zachodni. Nastąpił spadek poziomu morza dla tej stacji (ryc. 8.30). Sytuacja ta potwierdza nadrzędną rolę usytuowania stacji względem przemieszczającego się centrum niżu. Przeciwny przebieg poziomu morza na stacjach w Kłajpedzie i Kungsholmsfort, mimo bardzo podobnego przebiegu pola wiatrowego (prędkości i kierunku wiatru), może świadczyć o większej

roli podciśnienia koncentrycznego, mezoskalowego niżu w kształtowaniu deformacji powierzchni morza (tor niżu zaprezentowano na ryc. 8.31). Jednakże bardzo silny wiatr należy traktować jako czynnik współdecydujący o przebiegu wahań poziomu morza na Bałtyku Południowym. Dla stacji Kungsholmsfort można zaobserwować fazę ujemną wezbrania (obniżenie) i fazę dodatnią wezbrania związaną z poduszką wodną przemieszczającą się wraz z niżem (wzrost do wysokości 66 cm). Dla Kłajpedy uwidacznia się tylko faza dodatnia (wzrost poziomu do 175 cm).

Bałtyk Północny i Centralny

Stacje wodowskazowe Bałtyku Północnego i Centralnego – Ristna, Sztokholm, Hanko, Visby, Marviken – zarejestrowały przebieg poziomu wody zbliżony do stacji w Kłajpedzie w Bałtyku Południowym, ale z mniejszym ekstremum. Visby osiągnęło maksimum tylko 55 cm (00 UTC, 4 grudnia), Ristna 106 cm (7.00 UTC), Sztokholm 72 cm (7.00 UTC), Marviken 64 cm (7.00 UTC), Hanko 67 cm (8.00 UTC). Maksima dla tych stacji były osiągnięte przy dużo mniejszych prędkościach wiatru (poniżej $8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) i o dużym zróżnicowaniu kierunków (wiatr południowo-wschodni, północno-wschodni i północny) (ryc. 8.30). Niż, wchodząc na Zatokę Ryską, wypełniał się, rosło ciśnienie w centrum (968 hPa), a prędkości wiatru ulegały zmniejszeniu. Nadrzędną rolę w osiągnięciu maksimum miała dla Bałtyku Północnego deformacja powierzchni na skutek podciśnienia (poduszka wodna), a w mniejszym stopniu wiatr (tab. 8.8, ryc. 8.30).

Zatoki Fińska i Ryska

Na stacji Parnawa maksimum wynosiło 101 cm (13.00 UTC, 4 grudnia) w momencie przejścia centrum analizowanego niżu przez Zatokę Ryską (dodatnia faza wezbrania). Wiatr w centrum niżu miał zmienne kierunki, był słaby i nie przekraczał na tym akwenie $6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Stacje wodowskazowe Zatoki Fińskiej swoje maksima osiągnęły odpowiednio: Helsinki 52 cm (10.00 UTC, 4 grudnia), Narwa 89 cm (13.00 UTC), Hamina 65 cm (15.00 UTC). Wysokości maksimów, podobnie jak w Bałtyku Północnym, również nie były znaczące, co wiąże się ze słabnącym i wypełniającym się niżem (tab. 8.8, ryc. 8.30).

Zatoka Botnicka

W jeszcze mniejszym stopniu niż w Bałtyku Północnym zareagowały na przejście niżu 3 torem według Schinzego stacje wodowskazowe Zatoki Botnickiej. Maksima tam zarejestrowane wystąpiły później, a sama ich wysokość była niewielka. Jest to zrozumiałe, gdyż Zatoka Botnicka była akwenem najbardziej oddalonym od trasy centrum niżu. I tak w Spikarnie maksimum wysokości wynosiło 41 cm (8.00 UTC, 4 grudnia), w Vaasa 41 cm (12.00 UTC), a w Kemi (Botnik Północny) 32 cm (18.00 UTC) (tab. 8.8).

Podsumowanie sytuacji sztormowych typu mieszanego

Obie analizowane sytuacje sztormowe, (pierwsza z okresu 30 listopada – 2 grudnia 1999 roku oraz druga z okresu 3–4 grudnia 1999 roku), które wystąpiły jedna po drugiej, miały bardzo zbliżony przebieg zmian poziomu morza. Podobieństwo to wyrażało się w głębokich obniżeniach sztormowych w Bałtyku Zachodnim oraz zachodzących w tym samym czasie sporych wezbraniach u północno-wschodnich wybrzeży Bałtyku. Należy jednak zauważyć, że geneza tych sytuacji, czyli charakterystyka przemieszczającego się niżu, była nieco odmienna. Obniżenia i wezbrania poziomu wód w pierwszej sytuacji sztormowej to przede wszystkim wpływ silnego, rozległego i stałego pola wiatrowego, powstałego przez rozległy układ cyklonalny znad Morza Norweskiego i północnej Skandynawii z wiatrem z sektora zachodniego nad całym Bałtykiem. Swój udział ma jednak również wpływ samego niżu, którego duża postępową prędkość $61,2 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ ($17 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), a także znacz-

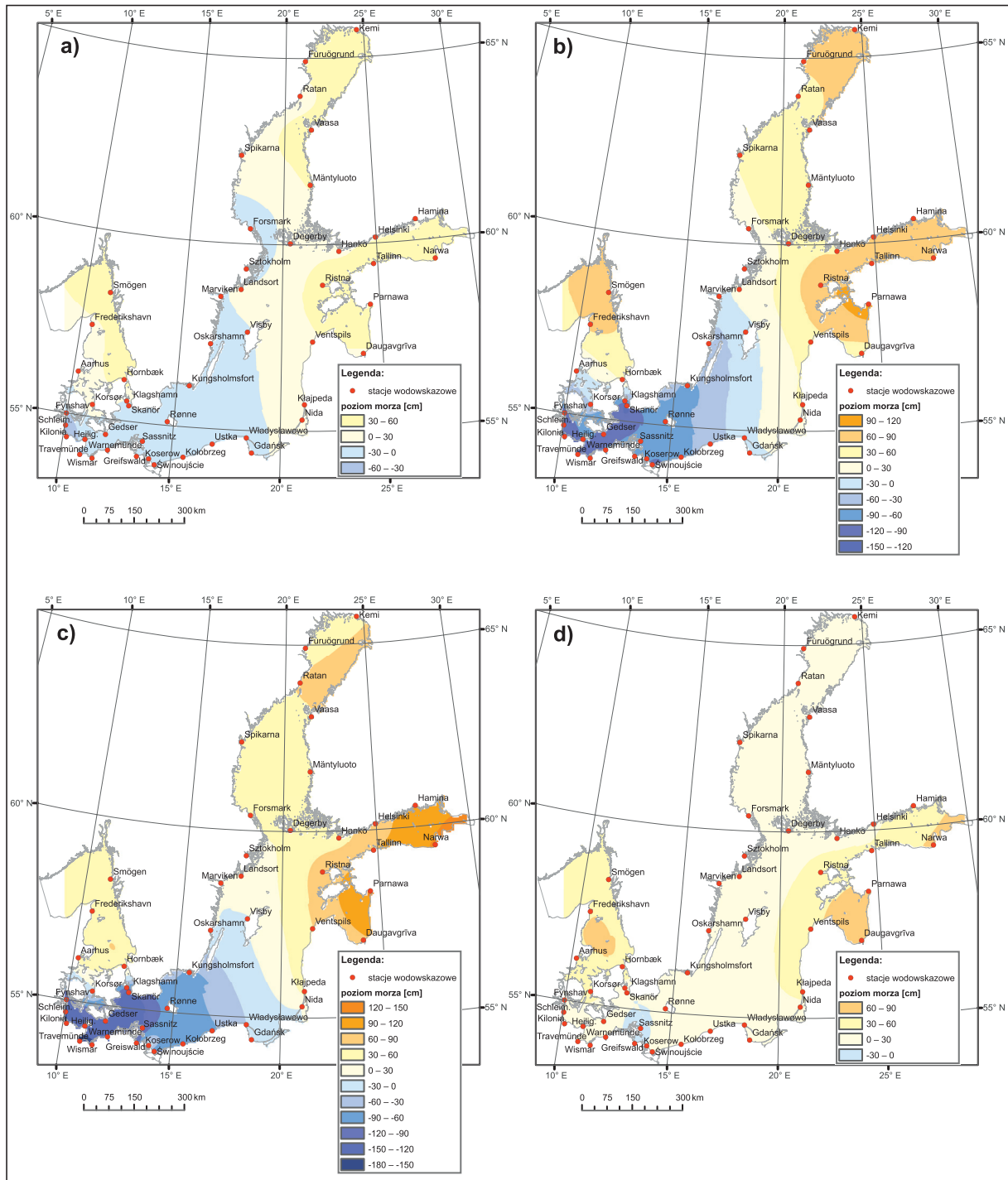
Tabela 8.8. Cechy niżu oraz parametry wezbrania sztormowego z okresu 3–4 grudnia 1999 r. dla reprezentatywnych stacji wodowskazowych Morza Bałtyckiego (poziom morza względem zera NAP)

| Data wezbrania | Stacja | Cechy niżu | | Obszerwany poziom morza | | | | | | ΔH_s [cm] | ΔH_d [cm] | | | | | | | |
|------------------|---------------|-------------|----------------------------|-------------------------|------------|-----------|----------------|--|--------|-------------------|-------------------|------------------------------|--------|--------|----|---|----|-----|
| | | p_i [hPa] | V_L [m·s ⁻¹] | Poziom początkowy [cm] | Maks. [cm] | Min. [cm] | Amplituda [cm] | Maksymalne tempo zmian poziomu morza [cm·h ⁻¹] | | | | Czas trwania poziomu [godz.] | | | | | | |
| | | | | | | | | Przyrost | Spadek | | | \geq | \leq | \leq | | | | |
| 3–4 grudnia 1999 | Aarhus | | | -3 | 135 | -83 | 218 | 40 | 34 | 70 | 100 | 7 | 4 | 5 | 0 | | | |
| | Korsør | | | 1 | 49 | -62 | 111 | 19 | 15 | - | - | - | - | - | - | - | - | |
| | Skånor | | | -20 | 73 | -154 | 227 | 40 | 58 | 1 | - | 1 | - | 12 | 11 | - | - | |
| | Kilonia | | | -31 | 70 | -182 | 252 | 49 | 46 | 1 | 0 | 1 | 0 | 22 | 20 | - | - | |
| | Wisnar | | | -32 | 51 | -190 | 241 | 44 | 26 | - | - | - | - | 18 | 14 | - | - | |
| | Gedser | | | -22 | 56 | -132 | 188 | 36 | 48 | - | - | - | - | 6 | 4 | - | - | |
| | Świnoujście | | | 0 | 39 | -95 | 134 | 18 | 12 | - | - | - | - | 10 | - | - | - | |
| | Kungsholmfort | | | 17 | 66 | -74 | 140 | 27 | 33 | 0 | 0 | 0 | 0 | 2 | 0 | - | - | |
| | Klajpeda | | | 41 | 175 | 33 | 208 | 40 | 35 | 10 | 8 | - | - | - | - | - | - | |
| | Visby | | | 17 | 55 | 6 | 49 | 8 | 8 | - | - | - | - | - | - | - | - | |
| | Parnawa | | | 63 | 101 | 17 | 84 | 22 | 21 | 10 | 2 | - | - | - | - | - | - | |
| | Ristna | | | 38 | 106 | 28 | 78 | 11 | 37 | 8 | 2 | - | - | - | - | - | - | |
| | Sztokholm | | | 4 | 72 | 2 | 70 | 22 | 9 | 8 | - | - | - | - | - | - | - | |
| | Helsinki | | | 30 | 52 | 3 | 49 | 6 | 8 | - | - | - | - | - | - | - | - | |
| | Narwa | | | 49 | 89 | 19 | 70 | 16 | 14 | 6 | - | - | - | - | - | - | - | |
| | Degerby | | | 30 | 71 | 17 | 54 | 5 | 12 | 1 | - | - | - | - | - | - | - | |
| Vaasa | | | 24 | 41 | 10 | 31 | 2 | 5 | - | - | - | - | - | - | - | - | | |
| Kemi | | | 20 | 32 | 14 | 18 | 3 | 5 | - | - | - | - | - | - | - | - | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | 57 | 108 |

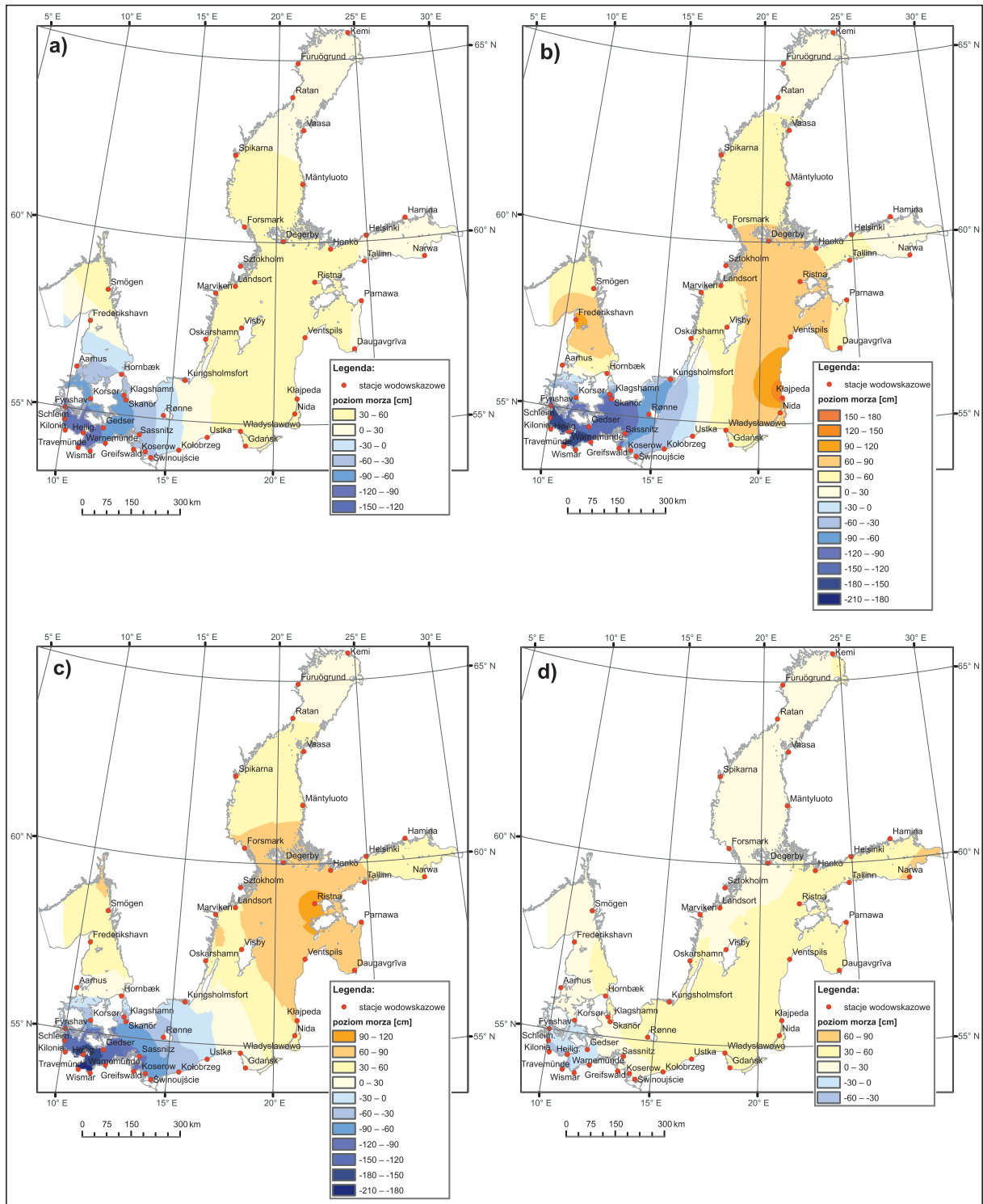
nie obniżone ciśnienie w centrum (954 hPa) świadczą o wpływie podciśnienia na deformacje powierzchni Morza Bałtyckiego. Potwierdzają to wyznaczone w pracy duże wartości wzrostu statycznego $\Delta H_s = 59$ cm i dynamicznego $\Delta H_d = 119$ cm. Jednakże fakt, iż tor niżu przebiegał w oddaleniu od głównych akwenów Bałtyku (II tor według Schinze) nieco osłabiał wpływ podciśnienia na deformacje powierzchni morza. Z tych względów nie można jednoznacznie określić decydującego wpływu wiatru lub podciśnienia na wahania poziomu morza i dlatego zakwalifikowano to wezbranie sztormowe jako typ mieszany. Obraz deformacji powierzchni Bałtyku w tym wezbraniu przedstawiają mapy chwilowych poziomów wód z okresu 30 listopada – 2 grudnia 1999 roku (ryc. 8.32). Na pierwszych trzech mapach (ryc. 8.32a, 8.32b, 8.32c) uwidacznia się pogłębianie niskich poziomów wody w Bałtyku Zachodnim i Południowym oraz wzrost poziomów w Bałtyku Północnym, Zatoce Fińskiej i Ryskiej. O godzinie 7.00 UTC 1 grudnia 1999 roku nastąpiła kulminacja wezbrania i powstała największa w okresie sztormu deformacja powierzchni morza pomiędzy północno-wschodnimi wybrzeżami Bałtyku a Bałtykiem Zachodnim. Wielkość nachylenia powierzchni morza wyniosła wówczas 295 cm (od +125 cm w Parnawie do -170 cm w Travemünde) (ryc. 8.32c). Po tym terminie poziomy wody w Bałtyku zaczęły się wyrównywać (ryc. 8.32d).

Druga sytuacja sztormowa, z 3–4 grudnia 1999 roku, wiąże się z deformacją powierzchni Bałtyku wywołaną przez podciśnienie przemieszczającego się koncentrycznego niżu przez Bałtyk Centralny i Zatokę Ryską. Świadczą o tym obliczone wysokie wartości statycznego i dynamicznego wzrostu poziomu morza (odpowiednio: $\Delta H_s = 57$ cm, $\Delta H_d = 108$ cm) oraz znaczna prędkość postępu niżu $57,6$ km·h⁻¹ (16 m·s⁻¹). Udział wiatru w drugiej sytuacji sztormowej z 3–4 grudnia 1999 był równie ważny, jednakże zaznaczył się wyraźnie tylko w Bałtyku Zachodnim i Południowym (prędkości wiatru przekraczające 25 m·s⁻¹) (ryc. 8.30). Dlatego też należy zaliczyć to wezbranie do typu mieszanego. Obrazy chwilowej deformacji powierzchni Bałtyku w tym wezbraniu przedstawiają mapy chwilowych poziomów wód z 4 grudnia 1999 (ryc. 8.33a, 8.33b). Widać na nich proces pogłębiania się niskich poziomów wód w Bałtyku Zachodnim (w szczególności w Zatoce Wismarskiej) i Bałtyku Południowym. Największe obniżenie sztormowe wystąpiło między godz. 5.00 a 12.00 UTC i był to czas rekordowych najniższych poziomów wód z ostatnich kilkudziesięciu lat dla wielu wodowskazów (Travemünde -192 cm, Wismar -190 cm, Sassnitz -137 cm). Powstałe w tym czasie znaczne nachylenie powierzchni morza wyniosło 366 cm (od +175 cm w Kłajpedzie do -191 cm w Travemünde) (godz. 5.00 UTC, 4 grudnia 1999) (ryc. 8.33b). Po godz. 12 UTC poziom morza w Bałtyku Zachodnim i Południowym zaczął szybko wzrastać (ryc. 8.33c, 8.33d).

Z różnic w charakterystyce i przebiegu układów niskiego ciśnienia dla analizowanych sytuacji sztormowych wynikają lokalne różnice w wielkości ekstremów poziomów wód oraz czasu ich trwania, a także maksymalnego tempa zmian poziomu morza w poszczególnych stacjach wodowskazowych. Dla pierwszego wezbrania sztormowego z 30 listopada – 2 grudnia 1999 roku ekstrema wezbrań i obniżeń poziomu morza były niższe, a czas ich osiągnięcia dłuższy niż w wezbraniu z 3–4 grudnia 1999 roku. Także maksymalne tempo zmian poziomu morza było wolniejsze w wezbraniu pierwszym. Jednym z przykładów jest stacja Kilonia, gdzie maksymalny przyrost poziomu morza wyniósł 29 cm·h⁻¹ w wezbraniu z 30 listopada – 2 grudnia 1999 roku i 49 cm·h⁻¹ w wezbraniu z 3–4 grudnia 1999 (maksymalne spadki wyniosły odpowiednio: 19 i 46 cm·h⁻¹) (tab. 8.7 i 8.8). Te różnice mogą sugerować, iż pierwsza sytuacja sztormowa pod względem genezy była bardziej wiatrowa, a druga z większym udziałem podciśnienia. Jednakże jednoznaczne określenie udziału tych czynników w kształtowaniu powierzchni Bałtyku dla obu wezbrań sztormowych jest trudne. Na różnice w tempie zmian poziomu morza oraz wysokości ekstremów ewidentny wpływ miał za to przebieg torów depresji barycznych. Tor niżu z pierwszej sytuacji (30 listopada – 2 grudnia 1999) był oddalony od głównych akwenów Bałtyku, co doprowadziło do mniejszej dynamiki zmian w poziomie morza i do niższych ekstremów niż w sytuacji drugiej, gdzie tor niżu przebiegał przez Bałtyk Centralny i Zatokę Ryską.



Ryc. 8.32. Obraz chwilowych poziomów wód Morza Bałtyckiego: a) 30 listopada 1999, godz. 18.00 UTC; b) 1 grudnia 1999, godz. 00 UTC; c) 1 grudnia 1999, godz. 7.00 UTC; d) 2 grudnia 1999, godz. 00 UTC



Ryc. 8.33. Obraz chwilowych poziomów wód Morza Bałtyckiego: a) 4 grudnia 1999, godz. 00 UTC; b) 4 grudnia 1999, godz. 5.00 UTC; c) 4 grudnia 1999, godz. 8.00 UTC; d) 4 grudnia 1999, godz. 16.00 UTC

8.3. Ogólne charakterystyki analizowanych sytuacji sztormowych

Z wzajemnego oddziaływania wiatru i podciśnienia, które tworzy poduszkę wodną niżej podczas wezbrań sztormowych, wynikają następujące spostrzeżenia (Wiśniewski, Wolski, 2009a):

1. Rola podciśnienia i wiatru w przebiegu wahań poziomu morza uzależniona jest od cech niżu barycznego, jego intensywności i prędkości przemieszczania się. Głębokie niże baryczne (ciśnienie <980 hPa) przemieszczające się z dużą prędkością ($\geq 16 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) wywołują zniekształcenie powierzchni morza, głównie w wyniku oddziaływania fali barycznej (poduszki wodnej). Przy dużych prędkościach przemieszczania się układu barycznego czas oddziaływania wiatru o danym kierunku jest ograniczony. W takim przypadku energia wiatru wywołuje falowanie i wymieszanie wód, ale nie może stworzyć znacznych spiętrzeń wiatrowych. Natomiast w przypadku płytkich i powolnych układów niżowych (ciśnienie >980 hPa) w przeważającym stopniu na sumaryczny efekt zmiany poziomu morza oddziałuje pole wiatrowe.
2. Znacznie oddziałuje na charakter wahań poziomu morza tor niżu barycznego i jego odległość od wybrzeża. Duży dodatni wpływ fali barycznej występuje wówczas, gdy tor niżu przebiega wzdłuż wybrzeża. Znaczenie mają również warunki lokalne.
3. Podejście grzbietu fali barycznej (faza dodatnia) do wybrzeża zgodne z kierunkiem działania wiatru powoduje wyjątkowo silne wezbrania sztormowe.

Z przeprowadzonych w pracy analiz sytuacji sztormowych wynikają znamienne cechy wezbrania z dominującym udziałem czynnika podciśnienia oraz wezbrania wiatrowego.

Charakterystyki sytuacji sztormowych generowanych podciśnieniem dynamicznego niżu są następujące:

- a) działa mechanizm dynamicznego wychylenia poziomu morza ze stanu równowagi przez mezoskalowy niż baryczny (cyklon); jego oddziaływanie powoduje deformację powierzchni Morza Bałtyckiego poprzez tzw. poduszkę wodną niżej oraz falowy charakter przemieszczania się tego zniekształcenia wzdłuż toru niżu i otaczających akwenów;
- b) o przekroczeniu ekstremów +100 cm względem NAP decyduje wzrost dynamiczny poziomu morza przy mezoskalowych głębokich i szybkich niżach barycznych poruszających się z prędkością około $16 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ i wyższą;
- c) wiatr nie ma dużego znaczenia dla wezbrań typu podciśnieniowego, a najwyżej podtrzymuje wysoki poziom morza;
- d) wezbrania generowane podciśnieniem niżu na stacjach wodowskazowych Bałtyku Zachodniego zaczynają się głębokim obniżeniem poziomu wód;
- e) charakterystycznym zjawiskiem jest efekt przemienności w wahaniami poziomu morza między akwenami południowo-zachodnimi, Bałtykiem Zachodnim (Zatoka Meklemburska, Zatoka Kilońska), Cieśninami Duńskimi, a akwenami północno-wschodnimi Morza Bałtyckiego (Bałtyk Północny, Zatoka Ryska z Zatoką Parnawską, Zatoka Fińska, Zatoka Botnicka); mezoskalowy niż jednocześnie obniża poziom morza na południu, a podnosi na północy, aby za kilka lub kilkanaście godzin obrócić pochylenie zwierciadła Morza Bałtyckiego; te ruchy mas wodnych można nazwać sejszopodobnymi wahaniami całego Bałtyku (ryc. 8.17–8.20, ryc. 8.22–8.24, ryc. 8.26–8.28);
- f) najbardziej ekstremalne niskie poziomy wód Bałtyku występują w czasie obniżenia sztormowych w Bałtyku Zachodnim podczas cyrkulacji zachodnich, a ich geneza związana jest z głębokimi niżami barycznymi;
- g) niewielki zakres wahań poziomu morza (20–50 cm) stacji Visby (Bałtyk Centralny) podczas sytuacji sztormowych potwierdza, że wodowskaz ten leży na linii węzłowej sejszy bałtyckiej; tej

- linii przypisane są teoretycznie prądy, które są zmienne co do kierunku i prędkości; może to być poprawna hipoteza dla przyszlých badań sejszy na Morzu Bałtyckim;
- h) maksymalne tempo zmian poziomu morza w przypadku spiętrzeń wywołanych dynamicznym niżem wynosi średnio między 10 a 40 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$ lub więcej; najszybsze wzrosty i spadki poziomu morza występują na wodowskazach zlokalizowanych w zatokach oraz cieśninach; rekordowe tempo wzrostu poziomu morza dla Bałtyku zarejestrowano dla wodowskazu Parnawa (Zatoka Parnawska, odnoga Zatoki Ryskiej) i wyniosło ono 102 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$ (18.10.1967), a najwyższe tempo spadku to 110 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$, osiągnięte zostało podczas tego samego wezbrania, również na stacji Parnawa;
- i) w przypadku zachodniej cyrkulacji atmosferycznej, kiedy głębokie niże baryczne przechodzą przez Bałtyk z zachodu na wschód (II, III i IV tor niżu według Schinzege lub ich modyfikacje), czas trwania wysokich poziomów wód (≥ 70 cm względem zera NAP) podczas wezbrań sztormowych jest na ogół kilkakrotnie dłuższy na północnych i wschodnich wybrzeżach Bałtyku w porównaniu z wybrzeżami południowo-zachodnimi i wynosi średnio od 25 do 90 godzin, a dla bardzo wysokich poziomów (≥ 100 cm względem zera NAP) czas ten wynosi od 5 do 30 godzin; natomiast dla Bałtyku Zachodniego, Bałtyku Południowego czy Cieśnin Duńskich czas utrzymywania się wysokich poziomów wód ≥ 70 cm to zakres od kilku do kilkunastu godzin (średnio od 5 do 15 godzin,) a dla bardzo wysokich poziomów ≥ 100 cm czas ten wynosi średnio do 5 godzin;
- j) najwyższe poziomy wód oraz najniebezpieczniejsze wezbrania sztormowe występują przy wysokim poziomie początkowym – poziomie napełnienia Bałtyku ≥ 50 cm.

Charakterystyki sytuacji sztormowych typu wiatrowego są następujące:

- wezbrania sztormowe typu wiatrowego trwają stosunkowo długo (dwie, trzy doby); podczas tego okresu następuje przeniesienie masy wód przez prądy dryfowe tworzące tzw. spiętrzenie wiatrowe u wybrzeży,
- maksymalne tempo zmian poziomu morza jest z reguły niższe niż w wypadku spiętrzeń wywołanych dynamicznym niżem i wynosi średnio między 5 a 25 $\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$, przy czym tempo spadku poziomu morza jest najczęściej nieco wolniejsze niż tempo wzrostu (grawitacyjne opadanie),
- w przypadku wschodniej czy północnej cyrkulacji atmosferycznej i istnienia rozbudowanego układu antycyklonalnego nad Skandynawią lub zachodnią Rosją wezbrania sztormowe pojawiają się wyłącznie w południowo-zachodnich akwenach Bałtyku; wówczas stacje wodowskazowe tych akwenów nie rejestrują obniżen poziomu morza, czyli niskich poziomów wód związanych z ujemną fazą wezbrania, natomiast czas trwania wysokich poziomów wód (≥ 70 cm względem zera NAP) dla wodowskazów Bałtyku Zachodniego, Południowego czy Cieśnin Duńskich wynosi od 15 do 50 godzin, a dla bardzo wysokich poziomów ≥ 100 cm od 5 do 25 godzin,
- przy wezbraniach typu wiatrowego dla danego wodowskazu większy udział w osiągnięciu maksimum poziomu morza wezbrania sztormowego ma kierunek wiatru aniżeli jego prędkość; słabszy wiatr wiejący bardziej prostopadle do brzegu będzie powodował wyższe spiętrzenie wiatrowe i osiągnie szybciej maksimum aniżeli silniejszy wiatr wiejący do wybrzeża pod mniejszym kątem (przykład wodowskazu Wismar dla sytuacji ze stycznia 1987 i listopada 1995, ryc. 8.8 i ryc. 8.12).

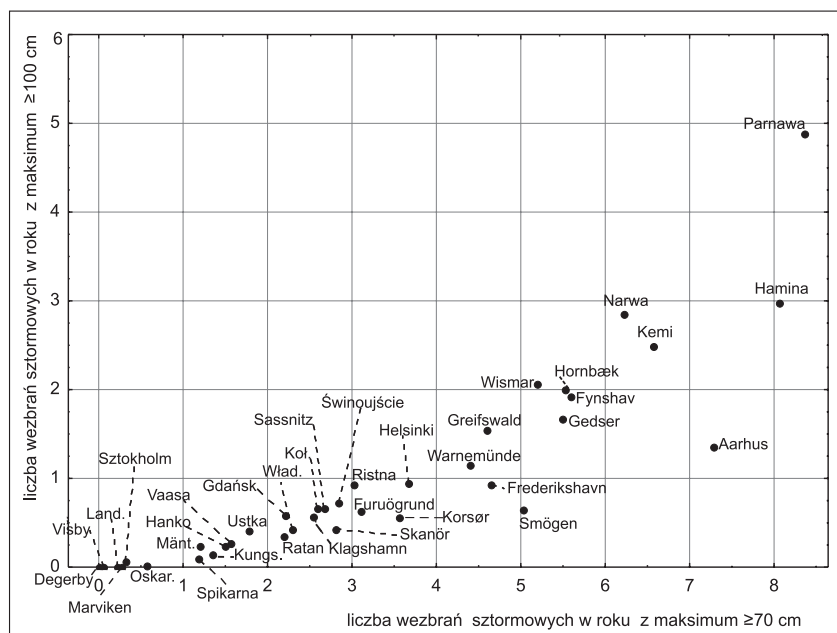
Podczas wezbrań sztormowych, które swym zasięgiem objęły cały Bałtyk, największe amplitudy wahań poziomu morza mają wodowskazy Bałtyku Zachodniego (Wismar, Kilonia, Gedser, Warnemünde, Fynshav, Skänor, Świnoujście). Wielkości amplitud w tych wodowskazach przekraczały 220 cm. Te duże zróżnicowania w poziomach wód osiągane są w czasie krótszym niż 24 godziny. Za

ten obraz gwałtownych i ekstremalnych wahań poziomu morza w Bałtyku Zachodnim odpowiada nie tylko cechy niżu barycznego (z ujemną i dodatnią fazą wezbrania), ale również stosunki batymetryczne tego akwenu Bałtyku. Stosunkowo niewielkie głębokości (przeważnie poniżej 20 m) zatok Bałtyku Zachodniego – Zatoki Pomorskiej, Zatoki Meklemburskiej czy Zatoki Kilońskiej oraz ujścia Sundu i ujścia Małego Bełtu wpływają na znaczną dynamikę wód. Płytke akweny morskie podczas wezbrań sztormowych stosunkowo szybko się napełniają, ale również szybko oddają wodę w porównaniu z głębszymi akwenami otwartych wód Bałtyku (Bałtyk właściwy).

Amplitudy sztormowych wahań poziomu morza dla wodowskazów północno-wschodnich wybrzeży Bałtyku przekraczały wysokość 150 cm i były to stacje zlokalizowane w głębi zatok: Helsinki, Hamina, Narwa, Kemi, a także stacja Parnawa, gdzie amplitudy przekraczały 200 cm. Niższe amplitudy wahań w porównaniu z Bałtykiem Zachodnim wynikają z występowania tylko jednej, dodatniej fazy wezbrania dla północno-wschodnich akwenów (gwałtowny wzrost do wysokiego maksimum i opadanie wód – grawitacyjne lub z udziałem wiatru do poziomów średnich). Jest to spowodowane tym, iż w momencie osiągnięcia maksimum poziomu morza na północno-wschodnich akwenach niż baryczny wchodził na ląd i później już nie oddziaływał znacząco na powierzchnię morza.

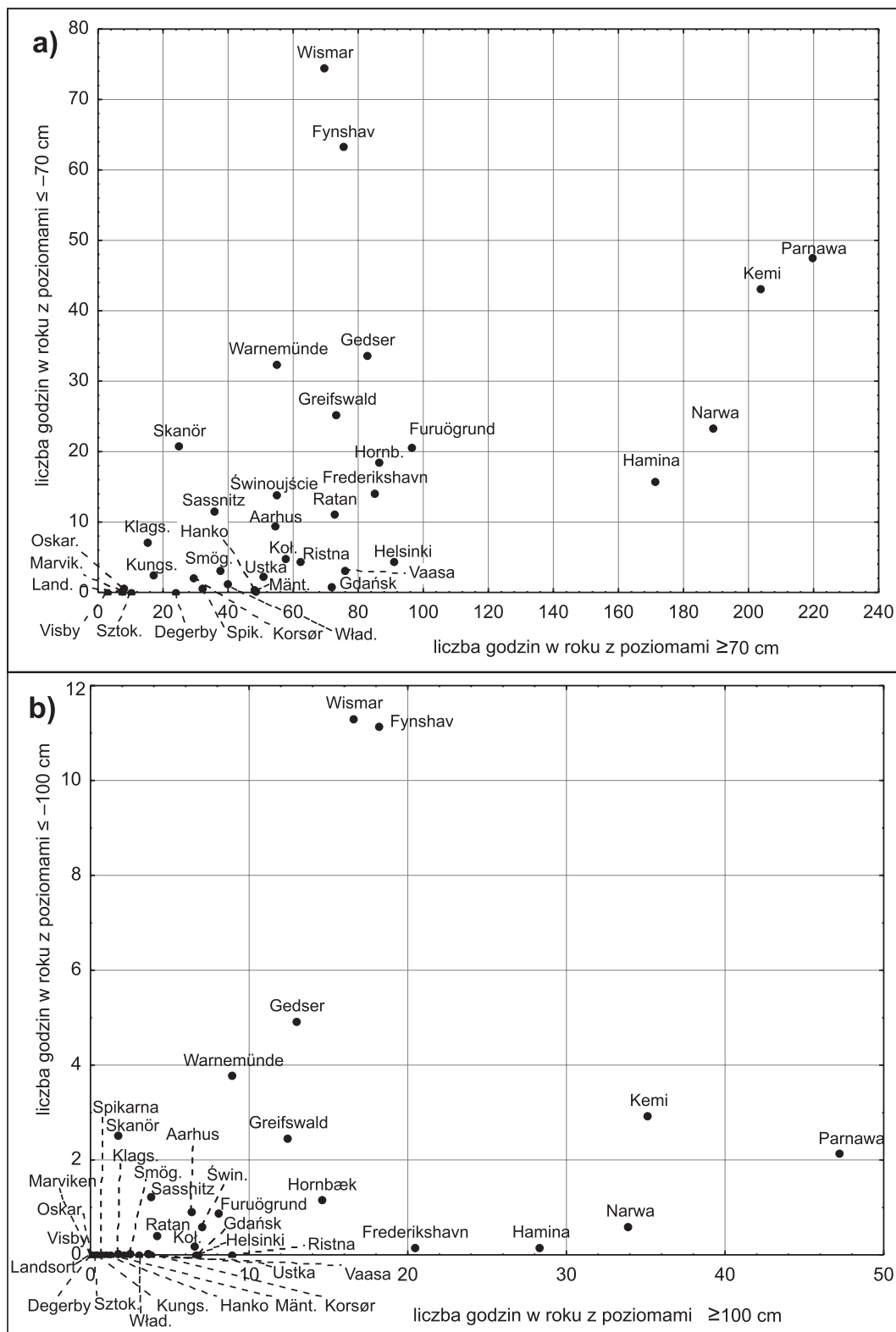
9. Zróznicowanie podatności akwenów Morza Bałtyckiego na występowanie ekstremalnych poziomów wód

Niniejszy rozdział nawiązuje do geograficznego wzorca rozmieszczenia poziomów wód wzdłuż wybrzeży Morza Bałtyckiego (podr. 6.3). Przedstawiono w nim nie tylko zróżnicowanie w występowaniu ekstremalnych poziomów morza, ale starano się w nim również zaprezentować specyfikę poszczególnych akwenów pod kątem ekspozycji wybrzeży względem kierunku niebezpiecznych torów niżów barycznych, stosunków batymetrycznych poszczególnych akwenów, a także ich usytuowania względem otwartych wód Bałtyku (Bałtyk właściwy). Do określenia stopnia podatności akwenów Morza Bałtyckiego na poziomy ekstremalne zastosowano dla każdego z 37 wodowskazów takie parametry jak: liczba godzin z poziomami ekstremalnymi średnio w roku, liczba wezbrań sztormowych średnio w roku, poziom maksymalny i minimalny oraz poziom wody stuletniej maksymalnej i minimalnej w wieloleciu 1960–2010. Parametry te zwizualizowano na rycinach 9.1–9.3 oraz zestawiono w tabelach 9.1–9.6. Zaprezentowane ryciny i tabele potwierdzają założenia geograficznego wzorca rozmieszczenia ekstremalnych poziomów wód z wielolecia (podr. 6.3). Najwyższe ekstremalne poziomy morza występują w największym nasileniu w najbardziej wewnętrznych częściach wielkich zatok północno-wschodniego wybrzeża Bałtyku – Zatoki Fińskiej, Zatoki Ryskiej i Zatoki Botnickiej. Akweny Bałtyku Zachodniego, a w szczególności Zatoka Meklemburska i Kiłońska, należą do obszarów o najgłębszych obniżeniach sztormowych i najczęstszych niskich i bardzo niskich poziomach morza. Szwedzkie wybrzeże Bałtyku Centralnego i Północnego to akweny najmniej narażone na ekstremalne, zarówno wysokie, jak i niskie poziomy morza (ryc. 9.1–9.3).



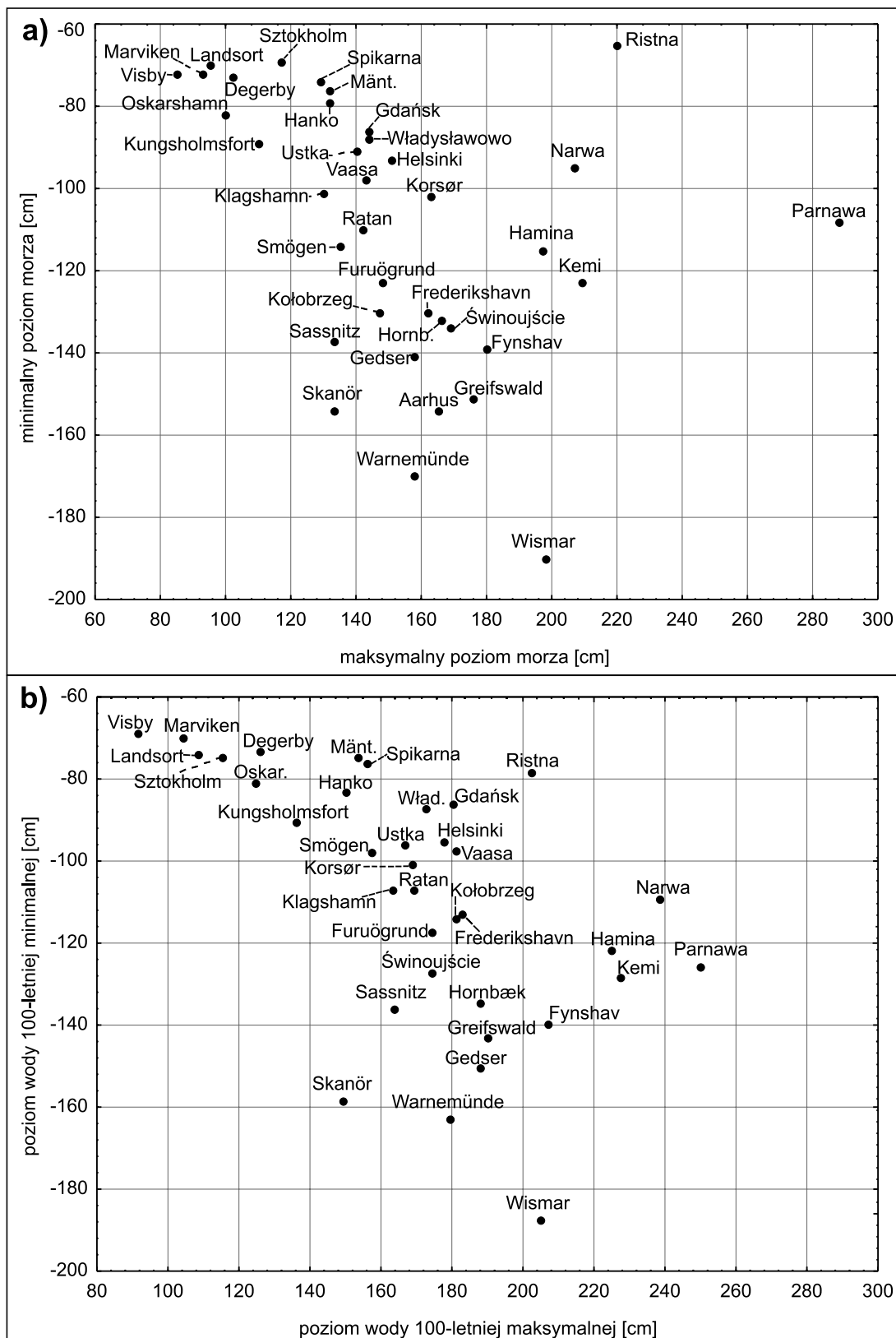
* skrócone nazwy wodowskazów: Land. – Landsort, Oskar. – Oskarshamn, Mänt. – Mäntyluoto, Kungs. – Kungsholmsfort, Wlad. – Władysławowo, Koł. – Kołobrzeg

Ryc. 9.1. Liczba wezbrań sztormowych w roku z osiągniętym maksimum poziomu morza ≥ 70 cm oraz ≥ 100 cm względem zera NAP dla wodowskazów Morza Bałtyckiego (średnie roczne wyznaczone z wielolecia 1960–2010)



* skrócone nazwy wodowskazów: Oskar. – Oskarshamn, Marvik. – Marviken, Land. – Landsort, Sztok. – Sztokholm, Klags. – Klagshamn, Kungs. – Kungsholmsfort, Spik. – Spikarna, Smög. – Smögen, Mänt. – Mäntyluoto, Kol. – Kołobrzeg, Hornb. – Hornbæk, Wład. – Władysławowo, Świn. – Świnoujście

Ryc. 9.2. Liczba godzin w roku z ekstremalnymi poziomami morza dla wodowskazów Morza Bałtyckiego (średnie roczne wyznaczone z wielolecia 1960–2010), a) liczba godzin z wysokimi (≥ 70 cm) i niskimi (≤ -70 cm) poziomami morza, b) liczba godzin z bardzo wysokimi (≥ 100 cm) i bardzo niskimi (≤ -100 cm) poziomami morza



* skrócone nazwy wodowskazów: Mänt. – Mäntyluoto, Hornb. – Hornbæk, Wład. – Władystawowo, Oskar. – Oskarshamn

Ryc. 9.3. Ekstremalne poziomy morza dla wodowskazów Morza Bałtyckiego w wieloleciu 1960–2010, a) poziom maksymalny i minimalny morza, b) poziom wody stuletniej maksymalnej i minimalnej, (poziomy morza względem zera NAP)

9.1. Akweny szczególnie narażone na ekstremalne wysokie poziomy morza

9.1.1. Zatoka Fińska

Zatoka Fińska o obszarze 29 551 km² i objętości wód 907 km³ pod względem hydrograficznym jest przedłużeniem Bałtyku właściwego (brak rozgraniczających progów podwodnych z Basenem Północnogotlandzkim) (podr. 2.2). Urozmaicona linia brzegowa zatoki oraz zróżnicowane głębokości malejące w kierunku wschodnim sprzyjają intensywnym warunkom mieszania hydrodynamicznego, które przejawiają się głównie jako rezultat wymuszonych meteorologicznie wahań poziomu morza, przybrzeżnych prądów, upwellingu oraz wysokiego falowania (Soomere i in., 2009; Suursaar, 2010). Silny wpływ aktywnych niżów, a także reżim wiatru oraz południowo-zachodnia ekspozycja wybrzeży zatoki są głównymi czynnikami tworzącymi lokalne wahania poziomu morza. Najniebezpieczniejsze kierunki przemieszczania niżów wywołujących ekstremalne poziomy wód w zatoce to kierunki z SW na NE i ENE (Averkiev, Klevanny, 2010). Przejście niżu Gudrun w styczniu 2005 roku przez Zatokę Fińską w kierunku wschodnio-północno-wschodnim wywołało rekordowe maksima poziomu wód dla Helsinek (151 cm), Haminy (197 cm) oraz Narwy (207 cm) (sytuacja sztormowa opisana w rozdz. 8). W Zatoce Fińskiej ekstrema poziomu morza wzrastają z zachodu na wschód, co wiąże się z efektem zatokowym (ryc. 6.9b, ryc. 6.12b). Stacje wodowskazowe leżące we wschodniej części zatoki posiadają jedną z największych na Bałtyku liczbę godzin wystąpienia wysokich (≥ 70 cm) i bardzo wysokich (≥ 100 cm) poziomów morza w roku (odpowiednio 189 i 34 godziny w Narwie oraz 171 i 28 godzin w Haminie) (tab. 9.1, ryc. 9.2). Stacje te charakteryzują się również największą (poza Parnawą w Zatoce Ryskiej) liczbą wezbrań sztormowych z osiągniętym maksimum ≥ 100 cm na Bałtyku (średnio trzy w ciągu roku) oraz najwyższą wysokością wody stuletniej maksymalnej (Hamina 225 cm, Narwa 238 cm) (tab. 9.1, ryc. 9.1, 9.3). Konfiguracja linii brzegowej oraz topografii dna powoduje występowanie charakterystycznych harmonicznym wahań poziomów morza pomiędzy północnymi a południowymi wybrzeżami Zatoki Fińskiej podczas wezbrań sztormowych (przykłady sytuacji sztormowych z 1967, 1983 i 1999 roku – opisane w rozdziale 8). Zamknięty płytki wschodni koniec Zatoki Fińskiej ma największą zmienność poziomu wody w całym Morzu Bałtyckim, która przekracza 5 m. W Sankt Petersburgu w ujściu Newy w 1824 roku zarejestrowano najwyższy poziom morza na Bałtyku (421 cm powyżej zera wodowskazu) (Soomere i in., 2009; Suursaar, 2010).

Tabela 9.1. Parametry ekstremalnych poziomów morza dla wodowskazów Zatoki Fińskiej (poziomy morza względem zera NAP)

| Wodowskaz | Liczba godzin w roku z poziomami*: | | | | Liczba wezbrań sztormowych w roku z maksimum*: | | Wysokość wody stuletniej [cm] | |
|-----------|------------------------------------|---------------------------|-----------------------|---------------------------|--|---------------|-------------------------------|--------|
| | wysokimi ≥ 70 cm | b. wysokimi ≥ 100 cm | niskimi ≤ -70 cm | b. niskimi ≤ -100 cm | ≥ 70 cm | ≥ 100 cm | maks. | min. |
| | Helsinki | 90,7 | 6,6 | 4,4 | 0,0 | 3,7 | 0,9 | 177,6 |
| Hamina | 171,1 | 28,2 | 15,8 | 0,2 | 8,1 | 3,0 | 225,0 | -121,9 |
| Narwa | 189,0 | 33,9 | 23,4 | 0,6 | 6,2 | 2,8 | 238,6 | -109,2 |

*wartości średnie roczne wyznaczone z wielolecia 1960–2010 (również w tab. 9.2–9.8)

9.1.2. Zatoka Ryska wraz z Zatoką Parnawską

Zatoka Ryska o powierzchni 18 793 km² i średniej głębokości wód 23 m, leżąca na wschodnich wybrzeżach Morza Bałtyckiego, jest akwenem częściowo odizolowanym od otwartych wód Bałtyku (Basen Gotlandzki). Wynika to z obecności wysp Hiiumy i Saremy na północnym zachodzie i zachodzie tej zatoki (ryc. 2.3, rozdz. 2.2). Wymiana wód zatoki z Bałtykiem właściwym odbywa się za pośrednictwem dwóch cieśnin – zlokalizowanej na południu od Saremy cieśniny Irba i na wschód od tej wyspy cieśniny Suur. Badania Suursaara i Kullasa (2006) modelem hydrodynamicznym 2D wykazały, iż niewielki wzrost prędkości wiatru w obszarze zatoki prowadzi do zwiększonej wymiany wody przez cieśniny, wzmocnienia obiegu wody w głównym basenie zatoki oraz uwydatnienia upwellingu i downwellingu w Zatoce Ryskiej. Wzrost prędkości zachodniego wiatru o 2 m·s⁻¹ powoduje wzrost średniego poziomu morza w zatoce od 2 do 5 cm (Suursaar, Kullas, 2006). Biorąc pod uwagę niewielkie głębokości Zatoki Ryskiej, rzędu 20–40 m, i półzamknięty charakter wymiany wód z otwartym Bałtykiem, wezbrania sztormowe związane z przejściem głębokich niżów z kierunku zachodniego i południowo-zachodniego są szczególnie niebezpieczne dla tego akwenu (Suursaar i in., 2006b, 2009).

Zatoka Parnawska jest niewielkim (411 km² powierzchni), wąskim i bardzo płytkim akwenem (średnia głębokość 4,7 m, maksymalna 8 m), położonym w północno-wschodniej części Zatoki Ryskiej (Aun, 1999). Jest równocześnie akwenem o najbardziej niebezpiecznych wezbraniach sztormowych i najwyższych poziomach morza wzdłuż wybrzeży Bałtyku w okresie 1960–2010 (ryc. 9.1–9.3). Stacja Parnawa zlokalizowana w tej zatoce osiągnęła najwyższe maksima poziomu wód podczas dwóch największych z ostatnich 51 lat wezbrań sztormowych ze stycznia 2005 roku (288 cm) i października 1967 roku (264 cm). W kolejnych dużych wezbraniach z listopada 2001 roku (maksimum 171 cm), stycznia 1983 roku (maksimum 133 cm) i grudnia 1999 roku (maksimum 125 cm) wodowskaz Parnawa zarejestrował drugą w kolejności największą wysokość poziomu morza wśród analizowanych wodowskazów bałtyckich. Dla wszystkich wymienionych sytuacji sztormowych (poza wezbraniem z listopada 2001 roku) wodowskaz Parnawa zarejestrował najdłuższy na całym Bałtyku czas trwania wysokich poziomów morza ≥ 70 cm, który przekraczał 90 godzin (sytuacje ze stycznia 1983 i 2005 roku). W analizie całego okresu 1960–2010 stacja Parnawa ma największą na całym Bałtyku średnią w roku liczbę godzin z wysokimi i bardzo wysokimi poziomami morza (odpowiednio 219 i 47 w roku), najwyższą liczbę wezbrań sztormowych w roku (średnio osiem), a także najwyższy poziom wody stuletniej (250 cm) (ryc. 9.1–9.3, tab. 9.2). Te ekstrema wynikają ze specyfiki batymetrycznej i morfologicznej Zatoki Parnawskiej. Wodowskaz i port Parnawa (est. Pärnu) leży na krańcu płytkiej i wąskiej zatoki, która jest wyeksponowana na południowy zachód, czyli w kierunku torów niebezpiecznych cyklonów i na kierunku przeważających wiatrów (Suursaar i in., 2009; Post, Kõuts, 2014).

Badania Suursaar i in. (2003, 2006b) modelem hydrodynamicznym określiły dla Zatoki Parnawskiej kierunek wiatru 220° jako najbardziej efektywny dla wzrostu poziomu morza. Ponadto autorzy tych badań wykazali, wykorzystując różne warianty symulacji, że Zatoka Parnawska ma najbardziej korzystne warunki na wzmocnienie drgań harmonicznym poziomu morza wśród zatok zachodnich wybrzeży Estonii podczas wezbrań sztormowych. Harmoniczne wahania poziomów morza dla wodowskazu Parnawa uwydatniły się podczas sytuacji sztormowych z 1967, 1983 i 1999 roku opisanych w niniejszej pracy (rozdz. 8). Według badań Suursaar i in. (2003, 2006b) przyrost szybkości wiatru o 1 m·s⁻¹ daje o 20 cm wyższy poziom morza w Zatoce Parnawskiej. Biorąc pod uwagę trwałą prędkość wiatru 30 m·s⁻¹, kierunek wiatru SW oraz wyjściowy poziom morza 70 cm, to maksymalny poziom wody w Parnawie może osiągnąć nawet 310 cm. Warto jednak podkreślić, że autorzy badań modelowych nie uwzględnili czynnika podciśnienia aktywnego niżu, który przemieszałby się ze znaczną prędkością (≥ 16 m·s⁻¹). Jak już wcześniej wykazano, przy dy-

namicznym układzie barycznym czas oddziaływania wiatru w danym kierunku jest ograniczony, a wówczas energia wiatru wpływa na procesy falowania i mieszania wód i niekonięcznie powoduje znaczne ekstrema poziomów wód.

Tabela 9.2. Parametry ekstremalnych poziomów morza dla wodowskazu Zatoki Parnawskiej (poziomy morza względem zera NAP)

| Wodowskaz | Liczba godzin w roku z poziomami: | | | | Liczba wezbrań sztormowych w roku z maksimum: | | Wysokość wody stuletniej [cm] | |
|-----------|-----------------------------------|---------------------------|-----------------------|---------------------------|---|---------------|-------------------------------|-------|
| | wysokimi ≥ 70 cm | b. wysokimi ≥ 100 cm | niskimi ≤ -70 cm | b. niskimi ≤ -100 cm | ≥ 70 cm | ≥ 100 cm | maks. | min. |
| | Parnawa | 219,4 | 47,2 | 47,5 | 2,1 | 8,4 | 4,9 | 249,7 |

9.1.3. Botnik Północny

Botnik Północny położony w północnej części Zatoki Botnickiej jest akwenem o powierzchni 37 227 km² i zróżnicowanych głębokościach, ze średnią głębokością wynoszącą 41 m (podr. 2.2). Botnik Północny jest kolejnym – po Zatoce Ryskiej i Zatoce Fińskiej – akwenem o najwyższych ekstremalnych poziomach morza (ryc. 9.3). Akwen ten jest znacznie oddalony od otwartych wód Bałtyku (ponad 350 km), które zasilają Botnik Północny poprzez wody Botnika Południowego (Łomniewski i in., 1975). Mimo tych znacznych odległości parametry ilościowe występowania ekstremalnych poziomów morza dla wodowskazu Kemi, położonego w najbardziej wewnętrznej części Zatoki Botnickiej, są porównywalne do wodowskazów Hamina czy Narwa, położonych we wschodniej części Zatoki Fińskiej, oraz wodowskazu Parnawa w Zatoce Ryskiej. Kemi charakteryzuje się zarówno dużą liczbą godzin wysokich i bardzo wysokich poziomów morza (odpowiednio 204 i 35 godzin średnio w roku), jak również dużą liczbą godzin niskich i bardzo niskich poziomów morza (odpowiednio 43 i 3 godziny średnio w roku) (tab. 9.3, ryc. 9.2). Powyższymi parametrami ustępuje tylko stacji Parnawa. Tak znaczna częstotliwość niskich poziomów morza w Kemi i w Parnawie w porównaniu z Haminą czy Narwą w Zatoce Fińskiej wynika z płytszego dna w końcowych częściach Zatok Botnickiej i Parnawskiej, gdzie zlokalizowane są stacje pomiarowe. Akwen północnej części Botnika Północnego to przeważnie płycizny nieprzekraczające 10 m. Podobieństwem Botnika Północnego do Zatoki Fińskiej jest wzrost wysokości ekstremów poziomów morza od wejścia do zatoki (Kvarken Północny, wodowskaz Vaasa) przez środkowe części zatoki (wodowskazy: Ratan i Furuögrund) aż do Kemi (ryc. 6.9a w podr. 6.3).

Tabela 9.3. Parametry ekstremalnych poziomów morza dla wodowskazów Botnika Północnego (poziomy morza względem zera NAP)

| Wodowskaz | Liczba godzin w roku z poziomami: | | | | Liczba wezbrań sztormowych w roku z maksimum: | | Wysokość wody stuletniej [cm] | |
|------------|-----------------------------------|---------------------------|-----------------------|---------------------------|---|---------------|-------------------------------|--------|
| | wysokimi ≥ 70 cm | b. wysokimi ≥ 100 cm | niskimi ≤ -70 cm | b. niskimi ≤ -100 cm | ≥ 70 cm | ≥ 100 cm | maks. | min. |
| | Ratan | 72,4 | 4,2 | 11,1 | 0,4 | 2,2 | 0,4 | 169,2 |
| Furuögrund | 96,1 | 8,0 | 20,7 | 0,9 | 3,1 | 0,6 | 174,3 | -117,3 |
| Kemi | 203,6 | 35,1 | 43,2 | 2,9 | 6,6 | 2,5 | 227,2 | -128,3 |
| Vaasa | 75,6 | 2,0 | 3,2 | 0,0 | 1,6 | 0,3 | 181,2 | -97,5 |

9.2. Akweny o najgłębszych obniżeniach sztormowych i najczęstszych niskich poziomach morza – Zatoka Kilońska i Zatoka Meklemburska

Zachodnia część Bałtyku jest ukształtowana jak zatoka rozszerzająca się z południowego zachodu (Zatoka Kilońska i Zatoka Meklemburska) na północny wschód do przylądka Arkona na Rugii (Sztobryn i in., 2009). Prawdopodobieństwo występowania ekstremalnych zdarzeń poziomu morza w tym obszarze zmniejsza się z zachodu na wschód (ryc. 6.12c). Jednym z głównych powodów tego zjawiska jest wielkość obszaru otwartej wody względem długości wybrzeża i zwężenie oraz wypływanie zatoki w kierunku zachodnim. Jest to opisany już w niniejszej pracy tzw. efekt zatokowy (podr. 6.3).

Według Tiesela (2008), współautora monografii „State and Evolution of the Baltic Sea”, dla wybrzeży Bałtyku Zachodniego podstawowe znaczenie dla tworzenia wezbrań sztormowych mają przede wszystkim dwie szczególnie wyraźne sytuacje: północno-zachodnia oraz północno-wschodnia. W sytuacji północno-zachodniej głębokie układy niżowe przechodzą z południowej Skandynawii do północnej Polski na północ od niemieckiego wybrzeża. Tiesel (2008) oraz Sztobryn, Stigge i in. (2005) twierdzą, iż związany z tym niżem system frontowych wiatrów najpierw spiętrza wody na otwartym morzu (wiatry odlądowe, południowo-wschodnie do południowo-zachodnich), a następnie północno-zachodnie wiatry z tylnej części niżu spychają te masy wodne z powrotem na wybrzeże. Wiatr z północnego-zachodu dochodzący do wybrzeża jest szczególnie silny, ponieważ ścieżka wiatru nad otwartym morzem jest znacznie wydłużona (Flensburg – Zatoka Kilońska – Belt Fehmarn – Zatoka Meklemburska). Ten specyficzny wiatr nosi nazwę „Warnemünder wind”. Północno-zachodnie wezbranie sztormowe trwa zwykle krótko, jednak fale sztormowe słabną dopiero po pewnym czasie od przejścia niżu (Tiesel, 2008). Według Sztobryn, Stigge i in. (2005) sytuacja północno-zachodnia wystąpiła w około 55% przypadków wszystkich wezbrań sztormowych wyodrębnionych w obszarze południowo-zachodniego Bałtyku. Natomiast północno-wschodnie wezbranie sztormowe jest zwykle bardziej niebezpieczne dla Bałtyku Zachodniego (Tiesel, 2008). Trwa ono dłużej i jest związane z rozbudowanym układem wyżowym ponad Skandynawią. Na skutek dużego gradientu ciśnienia na peryferiach tego wyżu i przybyłego nad Bałtyk niżu tworzy się i rozwija w dłuższym czasie północno-wschodnie pole wiatru, które może obejmować swym zakresem cały Bałtyk od Sankt Petersburga do Lubeki. Ta sytuacja meteorologiczna oprócz długotrwałych wezbrań sztormowych oraz rozwiniętego pola falowego przynosi jeszcze na niemieckie wybrzeże katastrofalne opady (Tiesel, 2008).

Sytuację północno-wschodnią opisano w niniejszej pracy dla stycznia 1987 i listopada 1995 roku (rozdz. 8) i uznano w niej główny udział wiatru w kształtowaniu się spiętrzenia sztormowego, potwierdzając interpretację genezy wezbrania ujętą w pracy Tiesela (2008) czy w pracy Sztobryn, Stigge i in. (2005). Natomiast przy charakterystyce sytuacji północno-zachodniej autorzy powyższych prac nie uwzględniają czynnika podciśnienia przemieszczającego się niżu i przedkładają nadrzędną rolę wiatru w kształtowaniu ekstremów poziomów morza. Jest ona zasadna tylko w przypadku wolnego przemieszczania się niżu, tak jak zaprezentowano w niniejszej pracy dla sytuacji ze stycznia 1983 roku, kiedy to czas działania wiatru był długi. Wtedy to stabilny północno-zachodni wiatr odegrał główną, choć nie wyłączną rolę w kształtowaniu się ekstremów dla wodowskazów Bałtyku Zachodniego (ryc. 8.4).

Zatoki Meklemburska i Kilońska są akwenami Bałtyku o najgłębszych obniżeniach sztormowych oraz najczęstszych i najdłuższych, niskich i bardzo niskich poziomach morza (tab. 9.4, ryc. 9.2–9.3). Ekspozycja tych zatok na wschód sprzyja „wyprowadzaniu” wód z niemieckich zatok przez szybko przemieszczający się mezoskalowy niż z południowego zachodu na północny wschód przez Bałtyk. Podciśnienie przemieszczającego się niżu tworzy poduszkę wodną, która

wraz z systemem wiatru „zabiera wody” z Bałtyku Zachodniego (ujemna faza powodująca obniżenia sztormowe) i spiętrza wody w północnych i wschodnich akwenach Bałtyku. Ma to swoje uwarunkowanie w stosunkach batymetrycznych Zatoki Kilońskiej i Meklemburskiej. Przy bardzo niewielkich głębokościach (średnia 16 m) i skrajnie małej objętości wód w porównaniu z pozostałymi akwenami Bałtyku (odpowiednio 56 km³ i 75 km³ – tab. 2.1, ryc. 2.3) proces wymiany wód (opróżniania lub napełniania zatok) przez przez Bełt Fehmarn, ponad płytkim progiem Darss, w czasie sytuacji sztormowej jest bardzo dynamiczny. Dlatego właśnie przy przeważającym kierunku wędrowek niżów z południowego zachodu na północny wschód Bałtyk Zachodni będzie wyróżniał się jako akwen o najgłębszych i najczęstszych obniżeniach poziomu wód w całym obszarze Morza Bałtyckiego. Największa liczba godzin w roku z poziomami niskimi i bardzo niskimi przypada na stacje Wismar (odpowiednio 74,5 i 11 godzin) oraz Fynshav (odpowiednio 63 i 11 godzin) (tab. 9.4, ryc. 9.2).

Akwen Bałtyku Zachodniego, a w szczególności zatoki Kilońska i Magdeburgska, jest na drugim miejscu na Bałtyku pod względem długości czasu występowania wysokich poziomów morza, wysokości ich maksimum oraz liczby wezbrań sztormowych, ustępując w tych parametrach tylko wielkim zatokom północno-wschodnim (Zatoce Ryskiej, Fińskiej i Botnickiej) (ryc. 9.1–9.3). Przykładowo dla Wismaru liczba godzin w roku z wysokimi poziomami morza wynosi 69, a dla Gedser 83 godziny. Liczba wezbrań sztormowych z osiągniętym maksimum 70 cm dla obu wodowskazów wynosi średnio pięć w roku.

Tabela 9.4. Parametry ekstremalnych poziomów morza dla wodowskazów Bałtyku Zachodniego (poziomy morza względem zera NAP)

| Wodowskaz | Liczba godzin w roku z poziomami: | | | | Liczba wezbrań sztormowych w roku z maksimum: | | Wysokość wody stuletniej [cm] | |
|-------------|-----------------------------------|------------------------|--------------------|------------------------|---|---------|-------------------------------|--------|
| | wysokimi ≥70 cm | b. wysokimi ≥100 cm | niskimi ≤-70 cm | b. niskimi ≤-100 cm | ≥70 cm | ≥100 cm | maks. | min. |
| | Fynshav | 75,4 | 18,1 | 63,3 | 11,1 | 5,6 | 1,9 | 207,0 |
| Wismar | 69,4 | 16,5 | 74,5 | 11,3 | 5,2 | 2,1 | 204,8 | -187,6 |
| Warnemünde | 54,8 | 8,9 | 32,5 | 3,8 | 4,4 | 1,2 | 179,4 | -162,9 |
| Gedser | 82,7 | 13,0 | 33,7 | 4,9 | 5,5 | 1,7 | 188,0 | -150,6 |
| Sassnitz | 35,6 | 3,8 | 11,7 | 1,2 | 2,7 | 0,7 | 163,6 | -136,2 |
| Greifswald | 72,9 | 12,3 | 25,3 | 2,5 | 4,6 | 1,5 | 189,8 | -143,1 |
| Świnoujście | 54,8 | 7,0 | 14,0 | 0,6 | 2,8 | 0,7 | 174,5 | -127,1 |
| Skanör | 24,7 | 1,7 | 20,8 | 2,5 | 2,8 | 0,4 | 149,3 | -158,5 |

9.3. Akweny najmniej narażone na występowanie ekstremalnych poziomów morza – szwedzkie wybrzeża Bałtyku Centralnego i Północnego

Wybrzeża szwedzkie Bałtyku Centralnego i Północnego należą do Morza Gotlandzkiego, które w części północnej nazywane jest Basenem Północnogotlandzkim, a w części południowo-zachodniej Basenem Zachodniogotlandzkim (podr. 2.2, ryc. 2.3). Oba te baseny charakteryzują się jednymi z największych na Bałtyku średnimi głębokościami (odpowiednio 71 i 67 m) oraz objętościami (odpowiednio: 3049 i 1870 km³) (tab. 2.1). Statystyczne parametry ekstremalnych poziomów morza (tab. 9.5) wskazują, iż wybrzeża szwedzkie Bałtyku Centralnego i Północnego

są akwenami najmniej narażonymi na wystąpienie ekstremalnych poziomów morza. Stacje wodowskazowe dla tych akwenów rejestrują zdecydowanie najniższą na Bałtyku średnią w roku liczbę godzin z zarówno wysokimi, jak i niskimi poziomami morza. Czas utrzymywania się poziomów wysokich ≥ 70 cm mieści się w przedziale od 10 godzin w Sztokholmie do niecałych 3 godzin średnio w roku w Visby. Niskie poziomy morza ≤ -70 cm występują rzadko, raz na kilka lat. Natomiast bardzo wysokie ≥ 100 cm i bardzo niskie ≤ -100 cm poziomy morza w obszarze tym w ogóle nie występują (tab. 9.5, ryc. 9.2–9.3). Wezbrania sztormowe z osiągniętym maksimum 70 cm dla zachodniej części Bałtyku Centralnego i Północnego pojawiają się sporadycznie raz na kilka lat. Wśród wodowskazów tego akwenu, jak również całego Bałtyku, Visby jest stacją o najniższych ekstremalnych poziomach morza. Poziom wody stuletniej maksymalnej wyniósł zaledwie 91 cm, a rzeczywiste maksimum za okres 1960–2010 85 cm. Najniższy poziom morza dla tej stacji w analizowanym wieloleciu osiągnął wysokość -72 cm, a wysokość wody stuletniej minimalnej tylko -69 cm (tab. 9.5, ryc. 9.2–9.3). Na tak niskie ekstrema poziomów morza wpływają dwa zasadnicze czynniki. Pierwszym z nich jest centralna lokalizacja akwenów w stosunku do całości misy bałtyckiej. Czyni to z wodowskazów Bałtyku Centralnego punkty węzłowe sejszowych wahań poziomów wód. Według Leppäranta i Myrberga (2009) oraz Wübbera i Kraussa (1979) punkt węzłowy najbardziej znanej sejszy bałtyckiej Bałtyk Zachodni – Zatoka Fińska leży przy Gotlandii, a punkty antywęzłowe (strzałki) leżą w Sankt Petersburgu i przy duńskim wybrzeżu. W niniejszej pracy (rozdz. 8) przy opisie sytuacji sztormowych ukazano przykłady sejszopodobnych wahań poziomów wód Morza Bałtyckiego podczas wezbrań sztormowych, gdzie podciśnienie (poduszka wodna) niżej generowało niskie poziomy wód w Bałtyku Zachodnim i jednocześnie wysokie poziomy morza na północno-wschodnich wybrzeżach Bałtyku. Podczas tych sejszowych wahań wodowskazy zachodnich części Bałtyku Centralnego i Północnego (w szczególności wodowskaz Visby usytuowany na Gotlandii pośrodku Bałtyku) wykazywały najmniejsze oscylacje poziomu wody. Nie bez znaczenia dla tego najniższego zakresu wahań poziomu wód jest stosunkowo znaczna głębokość i objętość akwenu Bałtyku Centralnego w porównaniu z innymi akwenami Morza Bałtyckiego, która zmniejsza dynamikę oscylacji.

Drugi czynnik wpływający na najniższe ekstrema w poziomach morza dla szwedzkich wybrzeży Bałtyku Centralnego i Północnego to wschodnia ekspozycja linii brzegowej, czyli kierunek przeciwny do kierunku rozchodzenia się niżów barycznych. Dobrym przykładem różnicowania charakterystyki ekstremalnych poziomów morza między zachodnim a wschodnim wybrzeżem Bałtyku jest porównanie parametrów poziomów wód dla wodowskazów Landsort i Ristna. Wodowskazy te leżą na przeciwnych wybrzeżach Bałtyku, na zbliżonej szerokości geograficznej, w obrębie otwartych wód Bałtyku Północnego (Basen Północnogotlandzki). Wodowskaz Ristna, usytuowany na estońskiej wyspie Hiiuma i wyeksponowany w kierunku południowo-zachodnim, czyli do kierunku przeważających niżów barycznych i systemu wiatrów, rejestruje wielokrotnie wyższe statystyki ekstremalnych poziomów wód niż wodowskaz Landsort ze wschodnich wybrzeży. Kontrast jest bardzo widoczny przy porównaniu średniej w roku liczby godzin z wysokimi poziomami morza (62 godziny w Ristnie i 7 godzin w Landsort), liczbie wezbrań sztormowych średnio w roku (3 w Ristnie, 0,2 w Landsort) czy przy porównaniu poziomu wody stuletniej maksymalnej (203 cm w Ristnie oraz 108 cm w Landsort) (tab. 9.5–9.6).

Tabela 9.5. Parametry ekstremalnych poziomów morza dla wodowskazów szwedzkich wybrzeży Bałtyku Centralnego i Północnego (poziomy morza względem zera NAP).

| Wodowskaz | Liczba godzin w roku z poziomami: | | | | Liczba wezbrań sztormowych w roku z maksimum: | | Wysokość wody stuletniej [cm] | |
|------------|-----------------------------------|------------------------|--------------------|------------------------|---|---------|-------------------------------|-------|
| | wysokimi ≥70 cm | b. wysokimi ≥100 cm | niskimi ≤-70 cm | b. niskimi ≤-100 cm | ≥70 cm | ≥100 cm | maks | min. |
| | | | | | | | | |
| Oskarshamn | 7,7 | 0,0 | 0,6 | 0,0 | 0,6 | 0,0 | 124,7 | -81,0 |
| Marviken | 7,3 | 0,0 | 0,2 | 0,0 | 0,3 | 0,0 | 104,2 | -69,8 |
| Visby | 2,6 | 0,0 | 0,1 | 0,0 | 0,1 | 0,0 | 91,3 | -68,7 |
| Landsort | 7,3 | 0,0 | 0,1 | 0,0 | 0,2 | 0,0 | 108,4 | -73,8 |
| Sztokholm | 10,0 | 0,3 | 0,0 | 0,0 | 0,3 | 0,1 | 115,3 | -74,7 |

9.4. Akweny Bałtyku o pośrednim stopniu ryzyka występowania ekstremalnych poziomów morza

Botnik Południowy (Morze Botnickie), wschodnia i północna część Bałtyku Północnego, Bałtyk Południowy oraz Cieśniny Duńskie są akwenami o pośrednim stopniu ryzyka występowania ekstremalnych zdarzeń hydrologicznych. Wynika to głównie z geograficznego położenia tych akwenów oraz przejściowej charakterystyki parametrów ekstremalnych poziomów morza (tab. 9.6–9.8). Liczba godzin z poziomami wysokimi i niskimi w roku, liczba wezbrań sztormowych w roku czy wysokość wody stuletniej na tych akwenach mieszczą się w przedziale pomiędzy parametrami akwenów o największych ekstremach (Zatoka Fińska, Zatoka Ryska, Botnik Północny), a parametrami akwenów o najniższych oscylacjach poziomu morza (zachodnia część Bałtyku Centralnego i Północnego).

9.4.1. Botnik Południowy oraz północno-wschodnia część Bałtyku Północnego

Botnik Południowy, zwany Morzem Botnickim jest dość odizolowanym hydrograficznie akwenem oddzielonym od Bałtyku właściwego (Bałtyk Północny) przez progi podwodne i archipelagi wysp. Jednakże szeroka i głęboka strefa przejściowa w postaci cieśniny Kvarken Południowy i Morza Alandzkiego umożliwia prawie swobodny i częsty dopływ wód z Bałtyku właściwego, którego wodami zasilany jest również Botnik Północny (ryc. 2.3) (Łomniewski i in., 1975). Biorąc pod uwagę znacznie większą objętość wód Botnika Południowego (4147 km³) w porównaniu z Botnikiem Północnym (1453 km³) (tab. 2.1), dynamika wód tego akwenu pod wpływem przechodzącego układu niskiego ciśnienia będzie znacznie mniejsza. Przejawia się to w niższych wielkościach parametrów ekstremalnych poziomów morza w Botniku Południowym. Przykładowo liczba godzin z wysokimi poziomami morza mieści się średnio w przedziale od 32 do 48 godzin w roku, natomiast w Botniku Północnym od 72 do 204 godzin (tab. 9.6, ryc. 9.2). Najbardziej niebezpieczne kierunki torów niżów wywołujących groźne wezbrania sztormowe dla Botnika Południowego to zakres od północnego zachodu do zachodu (ryc. 2.9a) (Suusar i in., 2009).

Północno-wschodnia część Bałtyku Północnego to obszar otwartych wód bałtyckich, które można określić jako hydrograficzne przedpole Zatoki Fińskiej, gdyż nie istnieje podwodny próg pomiędzy tymi akwenami. Z uwagi na tę właściwość wodowskazy tego akwenu Ristna i Hanko będą rejestrowały pośrednie statystyki parametrów ekstremalnych poziomów morza, wynikające z przejściowego położenia między Bałtykiem Centralnym a Zatoką Fińską. Przejawia się to między innymi umiarkowanie długim czasem występowania wysokich poziomów morza w ciągu roku (48 godzin w Hanko i 62 godziny w Ristnie). Jak już wspomniano, wodowskaz Ristna z uwa-

gi na swoją daleko wysuniętą w otwarte morze lokalizacją (półwysep Kõpu na wyspie Hiiumie) będzie charakteryzował się wyższymi ekstremami poziomów morza niż Hanko (tab. 9.6, ryc. 9.2–9.3). Według badań Suusara i in. (2009) oraz Averkieva i Klevanny'ego (2010) najniebezpieczniejszy tor cyklonów wywołujących wezbrania sztormowe dla wybrzeży tego regionu to tor z kierunku południowo-zachodniego (ryc. 2.9a, 2.9b).

Tabela 9.6. Parametry ekstremalnych poziomów morza dla wodowskazów Botnika Południowego oraz północno-wschodniej części Bałtyku Północnego (poziomy morza względem zera NAP)

| Wodowskaz | Liczba godzin w roku z poziomami: | | | | Liczba wezbrań sztormowych w roku z maksimum: | | Wysokość wody stuletniej [cm] | |
|------------|-----------------------------------|------------------------|--------------------|------------------------|---|---------|-------------------------------|-------|
| | wysokimi ≥70 cm | b. wysokimi ≥100 cm | niskimi ≤-70 cm | b. niskimi ≤-100 cm | ≥70 cm | ≥100 cm | maks. | min. |
| | Spikarna | 32,0 | 0,7 | 0,6 | 0,0 | 1,2 | 0,1 | 156,2 |
| Mäntyluoto | 48,4 | 1,2 | 0,2 | 0,0 | 1,2 | 0,2 | 153,5 | -74,8 |
| Degerby | 23,9 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 125,8 | -73,3 |
| Hanko | 48,1 | 1,0 | 0,4 | 0,0 | 1,5 | 0,2 | 150,1 | -83,2 |
| Ristna | 62,2 | 8,9 | 4,4 | 0,0 | 3,0 | 0,9 | 202,5 | -78,3 |

9.4.2. Bałtyk Południowy

Bałtyk Południowy usytuowany w obrębie Bałtyku właściwego to największy po Zatoce Botnickiej akwen Morza Bałtyckiego o powierzchni 77 924 km² oraz średniej głębokości wód 49 m (tab. 2.1). Przejściowe położenie otwartych wód Bałtyku Południowego pomiędzy Bałtykiem Centralnym a Bałtykiem Zachodnim wpływa na wielkość oscylacji ekstremalnych poziomów morza. Charakterystyka tych oscylacji jest wypadkową najniższych na Bałtyku zakresów wahań poziomu morza w Basenie Zachodniogotlandzkim i wyraźnymi ekstremami w zatokach Meklemburskiej i Kiłońskiej. Uwidacznia się to między innymi na polskim wybrzeżu, gdzie w kierunku zachodnim od Władysławowa do stacji Kołobrzeg wydłuża się czas występowania wysokich i bardzo wysokich poziomów morza, jak również niskich poziomów morza (tab. 9.7, ryc. 9.2). Wniosek ten dobrze koresponduje z wynikami prac Wiśniewskiego i Wolskiego (2009a), którzy ustalili, iż znaną cechą na polskim wybrzeżu jest wzrost wysokości amplitud pomiędzy ekstremalnymi poziomami morza od wschodniego odcinka wybrzeża (Gdynia – Hel) do zachodniego wybrzeża (Świnoujście – Kołobrzeg). Zatokowe położenie wodowskazu Gdańsk będzie wpływało na wyższą średnią roczną liczbę godzin z poziomami wysokimi (72 godziny) i bardzo wysokimi (blisko 7 godzin) w porównaniu z wodowskazami zlokalizowanymi bezpośrednio nad otwartymi wodami Bałtyku Południowego. Niższe charakterystyki ekstremalnych poziomów wód dla Kungsholmsfort związane są z lokalizacją tego wodowskazu w południowej Szwecji (tab. 9.7). Wodowskaz ten osłonięty jest od północy szwedzkim wybrzeżem, natomiast od wschodu i zachodu wyspami archipelagu Blekinge (Rapport SHMI, 2014).

W przypadku wezbrań wiatrowych, jak również wezbrań generowanych przez podciśnienie niżu barycznego, opisanych w niniejszej monografii (rozdz. 8), Kłajpeda rejestruje przeciwny przebieg poziomu wód w stosunku do Kungsholmsfort oraz w mniejszym stopniu do wodowskazów położonych na polskim wybrzeżu Bałtyku Południowego. Przebieg wahań poziomu wód w Kłajpedzie jest zgodny z wahaniami poziomu morza dla Ristny w Bałtyku Północnym. Wynika to z położenia tego wodowskazu na wschodnim wybrzeżu Bałtyku i jego ekspozycji na zachodnią cyrkulację mas powietrza. Dodatkowo na dynamikę wód w Kłajpedzie wpływ ma usytuowanie

tego wodowskazu u wylotu wąskiej cieśniny (Kłajpeda Strait) łączącej Morze Bałtyckie z Zalewem Kurońskim (Dailidienė i in., 2004, 2006).

Według Majewskiego i in. (1983) wysokie poziomy morza na południowych wybrzeżach Bałtyku powodują cyklony wędrujące przeważnie znad Morza Północnego i Morza Norweskiego w kierunku na wschód i południowy wschód. Przy najwyższych wezbraniach wód ponad 1 m od zera wodowskazu (600 cm na polskim wybrzeżu) tory niżów układają się wyłącznie z północnego zachodu na południowy wschód. Między innymi ten przypadek opisano w niniejszej pracy (rozdz. 8) jako przykład sytuacji sztormowej typu wiatrowego, która wystąpiła w okresie 17–20 stycznia 1983 roku. Wtedy to głęboki niż znad Morza Norweskiego przeszedł w stosunkowo wolnym tempie ($12,2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) w kierunku południowo-wschodnim przez południową Norwegię i Szwecję, a następnie przez akweny Bałtyku Centralnego nad obszar Łotwy. Długo utrzymujące się silne wiatry północno-zachodnie i północne z tylnej części tego niżu spowodowały długotrwałe utrzymywanie się wysokich poziomów morza w Bałtyku Południowym (maksima ponad zero NAP: Kungsholmsfort 106 cm, Kołobrzeg 143 cm, Ustka 135 cm, Władysławowo 132 cm, Kłajpeda 153 cm).

Tabela 9.7. Parametry ekstremalnych poziomów morza dla wodowskazów Bałtyku Południowego (poziomy morza względem zera NAP)

| Wodowskaz | Liczba godzin w roku z poziomami: | | | | Liczba wezbrań sztormowych w roku: | | Wysokość wody stuletniej [cm] | |
|--------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-------------------------------|-----------------------------------|------------------------------------|-----------------------|-------------------------------|--------|
| | wysokimi $\geq 70 \text{ cm}$ | b. wysokimi $\geq 100 \text{ cm}$ | niskimi $\leq -70 \text{ cm}$ | b. niskimi $\leq -100 \text{ cm}$ | $\geq 70 \text{ cm}$ | $\geq 100 \text{ cm}$ | maks. | min. |
| | Kungsholmsfort | 16,9 | 0,4 | 2,6 | 0,0 | 1,4 | 0,1 | 135,9 |
| Kołobrzeg | 57,5 | 6,5 | 4,8 | 0,2 | 2,6 | 0,7 | 181,2 | -114,1 |
| Ustka | 50,5 | 3,8 | 2,4 | 0,0 | 1,8 | 0,4 | 166,6 | -96,0 |
| Władysławowo | 39,7 | 3,0 | 1,2 | 0,0 | 2,3 | 0,4 | 172,4 | -87,2 |
| Gdańsk | 71,7 | 6,7 | 0,8 | 0,0 | 2,2 | 0,6 | 180,2 | -86,0 |

9.4.3. Cieśniny Duńskie oraz cieśniny Kattegat i Skagerrak

Cieśniny Duńskie wraz z cieśninami Kattegat i Skagerrak stanowią specyficzny morfometrycznie akwen wymiany wód pomiędzy Morzem Północnym a Bałtykiem właściwym (rozdz. 2.2, ryc. 2.3). Przepływy wód w Cieśninach Duńskich są silniej uzależnione od cyrkulacji lokalnej nad tym obszarem (Schinke, Matthäus, 1998; Lehmann i in. 2002) czy cyrkulacji regionalnej nad Bałtykiem (Andersson, 2002; Kauker, Meier, 2003), niż od cyrkulacji wielkoskalowej – NAO (Jevrejeva i in., 2005; Strömer, 2011; Omstedt i in., 2014). Poziom wody w tych cieśninach zależy bezpośrednio od poziomu wody w cieśninie Kattegat oraz stopnia napełnienia południowych akwenów Bałtyku. Wahania poziomu wód spowodowane pływami osiągają w cieśninach wysokość $\pm 20 \text{ cm}$ (Locja cieśnin bałtyckich, 1978). Z uwagi na stosunkowo nieduże przekroje poprzeczne Beltów i Sundu oraz ich znaczne wydłużenie, przepływ wód przez cieśniny jest ograniczony i rozciągnięty czasowo. Cieśniny te działają jak dolnoprzepustowe filtry na wahania poziomu morza. Wysokie częstotliwości wahań poziomu wód w Kattegacie są skutecznie tłumione, a niskie przechodzą w stanie niezmienionym (Carlsson, 1997). To tłumiące oddziaływanie cieśnin odzwierciedla się między innymi w różnych długościach czasu występowania (liczby godzin) poziomów wysokich i bardzo wysokich dla wodowskazów położonych po obu stronach cieśnin. I tak np. liczba godzin z poziomami wysokimi w roku spada od Frederikshavn (północny Kattegat – 85 godzin) przez Aarhus (południowy Kattegat – 54 godziny) do Korsør (część środkowa Wielkiego Beltu – 29 godzin).

Podobny spadek obserwowany jest w Sundzie. Analogiczna prawidłowość występuje przy niskich poziomach morza (tab. 9.8, ryc. 9.2).

Najwyższe poziomy wód w obrębie południowego końca Cieśnin Duńskich notuje się w czasie długotrwałych sztormów z północnego wschodu, ponieważ wiatr wiejący nad dużą przestrzenią Bałtyku powoduje spiętrzenie wód w jego południowo-zachodniej części, a równocześnie powoduje obniżenia wód w Kattegacie (nawet do $-1,4$ m od poziomu średniego) i w Skagerraku (*Locja cieśnin bałtyckich*, 1977, 1978; Gustafsson, 1997). Taka sytuacja została opisana w niniejszej pracy jako wiatrowy typ wezbrania sztormowego z 10–14 stycznia 1987 roku. W tym okresie wytworzyło się nachylenie zwierciadła wody od południowego Sundu (Klagshamn $+69$ cm) przez północny Sund (Hornbæk -3 cm), północny Kattegat (-42 cm) po Skagerrak (-70 cm). Ta sytuacja sprzyja wypływowi wód do Morza Północnego. Odwrotna sytuacja występuje przy silnych sztormach z zachodu i północnego zachodu, gdy wody z Morza Północnego i Skagerraku napływają do Kattegatu, powodując podniesienie poziomu wód w jego południowej części do 2 m ponad poziom średni, a w północnej części Sundu do 1,5 m. W tym czasie południowe wyloty Cieśnin Duńskich rejestrują niskie i bardzo niskie poziomy wody (do ponad $-1,5$ m poniżej zera w południowym Sundzie) (*Locja cieśnin bałtyckich*, 1977, 1978). Taką sytuację wytworzył opisany w niniejszej pracy (rozdz. 8) głęboki niż Gudrun 9 stycznia 2005, kiedy to w godzinach rannych (4.00 UTC) powstała bardzo znaczna deniwelacja poziomu wód (blisko 2 m różnicy) pomiędzy Skagerrakiem i Kattegatem a południowym wylotem Cieśnin Duńskich, powodująca napływ wód do Bałtyku (Skagerrak, Smögen $+93$ cm; północny Kattegat, Frederikshavn $+111$ cm; północny Sund, Hornbæk $+98$ cm, południowy Sund, Klagshamn -80 cm; Wielki Bełt, Korsør -40 cm).

Tabela 9.8. Parametry ekstremalnych poziomów morza dla wodowskazów Cieśnin Duńskich oraz Kattegatu i Skagerraku (poziomy morza względem zera NAP)

| Wodowskaz | Liczba godzin w roku z poziomami: | | | | Liczba wezbrań sztormowych w roku: | | Wysokość wody stuletniej [cm] | |
|---------------|-----------------------------------|---------------------------|-----------------------|---------------------------|------------------------------------|---------------|-------------------------------|--------|
| | wysokimi ≥ 70 cm | b. wysokimi ≥ 100 cm | niskimi ≤ -70 cm | b. niskimi ≤ -100 cm | ≥ 70 cm | ≥ 100 cm | maks. | min. |
| | Smögen | 37,5 | 2,4 | 3,2 | 0,0 | 5,0 | 0,6 | 157,3 |
| Frederikshavn | 84,7 | 20,4 | 14,2 | 0,2 | 4,6 | 0,9 | 182,9 | -113,1 |
| Aarhus | 54,4 | 6,4 | 9,5 | 0,9 | 7,3 | 1,4 | 177,7 | -110,5 |
| Korsør | 29,3 | 3,6 | 2,1 | 0,0 | 3,6 | 0,6 | 168,6 | -100,8 |
| Hornbæk | 86,1 | 14,6 | 18,5 | 1,2 | 5,5 | 2,0 | 188,0 | -134,6 |
| Klagshamn | 14,9 | 1,7 | 7,2 | 0,0 | 2,5 | 0,6 | 163,2 | -107,1 |

10. Różnice pomiędzy danymi rzeczywistymi poziomu morza a danymi prognostycznymi na podstawie modelu HIROMB dla Morza Bałtyckiego

10.1. Charakterystyka modelu HIROMB

Na podstawie danych hydrologicznych zgromadzonych w pracy można zobrazować chwilowy stan topografii powierzchni Bałtyku, który faktycznie już wystąpił w dowolnym momencie wielolecia 1960–2010 (dane hydrologiczne obejmują godzinne pomiary poziomu morza dla większości wodowskazów). Stan chwilowej powierzchni Bałtyku można przedstawić z wyprzedzeniem czasowym od kilku do nawet kilkudziesięciu godzin przy użyciu modeli hydrodynamicznych, które wykorzystują w swoich obliczeniach dane obserwacyjne wodowskazów. Pojawia się jednak zasadnicze pytanie – w jakim stopniu prognoza modelu oddaje rzeczywisty obraz chwilowych poziomów wód Morza Bałtyckiego? Pytanie to nabiera szczególnego znaczenia w sytuacjach wystąpienia ekstremalnych poziomów morza. Dlatego w niniejszym rozdziale pracy porównano topografię powierzchni Bałtyku wyznaczoną z poziomów rzeczywistych (obserwowanych) oraz z prognozy modelu hydrodynamicznego HIROMB dla tych samych terminów obserwacji wodowskazów.

Od wielu lat w rejonie Morza Bałtyckiego obserwuje się duże zainteresowanie modelowaniem i prognozowaniem zmienności poziomów morza i wezbrań sztormowych. Dla polskiego wybrzeża matematycznymi metodami modelowania hydrodynamicznego zajęli się: Chilicka (1984), Kowalewski (1997), Sztobryn i in. (1997), Kałas i in. (2001). W pracach Kowalewskiej-Kalkowskiej i in. (2009), Kowalewskiej-Kalkowskiej i Kowalewskiego (2005, 2007) oraz Kowalewskiego i Kowalewskiej-Kalkowskiej (2011) autorzy stosują model ekohydrodynamiczny M3D_UG do prognozowania nie tylko poziomów morza, ale także zasolenia, prądów, soli biogenicznych w Zatoce Pomorskiej i Gdańskiej oraz w południowym Bałtyku. W ramach projektu Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (KLIMAT, 2009–2011) zespół badawczy IMGW oraz Uniwersytetu Gdańskiego, przy użyciu modelu hydrodynamicznego, opracował prognozy zmian poziomu morza dla głównych stacji wodowskazowych polskiego wybrzeża do roku 2030 oraz do roku 2010. Badacze w swoich obliczeniach wykorzystali wybrane scenariusze emisji gazów cieplarnianych, z uwzględnieniem wpływu czynnika cyrkulacyjnego oraz spodziewanych zmian globalnego poziomu morza według IPCC. W rejonie zatok Ryskiej i Fińskiej zagadnienia związane z modelowaniem poziomów morza, w tym poziomów ekstremalnych, podjęto w pracach: Suursaara i in. (2002, 2003, 2006b, 2007), Suursaara i Kullasa (2006), Elkena i in. (2006), Lagemaa i in. (2011). Averkiev i Klevanina (2007, 2010) podjęli badania dotyczące modelowania najbardziej niebezpiecznych trajektorii niżów barycznych ze względu na zagrożenie sztormowe w rejonie Sankt Petersburga. Gräwe i Burchard (2012), używając estuariowego modelu transportu (GETM), prognozowali wysokości fali wezbrania sztormowego na Bałtyku Zachodnim wzdłuż wybrzeży niemieckich, duńskich oraz szwedzkich. Analiza wykazała liniową zależność pomiędzy wysokością wezbrania sztormowego a napełnieniem akwenu Bałtyku Zachodniego. Z kolei Müller-Navarra i Biorck (2008) przy pomocy modelu EPS zrekonstruowały katastrofalne wezbranie sztormowe z 1872 roku i zasymulowały jego parametry do współczesnych zmian poziomu morza u wybrzeży landów Meklemburgii-Pomorza Przedniego i Szlezwiku-Holsztyna. Meier (2006) zastosował dwa regionalne modele oce-

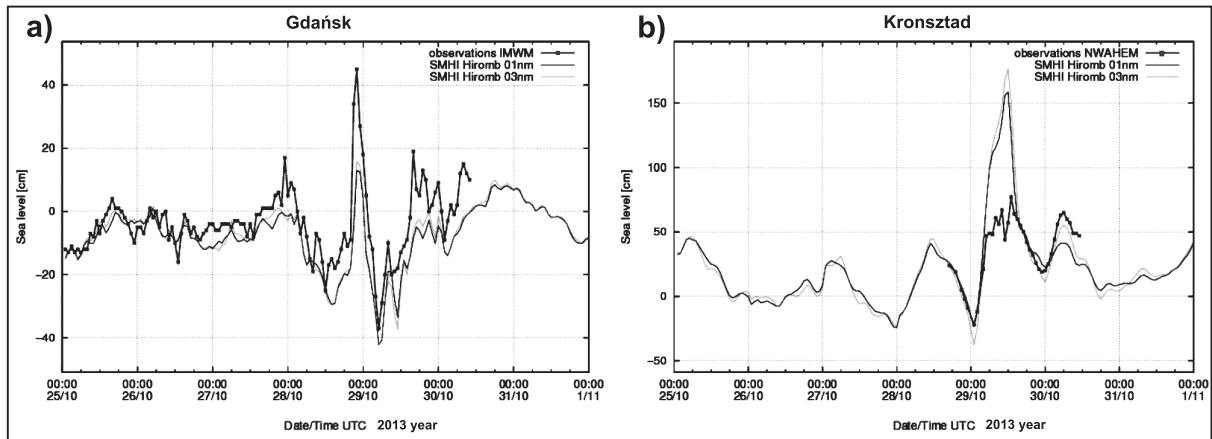
anu (RCO) i atmosfery (RCAO) do prognozowania ekstremalnych poziomów morza wzdłuż wybrzeży Bałtyku do 2100 roku.

Jednym z najbardziej znanych modeli hydrodynamicznych i jedynym kompleksowym, który operacyjnie funkcjonuje na całym Bałtyku, jest model HIROMB (High Resolution Operational Model for the Baltic Sea). Jest on trójwymiarowym baroklinicznym modelem i powstał przy współpracy szwedzkiego Instytutu Meteorologiczno-Hydrologicznego (SMHI) z Federalnym Urzędem Żeglugi i Hydrografii (BSH) w Hamburgu. Prognozy operacyjne w SMHI model ten rozpoczął w 1995 roku. Początkowo były to codzienne prognozy 24-godzinne, a obecnie są to prognozy 60-godzinne aktualizowane co sześć godzin i wykorzystujące asymilację danych z poprzednich obserwacji. Oprócz poziomów morza HIROMB prognozuje jeszcze prądy, zasolenie, temperaturę wody oraz koncentracje lodu i dryf lodu. HIROMB ma 50 pionowych warstw, które ułożone są począwszy od powierzchni (warstwa o grubości 4 m) aż po warstwy w najgłębszych częściach morza (do 60 m głębokości). Moduł prognostyczny poziomu morza modelu HIROMB składa się z trzech nakładających się siatek o różnej rozdzielczości (od 12 do 1 nm – mil morskich) i o różnym zasięgu (od północno-wschodniego Atlantyku, przez Morze Północne, po Bałtyk). Trzecia siatka o największej rozdzielczości (1 nm) obejmuje obszar Skagerraku, Kattegatu, Morza Bełtów i Morza Bałtyckiego. Do obliczeń poziomu wód w Bałtyku model dostarcza dane z obszaru granicznego północno-wschodniego Atlantyku i Morza Północnego o zmianach poziomu morza wymuszanych wyłącznie czynnikami meteorologicznymi. Ruch pływowy uwzględniony jest w modelu jako otwarty warunek brzegowy (podobnie jak temperatura wód czy zasolenie). Poszczególne kraje nadbałtyckie (narodowe instytuty hydrometeorologiczne) zaadaptowały model HIROMB jako wspólny system operacyjny do własnych warunków strefy brzegowej (od 1999 roku Polska, Dania i Finlandia). Dane wyjściowe modelu są archiwizowane i wszyscy członkowie projektu HIROMB mają dostęp do pełnej bazy danych za pośrednictwem serwera FTP. Została również stworzona strona internetowa Ocean Web do prezentacji w czasie rzeczywistym prognoz poziomu morza wraz z walidacją (Funkquist, Kleine, 2007; SHMI, Ocean Web, 2014; Wolski, Wiśniewski 2016).

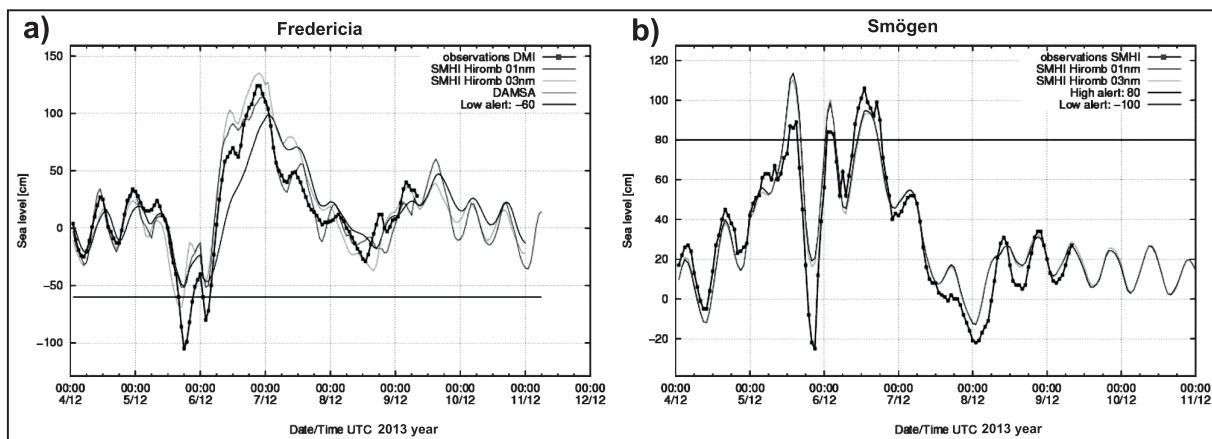
10.2. Porównanie rzeczywistych danych poziomów Morza Bałtyckiego z danymi prognostycznymi modelu HIROMB dla wybranych zdarzeń sztormowych

W pracy porównano dane obserwacyjne poziomów morza z danymi prognostycznymi modelu hydrodynamicznego HIROMB. W pierwszej kolejności zestawiono godzinowy przebieg poziomów (wartości modelu HIROMB i obserwacyjne) dla wybranych wodowskazów Bałtyku podczas dwóch gwałtownych wezbrań sztormowych z 2013 roku, które swym zasięgiem objęły nie tylko Morze Bałtyckie, ale także wcześniej spowodowały zniszczenia na wybrzeżach północno-zachodniej Europy.

Pierwszy przykład dotyczy wezbrania sztormowego podczas przejścia przez Bałtyk depresji barycznej Święty Juda w dniach 28–29 października 2013 roku (ryc. 10.1a, 10.1b). Drugi przykład jest związany z wezbraniem sztormowym wywołanym przez głęboki niż Ksawery w dniach 5–7 grudnia 2013 roku na Bałtyku (ryc. 10.2a, 10.2b). Wartości obserwowane i prognozowane przez model HIROMB dla tych wezbrań sztormowych dla wybranych wodowskazów przedstawia tabela 10.1.



Ryc. 10.1. Różnice pomiędzy obserwowanymi a prognozowanymi z modelu HIROMB poziomami morza: a) w Gdańsku, b) w Kronsztadzie podczas przejścia niżu Świąty Juda w dniach 28–30 października 2013 (źródło: SHMI, Ocean Web, 2014)



Ryc. 10.2. Różnice pomiędzy obserwowanymi a prognozowanymi z modelu HIROMB poziomami morza: a) we Fredericii, b) w Smögen podczas przejścia niżu Ksawery w dniach 4–11 grudnia 2013 r. (źródło: SHMI, Ocean Web, 2014)

Tabela 10.1. Bezwzględne różnice pomiędzy obserwowanymi a prognozowanymi wartościami poziomu morza z modelu HIROMB (rozdzielczość 1 nm) dla wybranych wodowskazów podczas dwóch ekstremalnych sytuacji sztormowych w 2013 r.

| Wodowskaz | Data | Obserwowany poziom morza [cm] | Prognozowany poziom morza według modelu HIROMB [cm] | Bezwzględne różnice między poziomem obserwowanym a prognozowanym [cm] |
|------------|------------|-------------------------------|---|---|
| Gdańsk | 28.10.2013 | 45 | 17 | 28 |
| Kronsztad | 29.10.2013 | 75 | 160 | 85 |
| Kolka | 29.10.2013 | 75 | 50 | 25 |
| Fredericia | 5.12.2013 | -102 | -50 | 52 |
| Smögen | 5.12.2013 | -24 | 20 | 44 |
| Skanör | 6.12.2013 | -148 | -118 | 30 |

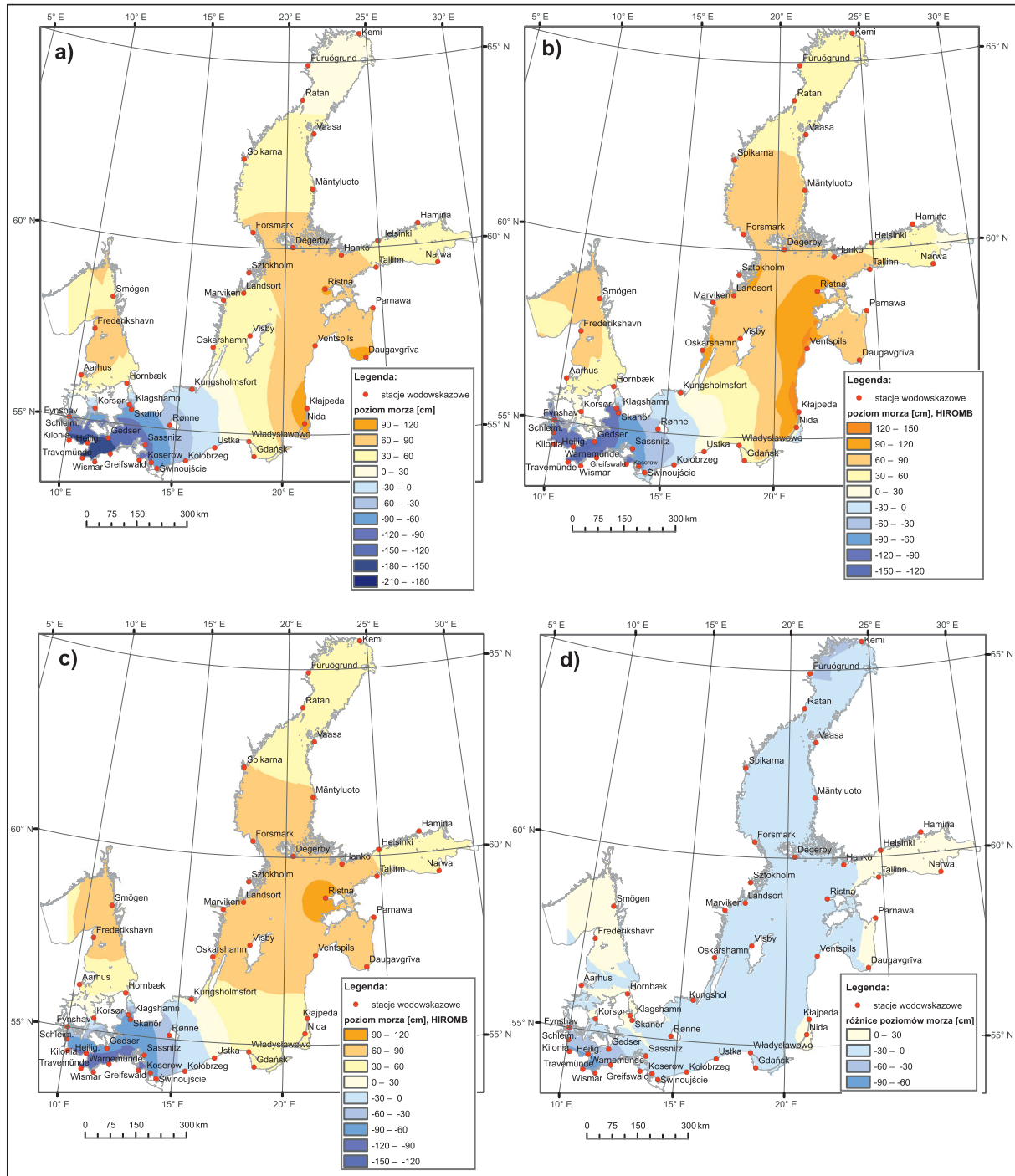
Występujące bezwzględne różnice dla dwóch analizowanych sytuacji pomiędzy wartościami pomierzonymi a prognozowanymi zawierają się od 25 cm (Kolka, Zatoka Ryska) do 85 cm (Kronsztaad, Zatoka Fińska). Są to przykłady dużych różnic, gdzie model HIROMB w swoich prognozach nie doszacował obserwowanych wysokości poziomu morza albo je przewartościował. Warto jednak zauważyć, że największe różnice występują w cieśninach (wodowskazy: Smögen, Fredericia, Skanör) lub w zatokach (Kronsztaad), czyli obszarach zawężonych hydraulicznie, gdzie na skutek zwiększonego przepływu dynamika zmian poziomu wód jest największa, a tym samym najtrudniejsza w prognozowaniu. Dla pozostałych stacji wodowskazowych w wybranych dniach różnice te są mniejsze i wynoszą od kilku do kilkunastu centymetrów.

Zasadnicza część analiz porównawczych w niniejszej pracy dotyczy pokazania różnic chwilowej powierzchni poziomu Bałtyku wyznaczonych z danych obserwacyjnych oraz z danych prognostycznych modelu HIROMB otrzymanych z SMHI. Różnice te wyznaczono dla wybranych terminów czterech sytuacji sztormowych, w których doszło do znacznych zniekształceń powierzchni poziomu morza: 4 grudnia 1999, godz. 9.00 UTC (prognoza 9-godzinna); 9 stycznia 2005, godz. 3.00 UTC (prognoza 3-godzinna); 1 listopada 2006, godz. 12.00 UTC (prognoza 12-godzinna) oraz 14 stycznia 2007, godz. 12.00 UTC (prognoza 12-godzinna) (porównanie sytuacji ze stycznia 2005 roku z modelem HIROMB autor pracy wykonał już jako wstępne analizy badawcze w ramach projektu NCN [Wolski, 2011–2014] i opublikował w pracy – Wolski i in., 2016). Dla powyższych terminów stworzono w pierwszej kolejności w programie ArcGIS modele (mapy) obserwowanej i prognozowanej powierzchni poziomu Morza Bałtyckiego. Model z danych obserwacyjnych bazował na pomiarach poziomu morza z 49 brzegowych stacji wodowskazowych (ryc. 10.3a–10.6a). Model danych prognozowanych przedstawiał z kolei wielotysięczną siatkę punktów modelu HIROMB (ryc. 10.3b–10.6b). Aby zachować porównywalność danych wejściowych dla obu modeli powierzchni Bałtyku, z modelu HIROMB odczytano w ArcGIS interpolowane wysokości poziomu morza w lokalizacji analizowanych 49 stacji wodowskazowych. Dopiero z tych interpolowanych, prognostycznych danych poziomu morza, stworzono powtórnie model powierzchni Bałtyku (ryc. 10.3c–10.6c). Drugim etapem analizy porównawczej było stworzenie modelu różnic między modelem danych rzeczywistych a prognostycznych. Model ten wykonano przy użyciu narzędzi matematycznych w ramach modułu Spatial Analyst w ArcGIS. W efekcie powstała mapa różnic względnych wysokości poziomu morza (ryc. 10.3d–10.6d).

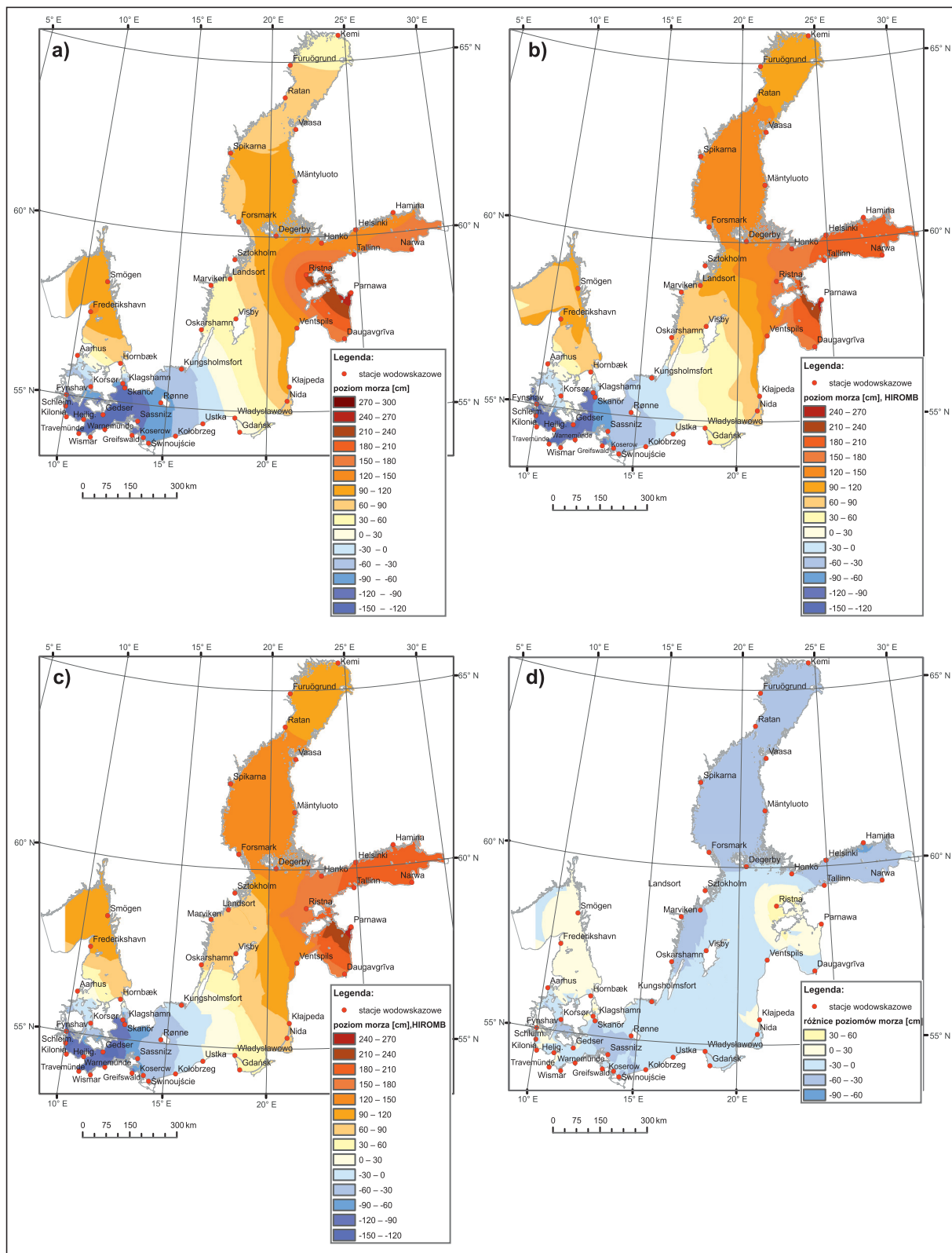
Na podstawie otrzymanych map różnic względnych wysokości poziomu morza można stwierdzić:

- w sytuacji sztormowej z 4 grudnia 1999 roku prognoza HIROMB (prognoza 9-godzinna) zawyżyła wielkość wezbrania o około 30 cm w Zatoce Botnickiej oraz w Bałtyku właściwym (Bałtyk Północny, Centralny i Południowy), natomiast niedoszacowała obniżenia poziomu wód w Bałtyku Zachodnim o wartość od 30 do 90 cm (ryc. 10.3),
- w sytuacji sztormowej z dnia 9 stycznia 2005 roku prognoza 3-godzinna zawyżyła wezbranie w Zatoce Fińskiej i Botnickiej o wartość pomiędzy 30 a 60 cm, a w Bałtyku właściwym do 30 cm (ryc. 10.4),
- w sytuacji sztormowej z dnia 1 listopada 2006 roku model HIROMB (prognoza 12-godzinna) nie doszacował obniżeń poziomu morza przede wszystkim w Zatoce Botnickiej o wartość od 30 do 60 cm oraz zawyżył poziom morza w Bałtyku właściwym o wartość do 30 cm (ryc. 10.5),
- w prognozie HIROMB na dzień 14 stycznia 2007 roku (prognoza 12-godzinna) największe zawyżenie wezbrań o wartości od 30 do 60 cm wystąpiło w zatokach: Fińskiej, Ryskiej i Botnickiej, a nieco mniejsze (do 30 cm) w Bałtyku właściwym (ryc. 10.6),

- zastosowanie pełnej siatki punktów modelu HIROMB nie poprawiło wyników różnic względnych wysokości poziomów morza (obraz tych różnic był zbliżony do modelu, jaki otrzymano z interpolacji 49 punktów).

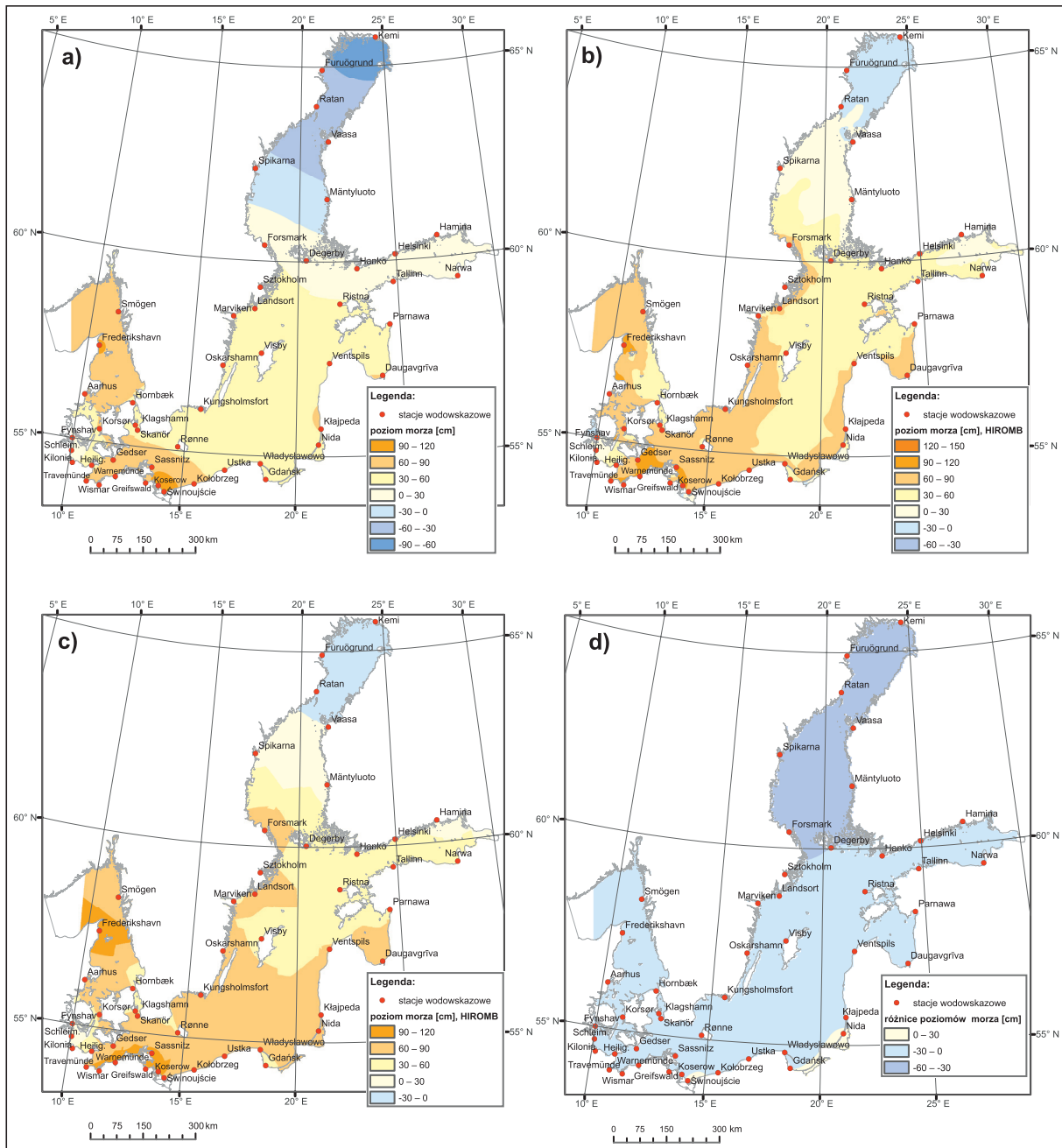


Ryc. 10.3. Modele powierzchni Bałtyku z dnia 4.12.1999, godz. 9.00: a) na bazie rzeczywistych poziomów morza; b) na bazie prognozy poziomów morza (HIROMB), pełna siatka 16 717 punktów; c) na bazie prognozowanych poziomów morza (HIROMB), 49 punktów; d) różnice względne w wysokości poziomów morza w centymetrach

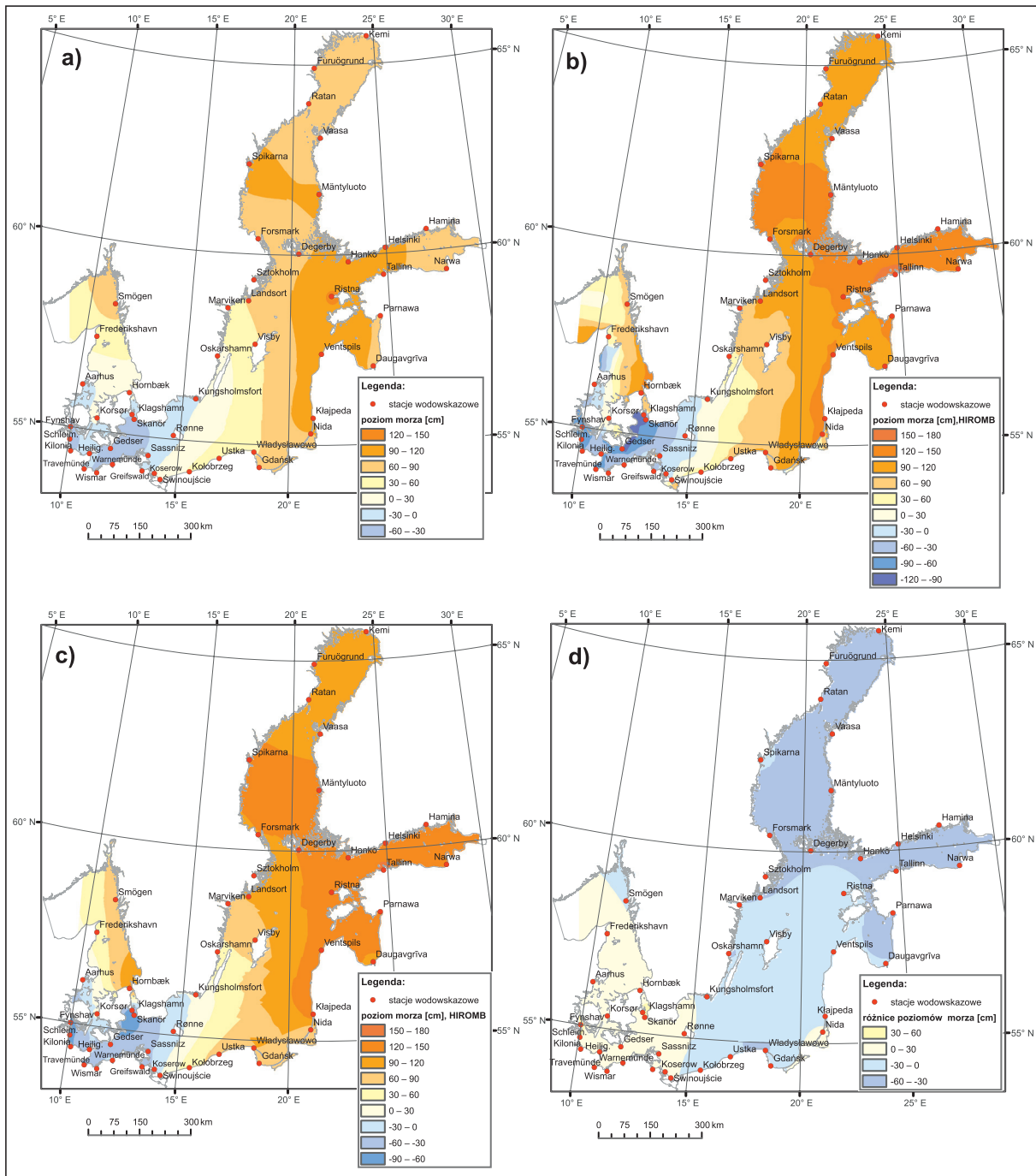


Ryc. 10.4. Modele powierzchni Bałtyku z dnia 9.01.2005, godz. 3.00 UTC: a) na bazie rzeczywistych poziomów morza; b) na bazie prognozowanych poziomów morza (HIROMB), pełna siatka 16 119 punktów; c) na bazie prognozowanych poziomów morza (HIROMB), 49 punktów; d) różnice względne w wysokości poziomów morza w centymetrach (Wolski i in., 2016 – zmienione)

10. Różnice pomiędzy danymi rzeczywistymi poziomów morza a danymi progностycznymi na podstawie modelu HIROMB dla Morza Bałtyckiego



Ryc. 10.5. Modele powierzchni Bałtyku z dnia 1.11.2006, godz. 12.00 UTC: a) na bazie rzeczywistych poziomów morza; b) na bazie prognozowanych poziomów morza (HIROMB), pełna siatka 140 914 punktów; c) na bazie prognozowanych poziomów morza (HIROMB), 49 punktów; d) różnice względne w wysokości poziomów morza w centymetrach



Ryc. 10.6. Modele powierzchni Bałtyku z dnia 14.01.2007, godz. 12.00 UTC: a) na bazie rzeczywistych poziomów morza; b) na bazie prognozowanych poziomów morza (HIROMB), pełna siatka 140 876 punktów; c) na bazie prognozowanych poziomów morza (HIROMB), 49 punktów; d) różnice względne w wysokości poziomów morza w centymetrach

Interpretacja czterech analizowanych sytuacji sztormowych wskazuje na dwie najczęściej powtarzające się niedokładności modelu:

- niedoszacowanie przez model HIROMB obniżen poziomów wód, szczególnie w Bałtyku Zachodnim (Zatoka Meklemburska, Zatoka Kilońska),

- zawyżanie przez model HIROMB wysokości wezbrania; dotyczy to głównie obszarów Bałtyku Północnego oraz zatok: Fińskiej, Botnickiej i Ryskiej.

Zestawienie liczbowe bezwzględnych różnic pomiędzy poziomami obserwowanymi a prognozowanymi (prognozy o długości od 3 do 12 godzin) (tab. 10.2) potwierdza, iż:

- największe różnice występują głównie dla wodowskazów zatokowych,
- największe różnice wynikające z niedoszacowania bardzo niskich poziomów morza wystąpiły w Zatoce Meklemburskiej, Bałtyk Zachodni (maksymalna różnica 90 cm w Wismarze),
- największe różnice wynikające z zawyżenia wysokich poziomów morza wystąpiły w Zatoce Fińskiej (maksymalna różnica 68 cm dla wodowskazu Hamina),
- najmniejsze różnice pomiędzy obserwowanymi a prognozowanymi poziomami morza dotyczą Bałtyku właściwego.

Tabela 10.2. Zestawienie największych bezwzględnych różnic pomiędzy obserwowanymi a prognozowanymi (model HIROMB – dane SMHI) wartościami poziomu morza dla wybranych wodowskazów podczas analizowanych sytuacji sztormowych

| Wodowskaz | Data i godzina | Maksymalny lub minimalny poziom morza [cm] | | Bewzględne różnice między poziomem obserwowanym a prognozowanym [cm] |
|---------------|-----------------------|--|--------------|--|
| | | obserwowany | prognozowany | |
| Warnemünde | 4.12.1999, 9.00 UTC | -167 | -106 | 61 |
| Wismar | 4.12.1999, 9.00 UTC | -189 | -99 | 90 |
| Travemünde | 4.12.1999, 9.00 UTC | -176 | -131 | 45 |
| Kilonia | 4.12.1999, 9.00 UTC | -178 | -106 | 72 |
| Heiligenhafen | 4.12.1999, 9.00 UTC | -177 | -97 | 80 |
| Ristna | 9.01.2005, 3.00 UTC | 217 | 172 | 45 |
| Hamina | 9.01.2005, 3.00 UTC | 138 | 206 | 68 |
| Kemi | 9.01.2005, 3.00 UTC | 41 | 97 | 56 |
| Helsinki | 9.01.2005, 3.00 UTC | 145 | 188 | 43 |
| Sassnitz | 9.01.2005, 3:00 UTC | -100 | -60 | 40 |
| Kemi | 1.11.2006, 12.00 UTC | -75 | -24 | 51 |
| Forsmark | 1.11.2006, 12.00 UTC | 29 | 80 | 51 |
| Vaasa | 1.11.2006, 12.00 UTC | -43 | 0 | 43 |
| Mäntyluoto | 1.11.2006, 12.00 UTC | -25 | 19 | 44 |
| Tallinn | 14.01.2007, 12.00 UTC | 107 | 152 | 45 |
| Helsinki | 14.01.2007, 12.00 UTC | 96 | 146 | 50 |
| Hamina | 14.01.2007, 12.00 UTC | 84 | 140 | 56 |
| Narwa | 14.01.2007, 12.00 UTC | 80 | 128 | 48 |
| Hanko | 14.01.2007, 12.00 UTC | 95 | 140 | 45 |
| Klagshamn | 14.01.2007, 12.00 UTC | -9 | -48 | 39 |

gdzie: kolor jasnoszary – niedoszacowanie obniżenia poziomu morza, kolor ciemnoszary – zawyżenie wezbrania poziomu morza

Prognostyczne wysokości poziomu morza z modelu HIROMB w bieżącej pracy zostały porównane z danymi obserwacyjnymi pochodzącymi z 49 wodowskazów zlokalizowanych wzdłuż wybrzeży Bałtyku podczas czterech sytuacji sztormowych. Porównanie to wykazało, że pomimo coraz doskonalszych metod modelowania matematycznego, rosnącej ilości danych wejściowych oraz wzrastającej szybkości obliczeniowej komputerów nadal występują znaczne różnice pomiędzy danymi prognostycznymi a danymi obserwacyjnymi w sytuacjach sztormowych. Szczególnie duże różnice, powyżej 60 cm, wystąpiły dla wodowskazów zlokalizowanych w zatokach, gdzie dynamika zmienności poziomu wód jest najtrudniejsza w prognozowaniu.

Podsumowanie

Celem pracy było zaprezentowanie czasowej i przestrzennej charakterystyki ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego poprzez analizę tendencji wieloletnich zmian poziomów ekstremalnych i ustalenie ich geograficznego wzorca. Cel ten oraz wyszczególnione we wstępie zadania badawcze zrealizowano w kolejnych rozdziałach prezentowanej monografii, analizując ekstremalne poziomy morza dla trzech zakresów zmian czasowych: zmian wieloletnich z okresu 1960–2010, zmian sezonowych, czyli zmian miesięcznych, oraz zmian krótkookresowych, które dotyczą wybranych kilkudniowych sytuacji wezbrań i obniżeń sztormowych. Wszystkie te analizy były możliwe dzięki zgromadzeniu szczegółowych, godzinnych danych poziomów morza dla kilkudziesięciu wodowskazów zlokalizowanych wzdłuż wybrzeży Morza Bałtyckiego. Ta szczegółowość danych miała w pracy kluczowe znaczenie, gdyż pozwalała zobrazować chwilowy stan topografii powierzchni Bałtyku w dowolnym momencie z wielolecia, jak również umożliwiała dokonywanie dokładnych ilościowych statystyk za cały analizowany okres. Warto tu zauważyć, iż niektóre państwa, kierując się względami komercyjnymi (np. Łotwa) lub względami bezpieczeństwa (np. Rosja), nie są skłonne do udostępniania danych hydrologicznych wysokiej rozdzielczości. Z pozostałych państw nadbałtyckich uzyskano wiarygodne godzinne obserwacje poziomów morza z narodowych instytutów hydrologiczno-meteorologicznych.

Drugim podstawowym czynnikiem, który pozwolił na realizację zadań badawczych niniejszej pracy, było przyjęcie jednego poziomu referencyjnego, jakim jest poziom Normaal Amsterdams Peil (NAP), na którym oparty jest Europejski Wysokościowy System Odniesienia (EVRS). Dzięki temu przeliczono dane obserwacyjne poziomów wód morskich z poszczególnych państw nadbałtyckich do poziomu NAP i uzyskano obraz powierzchni Bałtyku w jednolitym układzie wysokościowym. Umożliwiło to przestrzenne zobrazowanie geograficznego wzorca występowania ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego. Ta problematyka badawcza jest unikalna i nie była wcześniej poruszana w literaturze oceanologicznej dotyczącej Bałtyku.

Wiodącą cechą monografii jest to, iż wszystkie analizy dotyczące ekstremalnych poziomów wód oparte są na danych obserwacyjnych, a nie na modelowych danych prognostycznych. Porównania danych pomiarowych z danymi prognostycznymi pochodzącymi z najbardziej zaawansowanego obecnie na Bałtyku modelu hydrodynamicznego HIROMB wykazały, że istnieją znaczne różnice podczas sytuacji sztormowych.

Tendencje ekstremalnych poziomów wód w wieloleciu 1960–2010

Analizy czasowych zmian ekstremalnych poziomów morza w wieloleciu 1960–2010 wykazały dla większości wodowskazów istnienie wyraźnej tendencji wzrostu liczby godzin występowania wysokich poziomów morza (≥ 70 cm ponad NAP), wzrostu częstości wezbrań sztormowych, a także wzrostu wysokości maksymalnych rocznych poziomów morza (tab. 6.2–6.6, ryc. 6.2–6.4). W okresie 1960–2010 średnio dwukrotnie zwiększyła się na Bałtyku liczba godzin z wysokimi poziomami morza. Wzrost wysokości maksymalnych rocznych poziomów Morza Bałtyckiego wyniósł około $3 \text{ mm}\cdot\text{rok}^{-1}$, obliczony jako średnia wartość trendu wyznaczona z 34 spośród 37 analizowanych

wodowskaszów. Tak duża skala zjawiska świadczy o wiarygodności procesu stałego wzrostu poziomów ekstremalnych.

Z drugiej strony zaobserwowano spadek liczby godzin z niskimi poziomami morza (≤ -70 cm względem zera NAP), a także niejednoznaczne tendencje w zmianach wysokości minimalnych rocznych poziomów morza (tab. 6.5– 6.6). Główną przyczyną takiego obrazu zmian jest intensyfikacja spływu mas powietrza z kierunku zachodniego, wzrost aktywności cyklonicznej, czyli nasilenie się cyrkulacji zachodniej, szczególnie widoczne w II połowie XX wieku (podr. 2.4 i 2.5 oraz ryc. 2.6). Ta interpretacja znajduje swoje uzasadnienie w wielu pracach badawczych dotyczących Bałtyku: Heyena i in. (1996), Suursaara, Sooäär (2007), Johansson i in. (2001), Miętusa i in. (2004), Jakusik i in. (2010). Część badaczy uważa, iż oprócz zmian w cyrkulacji atmosferycznej za wzrosty ekstremów poziomów morza odpowiada wzrost średniego poziomu Bałtyku (Rotnicki, Borzyszkowska, 1999). Podobne tendencje – wzrost aktywności sztormowej i wzrost ekstremów poziomu wód – obserwowane są również na świecie. Ostatni, piąty raport IPCC (IPCC 2013) oraz ostatnie prace badawcze za przyczyny powyższych zmian uważają najczęściej wzrost średniego poziomu oceanu światowego (MSL) oraz dominujące wskaźniki zmienności klimatu, szczególnie ENSO i NAO (Bengtsson i in., 2006; Lowe i in., 2010; Walsh, 2011; Pugh, Woodworth, 2014).

Geograficzny wzorzec ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego

Z przeprowadzonej analizy geograficznego rozmieszczenia i liczbowej charakterystyki ekstremalnych poziomów wód oraz liczby wezbrań sztormowych na Morzu Bałtyckim, a także w wyniku badań przeprowadzonych w ramach projektu NCN (Wolski, 2011–2014) ustalono wyraźne prawidłowości:

1. Wschodnie i północno-wschodnie wybrzeża Bałtyku, które są wyeksponowane w kierunku napływu zachodnich mas powietrza związanych z zachodnią cyrkulacją atmosferyczną, w tym na przeważające tory układów barycznych, są szczególnie narażone na ekstremalne zdarzenia hydrologiczne. W szczególności dotyczy to wybrzeży Zatoki Ryskiej wraz z Zatoką Parnawską, Zatoki Fińskiej oraz północnej części Zatoki Botnickiej. Są to akweny o największej liczbie wezbrań sztormowych, najdłuższym czasie utrzymywania się wysokich (≥ 70 cm względem zera NAP) poziomów morza oraz o najwyższych poziomach wód (ryc. 6.6–6.8, tab. 9.1–9.3). Przeciwnieństwem tych akwenów są wybrzeża szwedzkie Bałtyku Centralnego i Północnego, najmniej zagrożone ekstremalnymi poziomami na całym akwenie Morza Bałtyckiego (ryc. 6.6–6.8, tab. 9.5). Decyduje o tym głównie wschodnia ekspozycja wybrzeża, czyli kierunek przeciwny do napływu zachodnich mas powietrza, a także kierunku rozchodzenia się niżów barycznych. W warunkach zachodniej cyrkulacji wzrasta napełnienie Morza Bałtyckiego oraz nachylenie zwierciadła wody ku wschodnim jego wybrzeżom. Ta charakterystyczna prawidłowość jest zgodna z wynikami prac Averkiewa i Klevanny'ego (2007, 2010), Suursaara i in. (2003, 2007, 2006a, 2006b, 2009), Johansson i in. (2001), Wolskiego i in. (2014, 2016), według których wschodnie i północno-wschodnie wybrzeża Bałtyku (Zatoka Ryska, Zatoka Fińska oraz częściowo Zatoka Botnicka) są narażone na niebezpieczne wezbrania sztormowe i ekstremalne poziomy morza wywołane przechodzącymi przez te rejony głębokimi niżami barycznymi oraz występowaniem silnych dolądowych wiatrów.
2. Południowo-zachodnie wybrzeża Bałtyku – zatoki Meklemburska i Kilońska – są akwenami o najczęstszych i najgłębszych obniżeniach sztormowych oraz niskich poziomach morza (≤ -70 cm względem zera NAP) (ryc. 6.6–6.8). Ekspozycja tych zatok na wschód oraz ich niewielkie głębokości sprzyjają wyprowadzaniu wód z tych akwenów przez szybko przemierzające się mezoskalowe niży z południowego zachodu na północny wschód przez Bał-

tyk. Jednocześnie zatoki Kilońska i Meklemburska pod względem czasu występowania (liczby godzin) wysokich poziomów morza, wysokości ich maksimów, a także liczby wezbrań sztormowych ustępują w tych parametrach na Bałtyku tylko wielkim zatokom północno-wschodnim (tab. 9.4). Jest to swoisty fenomen wśród akwenów Morza Bałtyckiego.

3. Południowa część Zatoki Botnickiej (Botnik Południowy), północno-wschodnia część Bałtyku Północnego, Bałtyk Południowy oraz Cieśniny Duńskie są akwenami o pośrednim stopniu ryzyka występowania ekstremalnych poziomów morza. Wynika to głównie z geograficznego położenia tych akwenów oraz przejściowej charakterystyki parametrów ekstremalnych poziomów morza (ryc. 6.6–6.8, tab. 9.6–9.8). Liczba godzin z poziomami wysokimi i niskimi w roku, średnia roczna liczba wezbrań sztormowych czy wysokości wody stuletniej tych akwenów mieszczą się w przedziale pomiędzy parametrami akwenów o największych ekstremach (Zatoka Fińska, Zatoka Ryska, Botnik Północny) a parametrami akwenów o niewielkich oscylacjach poziomu morza, jakimi są szwedzkie wybrzeża Bałtyku Centralnego i Północnego.
4. Zjawiska ekstremalne w dynamice wód wznoszą się od otwartych wód Bałtyku (Bałtyk właściwy) do najbardziej wewnętrznych części zatok (Zatoki Botnickiej, Zatoki Fińskiej, Zatoki Ryskiej oraz Zatoki Meklemburskiej i Kilońskiej). Prawidłowość ta jest związana z tzw. efektem zatokowym, czyli wpływem na dynamikę wód charakterystyki geomorfologicznej i batygraficznej strefy wybrzeża. Efekt ten powoduje wzrost ekstremalnych poziomów morza i wzrost czasu ich występowania na stacjach zatokowych Morza Bałtyckiego od morskiej granicy zatoki do jej najdalej wciętego w ląd punktu (końca zatoki) (ryc. 6.6–6.9). Jednym z głównych powodów tego zjawiska jest wielkość obszaru otwartej wody względem długości wybrzeża i zwężanie się zatoki. Określona objętość wody usunięta ze zwężającej się i wypływającej części zatoki lub dodana do niej spowoduje większe ekstremum poziomu wody w porównaniu z poszerzoną częścią podmorską zatoki. Ta interpretacja jest zgodna z wynikami prac Sztobryn, Stigge i in. (2005), Sztobryn i in. (2009), Ekmana i Mäkinena (1996) oraz Johansson i in. (2001), którzy twierdzą, że największych wahań poziomów morza należy oczekiwać w najbardziej wewnętrznych częściach zatok.

Prawdopodobieństwo wystąpienia ekstremalnych poziomów morza

W pracy wyznaczono teoretyczne poziomy morza wraz z prawdopodobieństwem ich wystąpienia na podstawie rocznych poziomów maksymalnych i minimalnych zarejestrowanych na 37 stacjach wodowskazowych Morza Bałtyckiego w okresie 1960–2010 (lub w okresie zbliżonym) (tab. 6.8–6.9 oraz zał. 1). Otrzymane wyniki wskazują, że wysokości wody teoretycznej na poszczególnych stacjach wodowskazowych zależą od ich lokalizacji, a rozmieszczenie wody teoretycznej, np. wody stuletniej, jest zgodne z geograficznym wzorcem rozmieszczenia poziomów ekstremalnych (ryc. 6.11). Najbardziej ekstremalne wartości teoretycznych poziomów wody stuletniej maksymalnej (poziomy >220 cm NAP) oraz wody teoretycznej stuletniej minimalnej (poziomy <-100 cm) dotyczą najbardziej wewnętrznych części zatok: Botnickiej, Ryskiej, Fińskiej i Meklemburskiej (ryc. 6.12). Jest to wpływ, opisanego w podrozdziale 6.3, efektu zatokowego. Natomiast wybrzeża szwedzkie Bałtyku Centralnego i Północnego charakteryzują się najniższymi wartościami teoretycznej wody stuletniej (poziomy <140 cm dla wody teoretycznej maksymalnej oraz poziomy >-100 cm dla wody teoretycznej minimalnej). Cieśniny Duńskie, z uwagi na ich przejściowe położenie między Morzem Północnym a Bałtykiem, są akwenami o pośrednich wartościach teoretycznej wody stuletniej.

W pracy porównano również wysokości teoretycznych maksymalnych poziomów morza (teoretyczna woda maksymalna) dla dwóch 51-letnich okresów: 1910–1960 oraz 1960–2010. Wy-

znaczone różnice wysokości wskazują, że poziomy wody teoretycznej były wyższe dla wielolecia 1960–2010 dla wszystkich analizowanych wodowskazów, aniżeli dla wielolecia 1910–1960. Jednocześnie dla tych wodowskazów uległ zredukowaniu okres powtarzalności (ryc. 6.13). Świadczy to o stałym wzroście teoretycznych, a tym samym obserwowanych maksymalnych rocznych poziomów morza w ostatnim półwieczu.

Wyznaczone w pracy teoretyczne poziomy morza oraz prawdopodobieństwo ich wystąpienia służą nie tylko rozpoznaniu zjawisk ekstremalnych poziomów morza i wezbrań sztormowych, ale także mogą znaleźć zastosowanie praktyczne – jako wskazówka dla projektów budowl i urządzeń hydrotechnicznych w strefach brzegowych Morza Bałtyckiego (podr. 6.4).

Sezonowe ekstremalne poziomy wód Morza Bałtyckiego

Obok analiz z wielolecia w pracy przeanalizowano również sezonową zmienność występowania ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego. Najważniejszym efektem tych analiz było ustalenie przestrzennego rozkładu czasu występowania (średniej miesięcznej liczby godzin) wysokich (≥ 70 cm) i niskich (≤ -70 cm) poziomów morza w poszczególnych miesiącach roku. Ten rezultat badawczy zwizualizowany w postaci map wybrzeży Morza Bałtyckiego (ryc. 7.2–7.7) nie był dotychczas prezentowany w literaturze dotyczącej oceanografii Bałtyku. Może mieć on również znaczenie praktyczne dla służb ochrony brzegów czy też funkcjonowania torów podejściowych i portów. Czas występowania poziomów wysokich i poziomów niskich maleje od maksimum w styczniu do minimum w miesiącach maj–sierpień, a następnie wzrasta do stycznia następnego roku. Czas występowania poziomów wysokich dla stycznia wynosi od 10 do ponad 50 godzin średnio w miesiącu dla większości akwenów Morza Bałtyckiego, z nasileniem w północnych i wschodnich wybrzeżach. Natomiast czas występowania poziomów niskich w tym samym miesiącu to okres między 10 a 20 godzin dla Bałtyku Zachodniego oraz jeszcze krótsze okresy dla pozostałych akwenów Bałtyku. Znamienne i zgodne z geograficznym wzorcem rozkładu ekstremów dla wielolecia jest to, że czas występowania poziomów wysokich i niskich wydłuża się od otwartych wód Bałtyku (Bałtyk właściwy) aż do najbardziej wewnętrznych części zatok: Botnickiej, Fińskiej, Ryskiej, a także Meklemburskiej i Kilońskiej. Jest to widoczne przez cały rok, z wyjątkiem okresu letniego, kiedy to niskie oraz wysokie poziomy morza nie pojawiają się lub występują sporadycznie.

Z przebiegiem rocznym czasu występowania ekstremalnych poziomów morza dobrze koresponduje liczba wezbrań sztormowych, które przeważają w miesiącach jesienno-zimowych. Styczeń jest miesiącem dominującym pod względem liczby wezbrań na większości akwenów Bałtyku. Sumaryczna liczba wezbrań sztormowych w wieloleciu 1960–2010 dla stycznia wyniosła od jednego wezbrania w Bałtyku Centralnym (Visby) do 97 wezbrań w Zatoce Fińskiej (Hamina) (ryc. 7.8). Natomiast miesiące wiosenno-letnie (od maja do sierpnia) to okres braku wezbrań lub ich sporadycznego występowania. Przebieg roczny wezbrań sztormowych, których efektem jest występowanie wysokich i niskich poziomów morza, jest zgodny z roczną zmiennością cyrkulacji atmosferycznej zarówno w skali lokalnej, jak i regionalnej oraz globalnej. Najwyższe liczby wezbrań jesienno-zimowych to głównie efekt częstych niżów barycznych znad północnego Atlantyku w okresie największej intensyfikacji cyrkulacji zachodniej, zwłaszcza Oscylacji Północnoatlantycznej (dodatnia faza NAO), a także wysokiego stopnia napełnienia Bałtyku. Natomiast brak wezbrań wiosenno-letnich na Bałtyku lub wezbrania sporadyczne wiążą się z osłabieniem aktywności cyrkulacyjnej atmosfery w tym okresie a także z niskim stopniem napełnienia Bałtyku. Wniosek ten znajduje potwierdzenie w wielu innych pracach badawczych (Girjatowicz, 2009; Sztobryn,

Stigge i in., 2005; Sztobryn i in., 2009; Suursaar i in., 2002, 2006, 2007; Jaagus, Suursaar, 2013; Ekman, 2003, 2007, 2009).

Potwierdzeniem wpływu zmienności cyrkulacji na ekstremalne poziomy morza było zbadanie stopnia zależności pomiędzy analizowanymi średnimi, maksymalnymi i minimalnymi poziomami Bałtyku a wskaźnikami cyrkulacji strefowej NAO i AO oraz wskaźnikiem cyrkulacji południkowej SCAND dla wszystkich miesięcy roku w wieloleciu 1960–2010. Otrzymane wyniki wskazują na występowanie najsilniejszych związków pomiędzy NAO i AO a poziomami wód w miesiącach zimowych oraz w dalszej kolejności jesiennych.

Następną prawidłowością, którą da się zaobserwować w przeprowadzonych analizach, jest przestrzenne zróżnicowanie korelacji i jej wzrost wartości na głównych osiach Bałtyku z zachodu – na wschód oraz z południa na północ, szczególnie dobrze widoczne w miesiącach jesienno-zimowych (tab. 7.2–7.3, 7.6–7.7 oraz zał. 2). Takie zróżnicowanie może wynikać z tego, że przy dodatniej fazie NAO i AO (wysokie wartości) zachodnie masy powietrza rozprzodają wody od Cieśnin Duńskich na wschodnie i północne krańce Morza Bałtyckiego, powodując nachylenie powierzchni Bałtyku z północnego wschodu na południowy zachód. To wzmacnia wpływ indeksu NAO na poziomy morza w północno-wschodniej części i osłabia efekt w południowo-zachodniej części. Jest to zgodne z wnioskami w pracach Johansson i in. (2003), Jevrejevej i in. (2005), Ekmana (2007, 2009), czy Suursaara i Sooäär (2007) oraz Jaagusa i Suursaara (2013).

Na podstawie wyznaczonych związków zależności (tab. 7.2–7.3 i 7.6–7.7 oraz zał. 2) uwidacznia się to, iż oba indeksy (NAO i AO) dobrze ze sobą korelują (pokrywają się fazami) i zasadniczo oba są indeksami zachodniej cyrkulacji strefowej w umiarkowanych i okołobiegunowych szerokościach.

W przeprowadzonych analizach korelacja między indeksem SCAND a poziomami morza przez cały rok była ujemna i w większości istotna statystycznie. Oznacza to, iż nad Bałtykiem w wieloleciu 1960–2010 przeważały warunki cyklonalne, a nie antycyklonalne.

Należy pamiętać, iż cyrkulacje strefowe (NAO, AO) poprzez zwiększony napływ mas powietrza z kierunków zachodnich powodują nasilenie się zjawisk ekstremalnych poziomów morza w skali tygodni i miesięcy. Dlatego są one głównie odpowiedzialne za powolny proces napełniania się Bałtyku wodami z Morza Północnego. Efekt napełnienia Bałtyku jest ważnym, ale nie jedynym składnikiem kształtowania się ekstremalnych poziomów morza podczas sytuacji sztormowych.

Ekstremalne poziomy wód Morza Bałtyckiego podczas sytuacji sztormowych

Do wystąpienia ekstremalnych poziomów morza, które są efektem wezbrań i obniżeń sztormowych na wybrzeżach Bałtyku, przyczyniają się z reguły trzy czynniki (Wiśniewski, Wolski, 2009a, 2011a; Wolski i in., 2014):

- a) napełnienie Bałtyku (stan wyjściowy przed wystąpieniem danego poziomu ekstremalnego);
- b) oddziaływanie styczne wiatru na danym akwenie (kierunki wiatru – dobrzegowe, odbrzegowe; prędkości wiatru i czas ich trwania);
- c) zniekształcenie powierzchni morza przez szybko przemieszczające się przez Bałtyk głębokie mezoskalowe niże baryczne wywołujące tzw. fałę baryczną (poduszkę wodną pod niżem) oraz generujące sejszopodobne wahania poziomu morza na Bałtyku; najważniejsze dla powstania zniekształcenia są cechy niżu barycznego – jego głębokość, tor i szybkość przemieszczania się.

W wyniku działania tych trzech czynników występują ekstremalnie wysokie poziomy morza przy dodatniej fazie wezbrania (wzrost poziomów morza) oraz ekstremalnie niskie poziomy przy ujemnej fazie (obniżania się poziomów wód) (ryc. 3.4).

Wielkość udziału poszczególnych czynników w przebiegu sytuacji sztormowej została wykorzystana w ustaleniu trzech głównych typów wezbrań sztormowych: wiatrowego, z głównym udziałem podciśnienia niżu barycznego oraz mieszanego (ciśnieniowo-wiatrowego). Każdy typ wezbrania został szczegółowo opisany w podrozdziale 8.1. W dotychczasowej literaturze wyjaśniającej genezę ekstremalnych poziomów morza faworyzowany był czynnik wiatrowy, co odbiło się ze szkodą dla wy tłumaczenia kształtowania się powodzi sztormowych lub zbyt niskich poziomów morza zagrażających bezpieczeństwu żeglugi i pracy portów (podr. 3.4.2). Jednym z najważniejszych rezultatów niniejszej pracy jest docenienie i podkreślenie czynnika zniekształcenia powierzchni morza przez szybki ($\geq 16 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), głęboki i koncentryczny niż baryczny. W takim przypadku podciśnienie powoduje wypiętrzenie wód pod tym niżem, które można nazwać poduszką wodną niżu lub tzw. falą baryczną (ryc. 3.4), która jeżeli przemieszcza się z prędkością równą prędkości postępowej niżu lub zbliżoną do niej, to powstaje znaczne zagrożenie powodziowe na danym odcinku wybrzeża – znaczące sejszopodobne wahania poziomu morza (rezonans).

W pracy opisano osiem sytuacji sztormowych, charakteryzujących się różnym stopniem napełnienia Bałtyku, wysokością wezbrania lub obniżenia sztormowego oraz zróżnicowanymi cechami niżu barycznego (prędkości postępowej niżu, ciśnienia w centrum układu, toru przemieszczania się, prędkości, kierunku i czasu oddziaływania wiatru). Na podstawie powyższych charakterystyk przyporządkowano trzy sytuacje do typu wiatrowego, trzy kolejne do typu z przeważającym udziałem podciśnienia oraz dwie sytuacje, w których nie można było jednoznacznie określić czynnika dominującego w generacji wezbrania – do typu mieszanego (podr. 8.2). Po przeprowadzonych analizach sytuacji sztormowych ustalono w niniejszej pracy znamienne cechy wezbrania z dominującym udziałem czynnika podciśnienia oraz wezbrania wiatrowego. Szczegółowy opis tych charakterystyk zawarto w podrozdziale 8.3.

Ogólne prawidłowości w występowaniu ekstremalnych poziomów wód na Morzu Bałtyckim

Ekstremalne poziomy wód – tak obniżenia, jak i wezbrania – występują w sytuacjach sztormowych. Często w tym samym sztormie osiągnane jest zarówno znaczne minimum wezbrania ≤ -70 cm względem zera NAP, jak również wysokie maksimum wezbrania ≥ 70 cm względem zera NAP. Takim akwenem, gdzie występuje wyraźne minimum i maksimum wezbrania sztormowego (czyli ujemna i dodatnia faza wezbrania), jest Bałtyk Zachodni.

Jednakże niskie poziomy morza na Bałtyku zdarzają się nie tylko podczas sztormów. Ich geneza jest też wynikiem działania zupełnie innego mechanizmu. Niskie poziomy morza występują w warunkach wschodniej cyrkulacji atmosferycznej podczas ciągłych i długotrwałych wschodnich lub północnych wiatrów przy rozbudowanym wyżu nad Skandynawią lub północno-zachodnią Rosją. Wówczas stan utrzymywania się stosunkowo niskich poziomów wód może trwać nawet kilka tygodni (Majewski, Dziadziuszko, 1985; Suursaar i in., 2003; Sztobryn i in., 2009).

Jak już wspomniano, ekstremalne wartości poziomów wód podczas wezbrań sztormowych Morza Bałtyckiego mogą być osiągnięte podczas kombinacji kilku czynników. Pierwszym z nich jest wysoki poziom napełnienia akwenu, wyższy od średniego poziomu morza o wartość od 50 do około 70 cm. Ta sytuacja hydrologiczna jest możliwa podczas długotrwałych, wiejących nawet kilka tygodni, zachodnich wiatrów, które powodują napływ z Morza Północnego do Bałtyku przez Cieśninę Duńskie mas wód o kubaturze od 100 do 150 km³. Takie napełnienie sprzyja rozwojowi gwałtownych wezbrań sztormowych, które powstają w wyniku przejścia nad Bałtyk głębokiej depresji barycznej (ciśnienie < 980 hPa) znad północnego Atlantyku (II, III i IV toru niżu według Schinzego lub ich modyfikacje).

W momencie wejścia na Bałtyk aktywnego, koncentrycznego niżu o znacznej prędkości ($V \geq 16 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) poziom morza w południowo-zachodnich akwenach Bałtyku obniża się, podnosząc się jednocześnie w akwenach północno-wschodnich. Jest to zauważalny wpływ podciśnienia, które, aby utworzyć poduszkę wodną, „zabiera wodę” z płytkich zatok Bałtyku Zachodniego o niewielkich objętościach (ujemna faza powodująca obniżenia sztormowe głównie w Zatoce Kilońskiej i Meklemburskiej) i „pozostawia ją” (spiętrza) w północnych i wschodnich akwenach. Zjawisko to jest związane z przeniesieniem kształtu fali barycznej, a nie masy wodnej. Gdy depresja baryczna po przejściu Bałtyku wchodzi na ląd w obszarze Finlandii, Estonii, Łotwy czy Litwy, wtedy najczęściej dochodzi do kulminacji wezbrania i powstania największej deformacji powierzchni wody pomiędzy południowo-zachodnimi a północno-wschodnimi akwenami Bałtyku, które w skrajnych wypadkach może wynieść ponad cztery metry (minimum ujemnej fazy wezbrania w Bałtyku Zachodnim oraz maksimum dodatniej fazy wezbrania na północno-wschodnich wybrzeżach Bałtyku). Akwen Bałtyku Centralnego usytuowany w obszarach środkowych deformacji (wychylenia) będzie rejestrował najniższy zakres wahań poziomu wód na Bałtyku (tzw. obszar węzłowy zniekształcenia), na co ma dodatkowy wpływ jego znaczna głębokość i znaczna pojemność wód w porównaniu z pozostałymi akwenami Morza Bałtyckiego (tab. 2.1). Po przejściu niżu po kilku, kilkunastu godzinach będą nadal trwały wyraźne oscylacje poziomu wód Bałtyku – tzw. sejszopodobne wahania poziomu morza, czyli zmiana nachylenia zniekształcenia powierzchni morza. Objawia się to dodatnią fazą wezbrania w Bałtyku Zachodnim, czyli gwałtownym wzrostem do kilkudziesięciu centymetrów ponad zero wodowskazu i grawitacyjnym (lub dodatkowo z udziałem wiatru) opadaniem wód do poziomów średnich na północno-wschodnich wybrzeżach Bałtyku. Ujemna faza wezbrania na północno-wschodnich wybrzeżach Bałtyku zazwyczaj nie zaznacza się, gdyż szybki niż baryczny najczęściej wchodził na ląd w momencie osiągnięcia maksimum poziomu morza w tych akwenach i później nie oddziaływał już znacząco na powierzchnię morza.

Ten cały proces powstawania znacznych zniekształceń powierzchni Bałtyku jest możliwy z dwóch zasadniczych powodów. Pierwsza przyczyna ma uzasadnienie w geograficznym położeniu masy Morza Bałtyckiego, która jest wydłużona z południowego zachodu na północny wschód. Zatoki Meklemburska i Kilońska są wyeksponowane w kierunku wschodnim i północno-wschodnim, natomiast Zatoka Fińska i Zatoka Ryska oraz częściowo Botnicka w kierunku południowo-zachodnim i zachodnim. Ta orientacja geograficzna i stosunkowo niewielka głębokość Morza Bałtyckiego sprzyjają niejako mechanizmowi powstawania deformacji powierzchni Bałtyku przez szybko przemieszczające się głębokie depresje baryczne. Powierzchnia depresji barycznej (mezoskalowego, koncentrycznego niżu) musi być zbliżona w skali do powierzchni Bałtyku właściwego. Drugi powód należy wiązać z prędkością postępową niżu, która jest zbliżona do prędkości rozchodzenia się wymuszonej fali postępowej, powodującej zniekształcenie powierzchni wód (wahania sejszopodobne). Warto nadmienić, iż w zasięgu oddziaływania tej fali wezbrania sztormowego są wschodnie akweny, jak np. Zatoka Ryska z Zatoką Parnawską czy Zatoka Fińska. W akwenach tych fala wezbrania sztormowego nabiera dodatkowego wzmocnienia na skutek zmniejszenia przekroju poprzecznego zatok, co skutkuje jeszcze wyższymi poziomami wód i harmonicznym przebiegiem oscylacji.

Przeprowadzone badania doprowadziły do rozpoznania struktury przestrzennej i czasowej ekstremalnych poziomów wód Morza Bałtyckiego. W pracy wyjaśniono zarówno genezę ekstremalnych poziomów morza, jak również przedstawiono procesy odpowiedzialne za ich zróżnicowanie na wybrzeżach Bałtyku. Pokazano także zmienność czasową analizowanych ekstremów z okresu ostatniego półwiecza, a także okresów wcześniejszych, dokonującą się pod wpływem zmian klimatycznych.

W perspektywie najbliższych lat istnieje potrzeba rozszerzenia badań nad ekstremalnymi poziomami morza, zarówno na podstawie pomiarowych, mareograficznych danych archiwalnych z XIX i XX wieku, jak również przy wykorzystaniu technologii GPS i pomiarów satelitarnych poziomu wód Morza Bałtyckiego. Dodatkowym materiałem badawczym jest obszerny zbiór danych z modeli hydrodynamicznych prognozujących poziom morza. Wykorzystanie zwiększonego zakresu danych pomiarowych oraz znajomość specyfiki występowania ekstremalnych poziomów morza zawarta w tej monografii pozwoli na udoskonalenie metod operacyjnego prognozowania wezbrań i obniżen szstormowych, jak również na precyzyjną ocenę wpływu zmian klimatycznych na zagrożenia związane z oddziaływaniem ekstremalnych poziomów wód na strefę brzegową Morza Bałtyckiego.

Bibliografia

- Alexandersson, H., Schmith, T., Iden, K., Tuomenvirta, H. (1998). *Long-term variations of the storm climate over NW Europe*, „The Global Atmosphere and Ocean System”, 6(2), 97–120.
- Andersson, H. (2002). *Influence of long-term regional and large-scale atmospheric circulation on the Baltic sea level*, „Tellus”, 54A, 76–88.
- Androulidakis, Y. S., Kombiadou, K. D., Makris, C. V., Baltikas, V. N., & Krestenitis, Y. N. (2015). *Storm surges in the Mediterranean Sea: Variability and trends under future climatic conditions*, „Dynamics of Atmospheres and Oceans”, 71, 56–82.
- ArcGIS Help 10.2. <http://resources.arcgis.com/en/help/main/10.2/index.html#//009z00000076000000> (dostęp 2015).
- Aun, K. (1999). *Pärnu River Basin Management Plan*, Phare/Tacis CBC Project Facility.
- Averkiev, A.S., Klevanny, K.A. (2007). *Determining cyclone trajectories and velocities leading to extreme sea level rises in the Gulf of Finland*, „Russian Meteorology and Hydrology”, 32, 514–519.
- Averkiev, A.S., Klevanny, K.A. (2010). *Case study of the impact of cyclonic trajectories on sea-level extremes in the Gulf of Finland*, „Continental Shelf Research”, 30(6), 707–714.
- BACC Author Team (2008). *Assessment of climate change for the Baltic Sea basin*, Springer, Berlin.
- Badura, H., Zawadzki, J., Fabijańczyk, P. (2012). *Kriging blokowy oraz metody GIS w geostatystycznym szacowaniu metanonośności w kopalniach węgla kamiennego*, „Roczniki Geomatyki”, X, 3(53), 17–26.
- Bahl, L. (2006). *Implementation of New Reference Systems in Denmark*, Shaping the Change XXIII FIG Congress, Munich, Germany, October 2006, https://www.fig.net/resources/proceedings/fig_proceedings/fig2006/papers/ts26/ts26_02_bahl_0250.pdf (dostęp 2014).
- Baltic Sea Hydrographic Commission (2013). *CDWG Report to the BSHC 18th Conference*, 18th BSHC Conference, 16–18 September 2013, Tallinn, Estonia, 1–11.
- Baltic Sea Hydrographic Commission (2014). *CDWG Report to the BSHC 19th Conference*, 19th BSHC Conference, 11–12 June 2014, Riga, Latvia, 1–3, Annex, http://www.iho.int/mtg_docs/rhc/BSHC/BSHC19/C2_BSHC19.Chart%20Datum%20WG%20Report.FIN.pdf (dostęp 2015).
- Bastos, A., Trigo, R.M., Barbosa, S.M. (2013). *Discrete wavelet analysis of the influence of the North Atlantic Oscillation on the Baltic Sea level*, „Tellus”, 65A, 1–12.
- Bengtsson, L., Hodges, K., Roeckner, E. (2006). *Storm tracks and climate change*, „Journal of Climate”, 19(15), 3518–3543.
- Biuletyn IMGW (1980–2010). *Codzienny Biuletyn Meteorologiczny Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej*, Warszawa.
- Bode, L., Hardy, T.A. (1997). *Progress and recent developments in storm surge modeling*, „Journal of Hydraulic Engineering”, 123, 315–331.
- Bogdanov, V.I., Medvedev, M.Y., Taybatorov, K.A. (1994). *On the persistence of the oceanic background of apparent sea level changes in the Baltic Sea*, Reports of the Finnish Geodetic Institute, 5.
- Bogdanov, V.I., Medvedev, M.Y., Solodov, V.A., Trapeznikov, Y.A., Troshkov, G.A., Trubitsina, A.A. (2000). *Mean Monthly Series of Sea Level Observations (1777–1993) at the Kronstadt Gauge*, Reports of the Finnish Geodetic Institute, 1, Kirkkonummi, Finland.
- Bogdanowicz, R. (2004). *Hydrologiczne uwarunkowania transportu wybranych związków azotu i fosforu Odrą i Wisłą oraz rzekami Przymorza do Bałtyku*, Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk.
- Bohling, G. (2005). *Introduction to Geostatistics and Variogram Analysis*, Kansas Geological Survey, 20, <http://people.ku.edu/~gbohling/cpe940/Variograms.pdf> (dostęp 2014).

- Bouligand, R., Pirazzoli, P.A. (1999). *Positive and negative sea surges at Brest*, „Oceanologica Acta”, 22, 153–166.
- Brown, J.M., Souza, A.J., Wolf, J. (2010). *Surge modelling in the eastern Irish Sea: present and future storm impact*, „Ocean Dynamics”, 60(2), 227–236.
- Byczkowski, A. (1996). *Hydrologia* tom I i II, Wydawnictwo SGGW, Warszawa.
- Cappelen, J. (red.) (2013). *Denmark-DMI Historical Climate Data Collection 1768–2013*, Danish Meteorological Institute, Technical Report, 14–02.
- Carlsson, M. (1997). *Sea level and salinity variations in the Baltic Sea – an oceanographic study using historical data*, Department of Oceanography, Gothenburg University (Ph. D. thesis).
- Carlsson, M. (1998). *A coupled three-basin sea level model for the Baltic Sea*, „Continental Shelf Research”, 18, 1015–1038.
- Chilicka, Z. (1984). *Verification of certain numerical model with the real storm surge of December 1976 in the Baltic Sea*, „Oceanologia”, 1984, 19, 25–42.
- Climatic Research Unit, University of East Anglia, <http://www.cru.uea.ac.uk/> (dostęp 2014).
- CRS-EU (2013). *Coordinate Reference Systems in Europe*, <http://www.crs-geo.eu/> (dostęp 2013).
- Cyberski, J. (1995). *Współczesne i prognozowane zmiany bilansu wodnego i jego rola w kształtowaniu zasolenia wód Bałtyku*, Rozprawy i monografie, 206, Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk.
- Cyberski, J., Wróblewski, A., Stewart, J. (2000). *Riverine water inflows and the Baltic Sea water volume 1901–1990*, „Hydrology and Earth System Sciences”, (1), 1–11.
- Czekańska, M., Dziadziuszko, Z. (1964). *Śpiętrzenie wód u polskiego wybrzeża Bałtyku w okresie sztormowym w lutym 1962 r.*, „Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią”, t. 13, Poznań.
- D’Onofrio, E.E., Fiore, M.M.E., Romero, S.I. (1999). *Return periods of extreme water levels estimated for some vulnerable areas of Buenos Aires*, „Continental Shelf Research”, 19, 1681–1693.
- Dailidienė, I., Davulienė, L., Tilickis, B., Stankevičius, A., Myrberg, K. (2006). *Sea level variability at the Lithuanian coast of the Baltic Sea*, „Boreal Environment Research”, 11, 109–121.
- Dailidienė, I., Tilickis, B., Stankevičius, A. (2004). *General Peculiarities of Long-term Fluctuations of the Baltic Sea and the Curonian Lagoon Water Level in the Region of Lithuania*, „Environmental research, engineering and management”, 4(30), 3–10.
- Defant, A. (1961). *Physical Oceanography*, Pergamon Press, New York.
- Delworth, T.L., Dixon, K.W. (2000). *Implications of the recent trend in the Arctic/North Atlantic Oscillation for the North Atlantic thermohaline circulation*, „Journal of Climate”, 13, 3721–3727.
- Deutsches Haupthöhennetz (1992). <http://www.adv-online.de/icc/extdeu/broker.jsp?uMen=a49707b7-f12f-9d01-3bbe-251ec0023010> (dostęp 2014).
- Dixon, M.J., Tawn, J.A. (1997). *Estimates of extreme sea conditions. Spatial analyses for the UK coast*, http://www.ntsrf.org/sites/ntsrf/files/pdf/other_reports/id112.pdf (dostęp 2014).
- Doodson, A.T., Warburg, H.D. (1941). *Admiralty manual of tides*, Her Majesty’s Stationery Office, London.
- Döös, K., Meier, H.E.M., Döschner, R. (2004). *The Baltic haline conveyor belt or the overturning circulation and mixing in the Baltic*, „Ambio”, 33, 261–266.
- Dziadziuszko, Z. (1993). *Poziom morza*, w: *Niwelacja precyzyjna*, T. Wyrzykowski (red.), Wyd. PPWK, Warszawa–Wrocław, 351–391.
- Dziadziuszko, Z., Jednorął, T. (1988). *Wahania poziomów morza na polskim wybrzeżu Bałtyku*, „Studia i Materiały Oceanologiczne”, 52, 215–238.
- Dziadziuszko, Z., Jednorął, T. (1996). *Zagrożenia powodziowe powodowane spiętrzeniami sztormowymi u brzegów Bałtyku i Zalewu Wiślanego*, „Wiadomości IMGW”, 19(3), 123–133.
- Dziadziuszko, Z., Malicki, J. (1993a). *Wzrost zagrożenia powodziami sztormowymi polskiego wybrzeża Bałtyku. Przyczyny i przebieg spiętrzeń sztormowych w styczniu i lutym 1993*, „Gazeta Obserwatora IMGW”, 42(4/5), 6–12.
- Dziadziuszko, Z., Malicki, J. (1993b). *Ekspertyza. Sztormowe wahania poziomu morza w styczniu i lutym 1993 r. (ze szczególnym uwzględnieniem rejonu Półwyspu Hel na tle wieloletnich pomiarów spiętrzeń sztormowych w Zatoce Gdańskiej)*, IMGW, Oddział Morski w Gdyni, Gdynia.

- Eberhards, G., Lapinskis, J., Saltupe, B. (2006). *Hurricane Erwin 2005 coastal erosion in Latvia*, „Baltica”, 19(1), 10–19.
- Ekman, M. (1996). *A consistent map of the postglacial uplift of Fennoscandia*, „TerraNova”, 8, 158–165.
- Ekman, M. (1999). *Using Mean Sea Surface Topography for Determination of Height System Differences across the Baltic Sea*, „Marine Geodesy”, 22, 31–35.
- Ekman, M. (2003). *The World's longest sea level series and winter oscillation index for Northern Europe 1774–2000*, „Small publications in Historical Geophysics”, 12, 1–31.
- Ekman, M. (2007). *A secular change in storm activity over the Baltic Sea detected through analysis of sea level data*, „Small Publications in Historical Geophysics”, 16, 1–13.
- Ekman, M. (2009). *The Changing Level of the Baltic Sea Turing 300 Years: A Clue to Understanding the Earth*. Summer Institute for Historical Geophysics, Åland Islands.
- Ekman, M., Mäkinen, J. (1996). *Mean sea surface topography in the Baltic Sea and its transition area to the North Sea: A geodetic solution and comparisons with oceanographic models*, „Journal of Geophysical Research: Oceans” (1978–2012), 101(C5), 11993–11999.
- Elken, J., Kõuts, T., Raudsepp, U., Laanemets, J., Lagemaa, P. (2006). *BOOS/HIROMB-based marine forecasts in Estonia: problems, experiences and challenges*, Proc. US/EU-Baltic International Symposium, Klaipėda, Lithuania.
- Elken, J., Matthäus, W. (2008). *Baltic Sea oceanography, w: Assessment of climate change for the Baltic Sea basin*, the BACC Author Team, Annex A.1. Springer, Berlin, 379–386.
- EMHI, Hoiatuste kriteeriumid (2013). <http://www.ilmateenistus.ee/ilmatarkus/kasulik-teada/hoiatuste-kriteeriumid/> (dostęp 2013).
- Encyclopedia of Coastal Science* (2005). M. Schwartz (red.), Springer, Berlin.
- EPA, Potvynių direktyvos įgyvendinimas (2013) Potvynių grėsmės ir potvynių rizikos žemėlapiai (II etapas). <http://vanduo.gamta.lt/cms/index?rubricId=6d87deab-3ecc-412a-9b66-7fd6361f26ba> (dostęp 2013).
- FAO (2014). <http://www.fao.org/fishery/area/Area27/en#NA03BD> (dostęp 2014).
- Fischer, H., Matthäus, W. (1996). *The importance of the Drogden Sill in the Sound for major Baltic inflows*, „Journal of Marine Systems”, 9, 137–157.
- Fischer-Bruns, I., Von Storch, H., Gonzalez-Rouco, J.F., Zorita, E. (2005). *Modelling the variability of midlatitude storm activity on decadal to century time scales*, „Climate Dynamic”, 25, 461–476.
- Flather, R.A., Smith, J.A., Richards, J.C., Bell, C., Blackman, D.L. (1998). *Direct estimates of extreme storm surge elevations from a 40-year numerical model simulation and from observations*, „The Global Atmosphere of Ocean System”, 6, 165–176.
- FMI, Meriveden korkeusvaroitus (2014). <http://ilmatieteenlaitos.fi/tietoa-merivedenkorkeusvaroitus> (dostęp 2014).
- FMI (2014a). *Theoretical mean sea level*, Finnish Meteorological Institute, <http://en.ilmatieteenlaitos.fi/theoretical-mean-sea-level> (dostęp 2014).
- FMI (2014b). *Sea level records on the Finnish coast*, Finnish Meteorological Institute, <http://en.ilmatieteenlaitos.fi/sea-level-records-on-the-finnish-coast> (dostęp 2014).
- Fonselius, S. (1995). *Västerhavets och Östersjöns oceanografi*, Report Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping.
- Funkquist, L., Kleine, E. (2007). *HIROMB. An introduction to HIROMB, an operational baroclinic model for the Baltic Sea*, SMHI, Report Oceanography, 37, 43.
- Geodaststyrelsen (2014). *Nationale referencesystemer i Danmark og Grønland*, <http://gst.dk/emner/referencenet-hoejdemodel-opmaaling/referencesystemer/> (dostęp 2014).
- Girjatowicz, J.P. (2001). *Effects of atmospheric circulation on hydrological regime in the river Odra estuary, w: Peace with God and the whole creation*, M. Ciaciura (red.), Wyd. Promocyjne „Albatros”, Szczecin, 227–245.
- Girjatowicz, J.P. (2007). *The North Atlantic Oscillation influence on the Odra river estuary hydrological conditions*, „Estuarine Coastal and Shelf Science”, 74, 395–402.

- Girjatowicz, J.P. (2009). *Miesięczne i sezonowe charakterystyki poziomów wody u polskiego wybrzeża Bałtyku*, „Inżynieria Morska i Geotechnika”, 6, 445–451.
- Gładysz, B. (1957). *Meteorologia dla żeglugi morskiej*, Wyd. Morskie, Gdynia, 496.
- Gönnert, G. (1999). *The analysis of storm surge climate change along the German coast during the 20th century*, „Quaternary International”, 56, 115–121.
- Gönnert, G. (2004). *Maximum Storm Surge Curve Due to Global Warming for the European North Sea Region During the 20th–21st Century*, „Natural Hazards”, 32, 211–218.
- Gönnert, G., Dube, S.K., Murty, T., Seifert, W. (2001). *Global storm surges: Theory, Observations and Applications*, „Die Küste”, 63.
- Gräwe, U., Burchard, H. (2012). *Storm surges in the Western Baltic Sea: the present and a possible future*, „Climate Dynamics”, 39, 165–183.
- Gulev, S.K., Zolina, O., Grigoriev, S. (2001). *Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data*, „Climate Dynamics”, 17, 795–809.
- Gumbell, E.J. (1958). *Statistics of Extremes*, Columbia University Press, New York.
- Gustafsson, B. (1997). *Interaction between Baltic Sea and North Sea*, „Deutsche Hydrographische Zeitschrift (German Journal of Hydrography)”, 49(2/3), 165–182.
- Gustafsson, B., Andersson, H. (2001). *Modeling the exchange of the Baltic Sea from the meridional atmospheric pressure difference across the North Sea*, „Journal of Geophysical Research”, 106(C9), 19731–19744.
- Gutry-Korycka, M. (1984). *Analiza i modele struktury hydrologicznej Polski*, „Rozprawy UW”, 246, Wydawnictwa Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.
- Hallegatte, S., Ranger, N., Mestre, O., Dumas, P., Corfee-Morlot, J., Herweijer, C., Muir Wood, R. (2011). *Assessing climate change impacts, sea level rise and storm surge risk in port cities: a case study on Copenhagen*, „Climatic Change”, 104, 113–137.
- Hammarklint, T. (2009). *Swedish Sea Level Series – A Climate Indicator*, Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI), 1–5.
- Hansen, J., Reto, R., Makiko, S., Ken, L. (2010). *If It's That Warm, How Come It's So Damned Cold?*, Columbia University, 1–10, http://www.columbia.edu/~jeh1/mailings/2010/20100115_Temperature2009.pdf (dostęp 2014).
- Hay, J.E., Mimura, N. (2005). *Sea-level rise: implications for water resources management. Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*, „Springer”, 10, 717–737.
- HELCOM (2013). *Marine Protected Areas, Baltic Sea Biodiversity map service* <http://helcom.fi/action-areas/marine-protected-areas/data-and-maps/>, dostęp 2013 r.
- Heyen, H., Zorita, E., von Storch, H. (1996). *Statistical downscaling of monthly mean North Atlantic air-pressure to sea-level anomalies in the Baltic Sea*, „Tellus”, 48A, 312–323.
- Historia wysokościowej osnowy geodezyjnej w Polsce* (2014), http://pl.wikipedia.org/wiki/Historia_wysoko%C5%9Bciowej_osnowy_geodezyjnej_w_Polsce (dostęp 2014).
- Højvandsstatistikker (2007). *Extreme sea level statistics for Denmark*, Kystdirektoratet, Danish Coastal Authority.
- Horsburgh, K.J., Wilson, C. (2007). *Tide–surge interaction and its role in the distribution of surge residuals in the North Sea*, „Journal of Geophysical Research”, 112, 1–13.
- Hünicke, B., Zorita, E. (2006). *Influence of temperature and precipitation on decadal Baltic Sea level variations in the 20th century*, „Tellus”, 58A, 153–141.
- Hupfer, P. (1977). *Die Ostsee – kleines Meer mit großen Problemen*, Teubner Verlagsgesellschaft, Leipzig.
- Hupfer, P., Harff, J., Sterr, H., Stigge, H.J. (2003). *Die Wasserstände an der Ostseeküste. Entwicklung–Sturmfluten–Klimawandel*, „Die Küste”, 332, 66.
- Ihde, J. (2004). *Status of the European Vertical Reference System (EVRS)*, EVRSWorkshop, Frankfurt am Main, 5–7 April 2004, <http://www.ec-gis.org/sdi/ws/evrs/IHDE2.pdf> (dostęp 2014).

- Ihde, J., Augath, W. (2001). *The Vertical Reference System for Europe*, EUREF Symposium, Tromsø, June 22–24 2000, w: Veröffentlichung der Bayerischen Kommission für die Internationale Erdmessung, München, 61, 99–110.
- Ihde, J., Augath, W. (2002). *The European vertical reference system (EVRS), Its relation to a world height system and to the ITRS*, w: *Vistas for geodesy in the new millennium*, International Association of Geodesy Symposia, 125, Springer, Berlin, 78–83.
- IMGW, *Monitor IMGW-PIB* (2014), <http://monitor.pogodynka.pl/#map/18.3314,53.5011,8,true,true,0> (dostęp 2014).
- IPCC (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel On Climate Change*, w: *Sea Level Change*, Cambridge University Press, 1137–1216.
- Jaagus, J., Suursaar, Ü. (2013). *Long-term storminess and sea level variations on the Estonian coast of the Baltic Sea in relation to large-scale atmospheric circulation*, „Estonian Journal of Earth Science”, 62(2) 73–92.
- Jakobsen, F., Ottavi, J. (1997). *Transport through the contraction area in the Little Belt*, „Estuarine, Coastal and Shelf Science”, 45(6), 759–767.
- Jakobsen, F., Trébuchet, C. (2000). *Observations of the transport through the Belt Sea and an investigation of the momentum balance*, „Continental Shelf Research”, 20(3), 293–311.
- Jakobsen, R. (2008). *DNN og andre kotesystemer*, <http://www.slideboom.com/presentations/37439/DNN-og-andre-kotesystemer> (dostęp 2013).
- Jakusik, J., Wójcik, R., Biernacik, D., Pilarski, M., Miętus, M., Wójcik, R. (2010). *Zmiany poziomu morza wzdłuż polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego. Rezultaty projektu KLIMAT*, w: *Klimat Polski na tle klimatów Europy. Zmiany i ich konsekwencje*, E. Bednorz, L. Kolendowicz (red.), seria „Studia i Prace z Geografii i Geologii” 16, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 219–234.
- Jednorą, T., Sztobryn, M., Miłkowska, M. (2008). *Zastosowanie modelu statystyk pozycyjnych do prognozowania ekstremalnych poziomów Morza Bałtyckiego w polskiej strefie brzegowej*, „Inżynieria Morska i Geotechnika”, 5, 257–263.
- Jensen, J., Müller-Navara, S.H. (2008). *Storm surges on the German Coast*, „Die Küste”, 74, 92–124.
- Jevrejeva, S., Moore, J.C., Woodworth, P.L., Grinsted, A. (2005). *Influence of large-scale atmospheric circulation on European sea level: results based on the wavelet transform method*, „Tellus”, 57A, 183–193.
- Johansson, M., Boman, H., Kahma, K., Launiainen, J. (2001). *Trends in sea level variability in the Baltic Sea*, „Boreal Environment Research”, 6, 159–179.
- Johansson, M., Kahma, K., Boman, H. (2003). *An Improved Estimate for the Long-Term Mean Sea Level on the Finnish Coast*, „Geophysica”, 39(1–2), 51–73.
- Johansson, M., Kahma, K., Boman, H., Launiainen, J. (2004). *Scenarios for sea level on the Finnish coast*, „Boreal Environment Research”, 9, 153–166.
- Jones, P.D., Jonsson, T., Wheeler, D. (1997). *Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland*, „International Journal Climatology”, 17, 1433–1450.
- Juceviciute, V., Kumetaitis, Z., Sleiteris, E., Buga, A., Parseliunas, E., Petroskevicius, P., Zakarevicius, A. (2003). *Development of the Lithuanian National Geodetic Control*, The Symposium of the IAG Subcommission for Europe (EUREF), 4–7 June 2003, Toledo, Spain, 1–4, <http://www.euref.eu/symposia/book2003/6-14-Lithuania.pdf> (dostęp 2014).
- Kaczmarek, Z. (1970). *Metody statystyczne i meteorologiczne w hydrologii i meteorologii*, Wyd. Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Kałas, M. (1993). *Characteristic of sea level changes on the Polish Coast of the Baltic Sea in the last forty-five years*, International Workshop, Sea Level Changes and Water Management, 19–23 April 1993, Noords-wijerhout Nederlands, 51–61.
- Kałas, M., Staśkiewicz, A., Szeffler, K. (2001). *Water level forecast for the Pomeranian Bay from the HIROMB Model*, „Oceanological Studies”, 30(3–4), 39–57.

- Kałuża, T. (1985). *Analiza przejścia fali barycznej na stan wody w ujściowym odcinku Odry*, w: *Badania hydrotechniczne. Prace Instytutu Morskiego*, 689, Wyd. IM, Gdańsk–Słupsk–Szczecin, 74–91.
- Kauker, F., Meier, H.E.M. (2003). *Modeling decadal variability of the Baltic Sea: 1. Reconstructing atmospheric surface data for the period 1902–1998*, „Journal Geophysical Research”, 108, 1–18.
- KLIMAT (2009–2011). Raporty z projektu badawczego KLIMAT Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej: *Podzadanie 6.1: Wpływ zmian klimatu na zmiany średniego poziomu i występowania jego ekstremalnych wartości w rejonie polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego oraz scenariusze zmian; Podzadanie 6.4: Opracowanie metodyki wyznaczania terenów bezpośredniego zagrożenia powodzią przy uwzględnieniu oddziaływania morza i zmian klimatycznych*, w: *Zadanie 6: Bałtyk jako element systemu klimatycznego i jego rola w tworzeniu się stanów zagrożenia.*, koordynator M. Miętus, <http://klimat.imgw.pl/> (dostęp 2015).
- Knudsen, P., Andersen, O., Sørensen, C., Vogensen, K. (2010). *Spatial variability in sea level rise and storm surge levels along the Danish coastline*, Storm Surges Congress, Hamburg, Germany, 13–17 September 2010, 1–19, http://www.coastdat.eu/imperia/md/content/loicz/stormsurges/sessioni/3_knudsen_etal.pdf (dostęp 2014).
- Kohlmetz, E. (1964). *Untersuchungen über Sturmflutwetterlagen an der deutschen Ostseeküste*, Inaugural-Dissertation, Ernst-Moritz-Arndt-Universität, Greifswald.
- Kokesz, Z. (2010). *Sporządzanie map izoliniowych procedurą kriginu zwyczajnego – korzyści i ograniczenia*, „Zeszyty Naukowe Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN”, 79, 363–382.
- Koppe, B. (2002). *Hochwasserschutzmanagement an der deutschen Ostseeküste*, Dissertation, „Rostocker Berichte aus dem Fachbereich Bauingenieurwesen”, 8, Universität Rostock.
- Korhonen, J., Backer, H., Hammarklint, T., Bötcher, B.W. (2015). *Baltic Sea Hydrographic Commission (BSHC) and Co-Operation on Hydrographic Issues with Other Baltic Sea Organizations*, „The International Hydrographic Review”, (12), 65–72.
- Kotz, S., Nadarajah, S. (2000). *Extreme Value Distributions, Theory and Application*, Imperial College Press, London.
- Kowalewska-Kalkowska, H. (2012). *Rola wezbrań sztormowych w kształtowaniu ustroju wodnego układu Dolnej Odry i Zalewu Szczecińskiego*, Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Szczecińskiego, Szczecin.
- Kowalewska-Kalkowska, H., Kowalewski, M. (2005). *Operational hydrodynamic model for forecasting of extreme Hydrological events in the Oder Estuary*, „Nordic Hydrology”, 36(4), 411–422.
- Kowalewska-Kalkowska, H., Kowalewski, M. (2007). *Modeling water exchange in the Oder River mouth area*, „Oceanological and Hydrological Studies”, 36(1), 55–67.
- Kowalewska-Kalkowska, H., Kowalewski, M., Wiśniewski, B. (2009). *Baltic Sea Hydrodynamic Model-Based Analysis of Hydrodynamic Conditions in the River Odra Mouth during Storm Surges in 2003*, „Polish Journal of Environmental Studies”, 18, 5A, 219–227.
- Kowalewski, M. (1997). *A three-dimensional hydrodynamic model of the Gulf of Gdańsk*, „Oceanological Study”, 26(4), 77–98.
- Kowalewski, M., Kowalewska-Kalkowska, H. (2011). *Performance of operationally calculated hydrodynamic forecasts during storm surges in the Pomeranian Bay and Szczecin Lagoon*, „Boreal Environment Research”, 16 (suppl. A), 27–41.
- Kożuchowski, K., Stolarczuk, A., Wiśniewski, B. (1996). *Klimatyczna zmienność poziomu morza w Świnoujściu (1811–1990)*, w: *Współczesne zmiany klimatyczne. Klimat Szczecina i współczesne zmiany klimatyczne w rejonie Morza Bałtyckiego*, K. Kożuchowski (red.), Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Szczecińskiego, Szczecin, 121–143.
- Krikstaponis, B., Parseliunas, E., Petroskevicius, P., Putrimas, R., Zakarevicius, A. (2007). *Realization of the vertical datum and height system of Lithuania*, Proceedings of the 1st International Symposium of the International Gravity Field Service. Ankara, spec. iss. 18, 142–147, <http://www.hgk.msb.gov.tr/images/dergi/df57dbded091b01.pdf> (dostęp 2014).
- Kryński, J., Rogowski, J.B. (2013). *National Report of Poland To EUREF 2013*, Symposium of the IAG Sub-commission for Europe, European Reference Frame – EUREF 2013, Budapest, Hungary, 29–31 May 2013.

- Kryński, J., Zanimonskiy, Y.M. (2004). *Tide gauge records-derived variations of Baltic Sea level in terms of geodynamics*, „Geodezja i Kartografia”, 53(2), 85–98.
- Kurałowicz, Z., Słomska, A. (2014). *Powierzchnie i wysokościowe układy odniesienia – obserwacje na stacjach mareograficznych Kronsztad i Amsterdam*, „Inżynieria Morska i Geotechnika”, 5, 377–384.
- Lagemaa, P., Elken, J., Kõuts, T. (2011). *Operational sea level forecasting in Estonia*, „Estonian Journal of Engineering”, 17(4), 301–331.
- Lass, H.U., Matthäus, W. (2008). *General Oceanography of the Baltic Sea, w: State and evolution of the Baltic Sea, 1952–2005: a detailed 50-year survey of meteorology and climate, physics, chemistry, biology, and marine environment*, R. Feistel, G. Nausch, N. Wasmund (red.), John Wiley & Sons, New York, 5–44.
- Lazarenko, N.N. (1986). *Variations of mean level and water volume of the Baltic Sea*, w: *Water Balance of the Baltic Sea*, M. Falkenmark (red.), „Baltic Sea Environment Proceedings”, 16, 64–80.
- Leckebusch, G.C., Ulbrich, U. (2004). *On the relationship between cyclones and extreme windstorm events over Europe under climate change*, „Global and Planetary Change”, 44, 181–193.
- LEGMC, Brīdinājumi (2016). Laika parādību brīdinājumu simboli, Ūdens līmenis, <http://meteo.lv/bridinajumi/?nid=484> (dostęp 2016).
- Lehmann, A., Krauss, W., Hindrichsen, H.H. (2002). *Effects of remote and local atmospheric forcing on circulation and upwelling in the Baltic Sea*, „Tellus”, 54A, 299–316.
- Lehmann, A., Myrberg, K., Höflich, K., Getzlaff, K. (2014). *Frequencies and pathways of deep cyclones forcing major inflows to the Baltic Sea*, „Geophysical Research Abstracts”, 16, EGU General Assembly, 4135.
- Leppäranta, M., Myrberg, K. (2009). *Physical oceanography of the Baltic Sea*, Springer Science & Business Media, Berlin.
- Lewicki, A. (1965). *Tory niżów w rejonie Bałtyku*, „Archiwum Hydrotechniki”, 12(4), 349–363.
- Lietuvos Respublikos Aplinkos Ministro (2011). Dėl Stichinių, Katastrofinių Meteorologinių Ir Hidrologinių Reiškinių Rodiklių Patvirtinimo. Isakymu Nr. D1-870, <https://www.e-tar.lt/portal/lt/legalAct/TAR.CCD0C187ED2C> (dostęp 2015).
- Link, P., Post, P. (2007). *Spatial and temporal variance of cyclones in the Baltic Sea region*, w: *Proceedings from the 5th annual meeting of the European Meteorological Society Session AW8: Weather types classifications*, COST Action 733, EU Publications Office, 69–76.
- Lisitzin, E. (1974). *Sea-level changes*, Elsevier Oceanography, Serie 8, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, Oxford, New York.
- Lisowski, K. (1957). *Podstawy prognozowania wezbrania sztormowego w ujściach rzecznych Zachodniego Pomorza*, „Archiwum Hydrotechniki”, 4(1), 349–363.
- Lisowski, K. (1960). *Badania zjawisk hydrometeorologicznych na Bałtyku*, „Pomorze Zachodnie”, 1–2, 95–108.
- Lisowski, K. (1961). *Nieokresowe wahania poziomu Bałtyku pod wpływem czynników anemobarycznych*, „Archiwum Hydrotechniki”, 8(1), 17–42.
- Lisowski, K. (1963). *Zjawiska sztormowe w lutym 1962 i ich skutki*, „Zeszyty Naukowe Politechniki Szczecińskiej”, 39, Budownictwo IV – Oceanologia, 7–30.
- Liu, K. (2011). *A study of the possibility to connect local leveling networks to the Swedish height system RH 2000 using GNSS*, Reports in Geodesy and Geographical Information Systems, LMV-rapport 2011:3, LANTMÄTERIET, Gävle, http://www.diva-portal.org/smash/get/diva2:420783/FULLTEXT01.pdf&sa=U&ei=m_tjU_nbObCj8gH074GICA&ved=0CD4QFjAH&usg=AFQjCNH_ZgJMsngHJKnycnN_MFqWI78wPQ (dostęp 2015).
- Locja cieśnin bałtyckich. Kattegat* (1977). Biuro Hydrograficzne Marynarki Wojennej.
- Locja cieśnin bałtyckich. Mały Belt, Wielki Belt, Sund* (1978). Biuro Hydrograficzne Marynarki Wojennej.
- Lowe, J.A., Gregory, J.M. (2005). *The effects of climate change on storm surges around the United Kingdom*, „Philosophical Transactions of the Royal Society A”, 363, 1313–1328.

- Lowe, J.A., Gregory, J.M., Flather, R.A. (2001). *Changes in the occurrence of storm surges around the United Kingdom under a future climate scenario using a dynamic storm surge model driven by the Hadley Centre climate models*, „Climate dynamics”, 179(4–3), 18–188.
- Lowe, J.A., Woodworth, P.L., Knutson, T., McDonald, R.E., McInnes, K.L., Woth, K., von Storch, H., Wolf, J., Swail, V., Bernier, N.B., Gulev, S., Horsburgh, K.J., Unnikrishnan, A.S., Hunter J.R., Weisse, R. (2010). *Past and future changes in extreme sea levels and waves*, w: *Understanding Sea-Level Rise and Variability*, J.A. Church, P.L. Woodworth, T. Aadrup, W.S. Wilson (red.), Wiley-Blackwell, Hoboken, New Jersey, 326–375.
- Lozano, I., Devoy, R.J.N., May, W., Anderson, U. (2004). *Storminess and vulnerability along the Atlantic coastlines of Europe: analysis of storm records and of a greenhouse gases induced climate scenario*, „Marine Geology”, 210, 205–225.
- Łomniewski, K., Mańkowski, W., Zaleski, J. (1975). *Morze Bałtyckie*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Łyszkowicz, A. (2001). *Unia niwelacyjna. Europejski wysokościowy system odniesień*, „Geodeta: Magazyn Geoinformacyjny”, 12(79), 20–24.
- Łyszkowicz, A. (2012). *Podstawowa osnowa wysokościowa w Polsce*, Współczesne problemy podstawowych sieci geodezyjnych, Grybów 18–19.10.2012, 1–36, http://www.rogopen.gik.pw.edu.pl/phocadownload/Gryb_2012/AL.pdf (dostęp 2015).
- Madsen, K.S. (2009). *Recent and future climatic changes in temperature, salinity, and sea level of the North Sea and the Baltic Sea*, PhD thesis, University of Copenhagen, Faculty of Science.
- Mailier, P.J., Stephenson, D.B., Ferro, C.A., Hodges, K.I. (2006). *Serial clustering of extratropical cyclones*, „Monthly weather review”, 134(8), 2224–2240.
- Majewski, A. (1983). *Maksymalne stany wody na polskim wybrzeżu Bałtyku i w delcie Wisły*, „Inżynieria Morska”, 6, 443–444.
- Majewski, A. (1986). *Skrajne wahania poziomu wody u polskich wybrzeży Bałtyku*, „Inżynieria Morska”, 2, 46–50.
- Majewski, A. (1989a). *Niezwykłe krótkotrwałe wezbrania morza u południowych i wschodnich brzegów Bałtyku*, „Przegląd Geofizyczny”, 34(2), 191–199.
- Majewski, A. (1989b). *Podziały Morza Bałtyckiego*, „Przegląd Geofizyczny”, 34(2) 159–170.
- Majewski, A. (1998a). *Największe wezbrania wód u południowych brzegów Morza Bałtyckiego*, „Wiadomości IMGW”, 21(2), 81–98.
- Majewski, A. (1998b). *Katastrofalne sztormy i powódzie u południowych brzegów Morza Bałtyckiego*, „Inżynieria Morska i Geotechnika”, 2, 67–69.
- Majewski, A. (1994). *Batymetria*, w: *Atlas Morza Bałtyckiego*, A. Majewski, Z. Lauer (red.), Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa, 40–46.
- Majewski, A., Dziadziuszko, Z. (1985). *Niskie stany wody południowego Bałtyku. Materiały monograficzne*, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa.
- Majewski A., Dziadziuszko Z., Wiśniewska A. (1983). *Monografia powodzi sztormowych 1951–1975*, Wydawnictwa Komunikacji i Łączności, Warszawa.
- Marcos, M., Tsimplis, M.N., Shaw, A.G.P. (2009). *Sea level extremes in Southern Europe*, „Journal of Geophysical Research”, 114, C01007, 1–16.
- Massel, S. (red.) (1992). *Poradnik hydrotechnika. Obciążenia budowli hydrotechnicznych wywołane przez środowisko morskie*, Biblioteka Inżynierii Morskiej, Wyd. Morskie, Gdańsk.
- Matthäus, W. (2006). *The history of investigation of salt water inflows into the Baltic Sea: From the early beginning to recent results*, „Marine Science Reports”, 65. Baltic Sea Research Institute IOW, Warnemunde.
- Matthäus, W., Franck, H. (1990). *The water volume penetrating into the Baltic Sea in connection with major Baltic inflows*, „Gerlands Beitrage zur Geophysik”, 99, 377–386.
- Matthäus, W., Schinke, H. (1994). *Mean atmospheric circulation patterns associated with major Baltic inflows*, „Deutsche Hydrografische Zeitschrift”, 46, 321–339.

- MBLU (1995). *Generalplan Küsten- und Hochwasserschutz Mecklenburg-Vorpommern*, Ministerium für Bau, Landesentwicklung und Umwelt Mecklenburg-Vorpommern, Schwerin.
- McCabe, G.J., Clark, M.P. Serreze, M.C. (2001). *Trends in Northern Hemisphere surface cyclone frequency and intensity*, „Journal of Climate”, 14, 2763–2768.
- McGrath, D., Zhang, Ch., Carton, O.T. (2004). *Geostatistical analyses and hazard assessment on soil lead in Silvermines area, Ireland*, „Environmental Pollution”, 127, 239–248.
- McInnes, K.L., Macadam, I., Hubbert, G.D., O’Grady, J.G. (2009). *A modelling approach for estimating the frequency of sea level extremes and the impact of climate change in southeast Australia*, „Natural Hazards”, 51, 115–137.
- Meier, M. (2006). *Baltic Sea climate in the late twenty-first century: a dynamical downscaling approach using two global models and two emission scenarios*, „Climate Dynamics”, 27(1), 39–68.
- Menéndez, M., Woodworth, P.L. (2010). *Changes in extreme high water levels based on a quasi-global tide-gauge data set*, „Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)”, 115, C10011, 1–15.
- Met Office. National Meteorological Archive, Great Moor House Bittern Road Sowton Exeter EX2 7NL United Kingdom.
- Miętus, M. (1994). *Vector of geostrophic wind in the Baltic Sea region as index of local circulation and its relation with hydro-meteorological characteristics along the Polish coast*, Proceeding European Workshop on Climate Variations, Majvik, 15–18 May, SILMU, 8–23.
- Miętus, M. (1998). *The Climate of the Baltic Sea Basin*, World Meteorological Organization, Marine Meteorology and Related Oceanographic Activities, Report 41, World Meteorological Organisation, Geneva.
- Miętus, M., Filipiak, J., Owczarek, M. (2004). *Klimat wybrzeża południowego Bałtyku. Stan obecny i perspektywę zmian*, w: *Środowisko polskiej strefy południowego Bałtyku – stan obecny i przewidywanie zmiany w przedzeniu integracji europejskiej*, J. Cyberski (red.), GTN, 11–44.
- Mitchum, G.T., Nerem, R.S., Merrifield, M.A., Gehrels, W. R. (2010). *Modern sea-level-change estimates*, w: *Understanding sea-level rise and variability*, J.A. Church, P.L. Woodworth, T. Aadrup, W.S. Wilson (red.), Wiley-Blackwell, 122–142.
- Moberg, A., Tuomenvirta, H., Nordli, P.Ø. (2005). *Recent climatic trends*, The Physical Geography of Fennoscandia, M. Seppälä, (red.), The Oxford Regional Environments Series, Oxford University Press, 113–133.
- Mononen, J. (2008). *Harmonization of Vertical References within the Baltic Sea*, TS 4F – Hydrographic Information Management, Integrating Generations, FIG Working Week, Stockholm, Sweden 14–19 June 2008.
- Mörner, N.A. (2004). *Estimating future sea level changes from past records*, „Global and Planetary Change”, 40(1–2), 49–54.
- Mudersbach, C., Jensen, J. (2009). *Statistische Extremwertanalyse von Wasserständen an der Deutschen Ostseeküste*, Abschlussbericht 1.4 zum KFKI-Verbundprojekt, Modellgestützte Untersuchungen zu extremen Sturmflutereignissen an der Deutschen Ostseeküste (MUSTOK), Universität Siegen.
- Mungov, G., Daniel, P. (2000). *Storm surges in the western Black Sea. Operational forecasting*, „Mediterranean Marine Science”, 1(1), 45–50.
- Müller-Navarra, S., Biork, I. (2008). *Sturmflutsimulationen*, Sturmflutgefährdung der Ostseeküste MUSTOK-Workshop, 1–16, https://www.bau.uni-siegen.de/fwu/wb/veranstaltungen/mustok/tag_2_beitrag_mueller_navarra_bork.pdf (dostęp 2014).
- Niros, A., Vihma, T., Launiainen, J. (2003). *Marine meteorological conditions and air-sea exchange processes over the northern Baltic Sea in 1990 s*, „Geophysica”, 38 (1/2), 59–87.
- NOAA, Climate Prediction Center (2014). <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/scand.shtml> (dostęp 2014).
- NOAA, Climate Prediction Center, National Weather Service (2014). <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/> (dostęp 2014).
- NOAA, National Centers for Environmental Information (2014). *The State of the Climate in 2010 report (supplement to the June 2011 issue of the Bulletin of the American Meteorological Society)*, „BAMS” vol. 92, 92(6), <https://www.ncdc.noaa.gov/bams> (dostęp 2014).

- NOAA, National Climatic Data Center (2014). <http://www.ncdc.noaa.gov/cdo-web/> (dostęp 2014).
- NOAA, National Hurricane Center (2014). <http://www.nhc.noaa.gov/surge/> (dostęp 2014).
- Novotny, K., Liebsch, G., Dietrich, R., Lehmann, A. (2005). *Combination of Sea-Level Observations and an Oceanographic Model for Geodetic Applications in the Baltic Sea*, A Window on the Future of Geodesy. In: International Association of Geodesy Symposia, vol. 128, 195–200, DOI: 10.1007/3-540-27432-4_34.
- Olbert, A.I., Hartnett, M. (2010). *Storms and surges in Irish coastal waters*, „Ocean Modelling”, 34(1), 50–62.
- Olsson, P.A., Eriksson, P.A. (2005). *Nationella höjdsystem – historik*, Lantmäteriet.
- Omstedt, A., Pettersen, C., Rodhe, J., Winsor, P. (2004). *Baltic Sea climate: 200 yr of data on air temperature, sea level variation, ice cover and atmospheric circulation*, „Climate Research”, 25, 205–216.
- Omstedt, A., Elken, J., Lehmann, A., Leppäranta, M., Meier, H.E.M., Myrberg, K., Rutgersson, A. (2014). *Progress in physical oceanography of the Baltic Sea during the 2003–2014 period*, „Progress in Oceanography”, 128, 139–171.
- Ozga-Zielińska, M., Brzeziński, J. (1997). *Hydrologia stosowana*, PWN, Warszawa.
- Paprotny, D. (2014). *Trends in storm surge probability of occurrence along the Polish Baltic Sea coast*, Cornell University, <https://arxiv.org/ftp/arxiv/papers/1410/1410.2547.pdf> (dostęp 2015).
- Paršeliūnaset, E., Sacher, M., Ihde, J. (2000). *Preparation of Lithuanian Levelling Network data for United European Levelling Network*, „Geodesy and Cartography”, XXVI, 4, 171–186.
- Petersen, M., Rohde, H. (1991). *Sturmflut. Die großen Fluten an den Küsten Schleswig-Holsteins und in der Elbe*, Karl Wachholtz Verlag, Neumünster.
- Pinto, J.G., Ulbrich, U., Leckebusch, G.C., Spanghel, T., Reyers, M., Zacharias, S. (2007). *Changes in storm track and cyclone activity in three SRES ensemble experiments with the ECHAM5/MPI-OM1 GCM*, „Climate Dynamics”, 29(2), 195–210.
- Pirazzoli, P.A. (2000). *Surges, atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the Atlantic coast of France*, „Oceanologica Acta”, 23, 643–661.
- Pirazzoli, P.A., Tomasin, A. (2007). *Estimation of return periods for extreme sea levels: a simplified empirical correction of the joint probabilities method with examples from the French Atlantic coast and three ports in the southwest of the UK*, „Ocean Dynamics”, 57(2), 91–107.
- Pirazzoli, P.A., Costa, S., Dornbusch, U., Tomasin, A. (2006). *Recent evolution of surge related events and assessment of coastal flooding risk on the eastern coast of the English Channel*, „Ocean Dynamics”, 56, 498–512.
- Ponte, R.M. (1994). *Understanding the relation between wind- and pressure-driven sea level variability*, „Journal of Geophysical Research”, 99(C4), 8033–8039.
- Post, P., Kōuts, T. (2014). *Characteristics of cyclones causing extreme sea levels in the northern Baltic Sea*, „Oceanologia”, 56(2), 241–258.
- Prandle, D., Wolf, J. (1978). *The interaction of surge and tide in the North Sea and river Thames*, „Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society”, 55, 203–216.
- Pugh, D.T. (1987). *Tides, surges and mean sea-level* (reprinted with corrections), John Wiley & Sons, New York.
- Pugh, D.T. (2004). *Changing Sea Levels. Effects of Tides, Weather and Climate*, Cambridge University Press.
- Pugh, D.T., Woodworth, P. (2014). *Sea-Level Science. Understanding Tides, Surges, Tsunamis and Mean Sea-Level Changes*, Cambridge University Press.
- Rapport SHMI (2014). *Extrema vattenstånd i Blekinge*, Länsstyrelsen Blekinge Län, Karlskrona, 7, 1–22.
- Rayner, R., MacKenzie, B. (2010). *A first-order assessment of the impact of long-term trends in extreme sea levels on offshore structures and coastal refineries*, w: *Understanding Sea-level Rise and Variability*, J.A. Church, P.L. Woodworth, T. Aadrup, W.S. Wilson (red.), Wiley-Blackwell, 52–60.
- Referencenetområdet (2005). *Vejledning om højdesystemet*, Kort-og Matrikelstyrelsen. 1–7, <http://www.gst.dk/media/gst/65263/Vejledning%20om%20h%C3%B8jdesystemet.pdf> (dostęp 2014).
- Rheinheimer, G. (red.) (1995). *Meereskunde der Ostsee*. Springer, Berlin.
- Richter A., Groh A., Dietrich R. (2012). *Geodetic observation of sea-level change and crustal deformation in the Baltic Sea region*, „Physics and Chemistry of the Earth”, Parts A/B/C, 53, 43–53.

- Rikken, K. (2011). *Final Geodetic Measurements Taken for Joining European Network*, Estonian Public Broadcasting (ERR), <http://news.err.ee/sci-tech/c9f74337-1a10-41d7-959f-4e4dc98fbbbe1> (dostęp 2013).
- Rogers, J.C. (1997). *North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of northern Europe*, „Journal of Climate”, 10, 1635–1647.
- Rosenhagen, G., Bork, I. (2009). *Rekonstruktion der Sturmflutwetterlage vom 13. November 1872*, „Die Küste”, 75, 51–70.
- Rotnicka, J. (1988). *Taksonomiczne podstawy klasyfikacji reżimu rzecznego*, „Seria Geografia”, 40, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań.
- Rotnicki, K., Borzyszkowska, W. (1999). *Przyspieszony wzrost poziomu morza i jego składowe na polskim wybrzeżu Bałtyku w latach 1951–1990*, w: *Ewolucja systemów nadmorskich Południowego Bałtyku*, R.K. Borówka (red.), Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań–Szczecin, 141–160.
- Rüdja, A. (2006). *Development of the Precise Levelling Network in Estonia*, Report on the Symposium of the IAG Subcommission for Europe, (EUREF), Riga, Latvia, 14–17 June 2006, 1–4, <http://www.euref.eu/symposia/2006Riga/P-12.pdf> (dostęp 2014).
- Sahebjalal, E. (2012). *Application of Geostatistical Analysis for Evaluating Variation in Groundwater Characteristics*, „World Applied Sciences Journal”, 18(1), 135–141.
- Samuelsson, M., Stigebrandt, A. (1996). *Main characteristics of the long-term sea level variability in the Baltic Sea*, „Tellus”, 48A, 672–683.
- Schinke, H., Matthäus, W. (1998). *On the causes of major Baltic inflows—an analysis of long time series*, „Continental Shelf Research”, 18, 67–97.
- Schinze (1941). *Flugwetterkunde für die Truppe*, Dienstvorschrift der Luftwaffe, Berlin, Reichministerium der Luftwaffe.
- Sepp, M. (2009). *Changes in frequency of Baltic Sea cyclones and their relationships with NAO and climate in Estonia*, „Boreal environment research”, 14(1), 143–151.
- Sepp, M., Post, P., Jaagus, J. (2005). *Long-term changes in the frequency of cyclones and their trajectories in Central and Northern Europe*, „Nordic Hydrology”, 36, 297–309.
- Sepp, M., Mändla, K., Post, P. (2014). *On the Origins of Cyclones Entering the Baltic Sea Region*, EMS Annual Meeting Abstracts, vol. 11, <http://meetingorganizer.copernicus.org/EMS2014/EMS2014-275.pdf> (dostęp 2015).
- Skriptunov, N.A., Gorelits, O.V. (2001). *Wind-induced variations in water level in river mouths*, „Water Resources”, 174(2), 28–179.
- SHMI, Ocean Web (2014). <http://www.smhi.se/oceanweb/help-info/models-1.33327> (dostęp 2014).
- SMHI (2009). *Sea level indicates our changing climate*, <http://www.smhi.se/en/news-archive/sea-level-indicates-our-changing-climate-1.8962> (dostęp 2013).
- SHMI, Varningsdefinitioner (2014). <http://www.smhi.se/vadret/vadret-i-sverige/varningsdefinitioner> (dostęp 2014).
- SMHI (2014). *Rekord: Havsvattenstånd*, <http://www.smhi.se/klimatdata/oceanografi/havsvattenstand/rekord-havsvattenstand-1.2269> (dostęp 2014).
- Soomere, T., Keevallik, S. (2003). *Directional and extreme wind properties in the Gulf of Finland*, „Proceedings of Estonian Academy of Sciences, Engineering”, 9(2), 73–90.
- Soomere, T., Leppäranta, M., Myrberg, K. (2009). *Highlights of the physical oceanography of the Gulf of Finland reflecting potential climate changes*, „Boreal Environment Research”, 14, 152–165.
- Soskin, I.M. (1963). *Mnogoletnie izmenenija gidrologi uskih karakteristik Baltijskogo morja*, Hydrometeorological Press, Leningrad.
- Stanisławczyk, I. (2001). *Wahania poziomu morza na wybrzeżu polskim podczas bardzo silnego sztormu w grudniu 1999*, „Wiadomości IMGW”, 24(2) 19–25.
- Stanisławczyk, I., Sztobryn, M. (2000). *Zmiany napętnienia Bałtyku jako wskaźnik oceanicznych wlewów powierchniowych*, w: *XII Międzynarodowa Konferencja Naukowo-Techniczna – Rola Nawigacji w Zabezpieczeniu Działalności Ludzkiej na Morzu*, Wyd. AMW Gdynia, 250–256.

- Stanisz, A. (2006). *Przystępny kurs statystyki: z zastosowaniem STATISTICA PL na przykładach z medycyny*, 1–3, Wydawnictwo StatSoft, Kraków.
- Sterl, A., Brink, H.V.D., Vries, H.D., Haarsma, R., Meijgaard, E.V. (2009). *An ensemble study of extreme storm surge related water levels in the North Sea in a changing climate*, „Ocean Science”, 5(3), 369–378.
- Stigebrandt, A., Gustafsson, B.G. (2003). *Response of Baltic Sea to climate change – Theory and observations*, „Journal of Sea Research”, 49(4), 243–256.
- Stigge, H.J. (1989). *Nullpunktkorrektur für alle DDR-Küstenpegel (Mitteilung der Wasserwirtschaftsdirektion Küste)*, „Beiträge zur Meereskunde”, 60, 53–59.
- Stigge, H.J. (1993). *Sea level changes and high-water probability on the German Baltic Coast*, International Workshop, Sea Level Changes and Water Management 19–23 April 1993, Noordswijerhout Nederlands, 19–29.
- Stigge, H.J. (1994). *Die Wasserstände an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns*, „Die Küste”, 56, 1–24.
- Strömer, O. (2011). *Climate change of impacts on coastal waters of the Baltic Sea*, w: *Global change and Baltic coastal zones*, G. Schernewski, J. Hofstede, T. Neumann, (red.), Springer, Berlin, 51–70.
- Suursaar, Ü. (2010). *Wind and wave storms, storm surges and sea level rise along the Estonian coast of the Baltic Sea*, „Oceanologia”, 52(3), 2010, 391–416.
- Suursaar, Ü., Kullas, T. (2006). *Influence of wind climate changes on the mean sea level and current regime in the coastal waters of west Estonia, Baltic Sea*, „Oceanologia”, 48, 361–383.
- Suursaar, Ü., Kullas, T. (2009). *Decadal changes in wave climate and sea level regime: the main causes of the recent intensification of coastal geomorphic processes along the coasts of Western Estonia*, „WIT Transactions on Ecology and the Environment”, 126, 105–116.
- Suursaar, Ü., Sooäär, J. (2007). *Decadal variations in mean and extreme sea level values along the Estonian coast of the Baltic Sea*, „Tellus”, 59A, 249–260.
- Suursaar, Ü., Kullas, T., Otsmann, M. (2002). *A model study of the sea level variations in the Gulf of Riga and the Väinameri Sea*, „Continental Shelf Research”, 22(14), 2001–2019.
- Suursaar, Ü., Kullas, T., Otsmann, M., Kõuts, T. (2003). *Extreme sea level events in the coastal waters of western Estonia*, „Journal of Sea Research”, 49(4), 295–303.
- Suursaar, Ü., Jaagus, J., Kullas, T. (2006a). *Past and future changes in sea level near the Estonian coast in relation to changes in wind climate*, *Boreal Environment Research*, 11, 123–142.
- Suursaar, Ü., Kullas, T., Otsmann, M., Saaremäe, I., Kuik, J., Merilain, M. (2006b). *Cyclone Gudrun in January 2005 and modelling its hydrodynamic consequences in the Estonian coastal waters*, „Boreal Environment Research”, 11(2), 143–159.
- Suursaar, Ü., Kullas, T., Kuusik, T. (2007). *Possible changes in hydrodynamic regime in the Estonian coastal waters (the Baltic Sea) as a result of changes in wind climate*, „Journal of Coastal Research” (Proceedings Australia) SI 50, 247–252.
- Suursaar, Ü., Kullas, T., Szava-Kovats, R. (2009). *Wind and wave storms, storm surges and sea level rise along the Estonian coast of the Baltic Sea*, *Management of Natural Resources, Sustainable Development and Ecological Hazards II*, „WIT Transactions on Ecology and the Environment”, 127, 149–160.
- Svensson, R., Ågren, J., Olsson, P.A., Eriksson, P.O., Lilje, M. (2006). *The New Swedish Height System RH 2000 and Geoid Model SWEN 05LR*, *Shaping the Change XXIII FIG Congress*, Munich, Germany, October 8–13, 1–16.
- Sztobryn, M., Jackowski, B., Pijanowski, P. (1997). *Implementation of mathematical forecasting models into the Integrated System of Maritime Operational Hydrology*, „Bulletin of the Maritime Institute”, Gdańsk, 24 (1), 75–80.
- Sztobryn, M., Stigge, H.J. (red.). Wielbińska D., Weidig B., Stanisławczyk I., Kańska A., Krzysztofik K., Kowalska B., Letkiewicz B., Mykita M. (2005). *Wezbrania sztormowe wzdłuż południowego Bałtyku (zachodnia i środkowa część)*, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa.

- Sztobryn, M., Weidig, B., Stanisławczyk, I., Holfort, J., Kowalska, B., Mykita, M., Kańska, A., Krzysztofik, K., Perlet, I. (2009). *Negative Surges in the Southern Baltic Sea (Western and Central Parts)*, Report 45, Berichte des Bundesamtes für Seeschiffahrt und Hydrographie, Hamburg and Rostock.
- Tammets, T. (2012). *Ohtlik Merevee Tase*, w: *Eesti Ilma Riskid*, Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituut, 67–75.
- Tamulewicz, J. (1981). *Typologia reżimu opadów atmosferycznych Polski północno-zachodniej w ujęciu taksonomicznym*, „Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią”, Seria A, 33, 117–131.
- Tiesel, R. (2008). *Weather of the Baltic Sea*, w: *State and evolution of the Baltic Sea, 1952–2005: a detailed 50-year survey of meteorology and climate, physics, chemistry, biology and marine environment*, R. Feistel, G. Nausch, N. Wasmund, (red.), 65–92, John Wiley & Sons, New York.
- Torim, A. (2001). *Estonian National Vertical Network*, Estonian Land Board, Nordic Geodetic Commission, 1–3.
- Tsimplis, M.N., Blackman, D. (1997). *Extreme Sea-level Distribution and Return Periods in the Aegean and Ionian Seas*, „Estuarine, Coastal and Shelf Science”, 44, 79–89.
- Urbański, J. (2012). *GIS w badaniach przyrodniczych* [e-book], Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego.
- Van Bebber, W.J. (1891). *Die Zugstrassen der barometrischen Minima nach den Bahnenkarten der deutschen Seewarte für den Zeitraum 1875–1890*, „Meteorologische Zeitschrift”, 361–366.
- Vedenkorkeusarvoja (1945–1971). *Sea level records for the year: 1945–1970*, Series: Merentutkimuslaitoksen julkaisu, Havsforskningsinstitutets skrift, no. 148–236, Published: Helsinki–Helsingfors 1951–1971.
- Vermaire, J.C., Pisaric, M.F.J., Thienpont, J.R., Mustaphi, C.J.C., Kokelj, S.V., Smol, J.P. (2013). *Arctic climate warming and sea ice declines lead to increased storm surge activity*, „Geophysical Research Letters”, 40, 1386–1390.
- Vilibić, I., Šepić, J. (2010). *Long-term variability and trends of sea level storminess and extremes in European Seas*, „Global and Planetary Change”, 71(1), 1–12.
- Vitolo, R., Stephenson, D.B., Cook, I.M., Mitchell-Wallace, K. (2009). *Serial clustering of intense European storms*, „Meteorologische Zeitschrift”, 18(4), 411–424.
- Waalewijn A. (1987). *The Amsterdam ordnance datum (NAP)*, „Surface Review and Letters”, 29, 197–204.
- Wallace, J.M. (2000). *North Atlantic Oscillation / annular mode: Two paradigms – one phenomenon*, „Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society”, 126 (564), 791–805.
- Walsh, K.J., McInnes, E.K., McBride, J.L. (2011). *Climate change impacts on tropical cyclones and extreme sea levels in the South Pacific – a regional assessment*, „Global and Planetary Change”, vol. 80–81, 149–164.
- Weisse, R., Plüß, A. (2006). *Storm-related sea level variations along the North Sea coast as simulated by a high-resolution model 1958–2002*, „Ocean Dynamics”, 56(1), 16–25.
- Weisse, R., von Storch, H. (2010). *Marine Climate and Climate Change: Storms, Wind, Waves, and Storm Surges*, Springer Praxis Books.
- Węziak-Białowolska, D. (2014). *Metody klasyfikacji obiektów*, Instytut Statystyki i Demografii SGH, Materiały internetowe, 1–31, www.e-sgh.pl/niezbednik/plik.php?id=27239977&pid=1323 (dostęp 2014).
- Wibig, J. (2008). *North Atlantic Oscillation and Arctic Oscillation*, w: BACC Author Team, *Assessment of climate change for the Baltic Sea basin*, the BACC Author Team, Annex A7, Springer, Berlin, 446–449.
- Wielbińska, Z. (1964). *Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na poziom morza*, *Opracowania z zakresu problematyki południowego Bałtyku*, „Biuletyn PIHM”, 2, Warszawa.
- Wiśniewski, B. (1978). *Sezonowe i wieloletnie wahania poziomu wód Morza Bałtyckiego*, Wyd. WSM Szczecin.
- Wiśniewski, B. (1991). *Tory niżów barycznych na Północnym Atlantyku i ich uwzględnienie w żegludze*, „Budownictwo Okrętowe i Gospodarka Morska”, 1, 15–19
- Wiśniewski, B. (1993a). *Opinia biegłego Izby Morskiej w Szczecinie dotycząca oceny warunków pogodowych w okresie poprzedzającym i w czasie wypadku zatonięcia m/f „Jan Heweliusz” – 14.01.1993*, załączniki.
- Wiśniewski, B. (1993b). *Warunki sztormowe i sytuacja nawigacyjna w czasie wypadku promu Jan Heweliusz*, w: *V Międzynarodowa Konferencja Inżynieria Ruchu Morskiego*, Wydawnictwo WSM Szczecin, 173–183.

- Wiśniewski, B. (1996). *Wezbrania sztormowe na polskim wybrzeżu Bałtyku*, Ogólnopolska Konferencja Naukowa – Współczesne Problemy Inżynierii Środowiska Wodnego, 50-lecie Wydziału Budownictwa i Architektury Politechniki Szczecińskiej, Politechnika Szczecińska, 219–230.
- Wiśniewski, B. (1997). *Zmienność zapasu wody pod stępką statku w czasie wezbrań sztormowych*, „Inżynieria Morska i Geotechnika”, 5, 325–327.
- Wiśniewski, B. (2005). *Contribution of long-term tide components to sea level variations*, „Oceanological and Hydrobiological Studies”, 34(2), Wyd. Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, 5–14.
- Wiśniewski, B., Holec, M. (1983). *Zarys oceanografii, cz. 2, Dynamika morza*, Wydawnictwo Wyższa Szkoła Marynarki Wojennej, Gdynia.
- Wiśniewski, B., Kowalewska-Kalkowska, H. (2005). *Wezbrania i obniżenia sztormowe w ujściu Odry w latach 2001–2003*, w: *Hydrograficzne i meteorologiczne aspekty badań wybrzeża Bałtyku i wybranych obszarów Polski*, J.P. Girjatowicz i C. Koźmiński (red.), Wyd. Oficyna IN PLUS, 66–70.
- Wiśniewski, B., Kowalewska-Kalkowska, H. (2007). *Water level fluctuations in the Odra River mouth area in relation to passages of deep low-pressure systems*, „Oceanological and Hydrobiological Studies”, 36(1), 69–82.
- Wiśniewski, B., Wolski, T. (2009a). *Katalogi wezbrań i obniżeń sztormowych poziomów morza oraz ekstremalne poziomy wód na polskim wybrzeżu*, Wyd. Akademia Morska, Szczecin.
- Wiśniewski, B., Wolski, T. (2009b). *Occurrence probability of maximum sea levels in Polish ports of Baltic Sea coast*, „Polish Maritime Research”, 3, 16, 62–69.
- Wiśniewski, B., Wolski, T. (2011a). *Physical aspects of extreme storm surges and falls on the Polish coast*, „Oceanologia”, 53, 373–390.
- Wiśniewski, B., Wolski, T. (2011b). *A long-term trend, fluctuations and probability of the sea level at the southern Baltic coast*, Journal of Coastal Research, Special Issue 64, ICS2011 (Proceedings) Poland, 255–259, http://www.ics2011.pl/artic/SP64_255-259_B.%20Wisniewski.pdf (dostęp 2014).
- Wiśniewski, B., Wolski, T. (2011c). *Niskie poziomy wody w ujściowym odcinku Odry*, „Logistyka”, 6, 5069–5087.
- Wiśniewski, B., Wolski, T., Giza, A. (2014). *Adjustment of the European Vertical Reference System for the representation of the Baltic Sea water surface topography*. „Zeszyty Naukowe”, 38 (110), Akademia Morska w Szczecinie, 106–117.
- WMO (1988). *Hydrological aspects of combined effects of storm surges and heavy rainfall on river flow*, 704, Genewa.
- WMO (2014). http://www.wmo.int/pages/prog/www/ois/Operational_Information/VolumeD/GMDSS/maps/1/SA_SWE.pdf (dostęp 2014).
- Wolski, T. (2011–2014). Ekstremalne poziomy wód na wybrzeżach Morza Bałtyckiego. Projekt nr 2011/01/B/ST10/06470 finansowany ze środków Narodowego Centrum Nauki (materiały niepublikowane).
- Wolski, T., Wiśniewski, B. (2012). *Changes of maximum sea levels at selected gauge stations on the Polish and Swedish baltic coast*, „Studia i Prace WNEiZ”, nr 29, Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Szczecińskiego, Szczecin, 209–227.
- Wolski, T., Wiśniewski, B. (2014). *Long-term, seasonal and short-term fluctuations in the water level of the Southern Baltic Sea*, „Quaestiones Geographicae”, 33(3), 181–197.
- Wolski, T., Wiśniewski, B., Giza, A., Kowalewska-Kalkowska, H., Boman, H., Grabbi-Kaiv, S., Hammarklint, T., Holfort, J., Lydeikaite, Z. (2014). *Extreme sea levels at selected stations on the Baltic Sea coast*, „Oceanologia”, 56(2), 259–290.
- Wolski, T., Wiśniewski, B., Musielak, S. (2016). *Baltic Sea datums and their unification as a basis for coastal zone and seabed studies*, „Oceanological and Hydrobiological Studies”, 45(2), 239–258
- Wolski T., Wiśniewski B. (2016). *Examples of Applications of Common Baltic Sea Datums in Analyzes of Extreme Sea Level Change*, Geodetic Congress (Geomatics), Baltic, 122–127. IEEE, DOI: 10.1109/BGC.Geomatics.2016.30.

- Woodworth, P.L., Blackman, D.L. (2002). *Changes in extreme high waters at Liverpool since 1768*, „International Journal of Climatology”, 22(6), 697–714.
- Woodworth, P.L., Flather, R.A., Williams, J.A., Wakelin, S.L., Jevrejeva, S. (2007). *The dependence of UK extreme sea levels and storm surges on the North Atlantic Oscillation*, „Continental Shelf Research”, 27, 935–946.
- Woś, A. (1996). *Struktura sezonowa klimatu Polski*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Woth, K., Weisse, R., von Storch, H. (2006). *Climate change and North Sea storm surge extremes: an ensemble study of storm surge extremes expected in a change projected by four different regional climate models*, „Ocean Dynamics”, 56, 3–15.
- Wróblewski, A. (1969). *Występowanie najwyższych rocznych stanów wody Zatoki Gdańskiej w rejonie Portu Gdańskiego*, „Zeszyty Naukowe Politechniki Gdańskiej”, 146, Budownictwo Wodne XIII, 25–49.
- Wróblewski, A. (1975). *Prawdopodobieństwo maksymalnych rocznych poziomów Morza Bałtyckiego w Nowym Porcie, Kołobrzegu i Świnoujściu*, „Oceanology”, 6, 37–53.
- Wróblewski, A. (1982). *Prawdopodobieństwo minimalnych rocznych poziomów Morza Bałtyckiego w Nowym Porcie, Kołobrzegu i Świnoujściu*, „Archiwum Hydrotechniki”, 29(4), 507–516.
- Wróblewski, A. (1991). *Sea level and storm surge forecasting in the Southern Baltic*, „Oceanologia”, 31, 5–23.
- Wróblewski, A. (1992). *Analisis and forecast of long-term sea level changes along the Polish Baltic Sea coast, Part I. Annual sea level maxima*, „Oceanologia”, 33, 65–85.
- Wróblewski, A. (1996). *Seasonal forcing of Baltic water volumes by the meteorological fields over the basin from 1896 to 1970*, „Oceanologia”, 38(4), 529–541.
- Wróblewski, A., (1998). *The effect of the North Sea on oscillations of the mean monthly sea levels in the Baltic Sea*, „Continental Shelf Research”, 18(5), 501–514.
- Wróblewski, A. (2001). *Długookresowa prognoza wzrostu poziomu morza*, „Inżynieria Morska i Geotechnika”, 3, 122–124.
- Wrzesiński, D. (2010). *Przestrzenne zróżnicowanie stabilności reżimu odpływu rzek europejskich*, Studia i Prace z Geografii i Geologii, 3, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Wübber, Ch., Krauss, W. (1979). *The two-dimensional seiches of the Baltic Sea*, „Oceanologica Acta”, 2, 435–466.
- Yin, J.H. (2005). *A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate*, „Geophysical Research Letters”, 32, L18701, 1–4.
- Zeidler, R.B., Wróblewski, A., Miętus, M., Dziadziuszko, Z., Cyberski, J. (1995). *Wind, wave, and storm surge regime at the Polish Baltic coast*, w: *Polish Coast: Past, Present and Future*, K. Rotnicki (red.), J. Coastal Res., 22 (SI), 33–55.
- Zhang, X., Walsh, J.E., Zhang, J., Bhatt, U.S., Ikeda, M. (2004). *Climatology and interannual variability of Arctic cyclone activity: 1948–2002*, „Journal of Climate”, 17, 2300–2317.

Załączniki

Załącznik 1

Wyniki wysokości wody teoretycznej dla 37 wodowskazów Morza Bałtyckiego

Teoretyczne maksymalne poziomy morza (wartości względem zera NAP) i prawdopodobieństwo ich wystąpienia wyznaczone na podstawie maksimów rocznych z okresu 1960–2010 lub okresu zbliżonego (analogiczne okresy dla tych samych wodowskazów jak w tabeli 6.2)

Bałtyk Zachodni

| T (lata) | P (%) | Wismar | Fynshav | Warnemünde | Gedser | Sassnitz | Greifswald | Świno-ujście | Skanör |
|----------|-------|--------|---------|------------|--------|----------|------------|--------------|--------|
| 1000 | 0.1% | 250,8 | 256,3 | 219,1 | 230,2 | 203,0 | 232,7 | 216,3 | 183,3 |
| 500 | 0.2% | 237,0 | 241,5 | 207,2 | 217,5 | 191,2 | 219,8 | 203,7 | 173,1 |
| 200 | 0.5% | 218,7 | 221,9 | 191,4 | 200,7 | 175,5 | 202,8 | 187,1 | 159,6 |
| 100 | 1% | 204,8 | 207,0 | 179,4 | 188,0 | 163,6 | 189,8 | 174,5 | 149,3 |
| 50 | 2% | 190,8 | 192,1 | 167,4 | 175,2 | 151,7 | 176,8 | 161,8 | 139,1 |
| 20 | 5% | 172,2 | 172,2 | 151,3 | 158,2 | 135,8 | 159,5 | 144,9 | 125,4 |
| 10 | 10% | 157,9 | 156,8 | 139,0 | 145,0 | 123,5 | 146,1 | 131,9 | 114,8 |
| 5 | 20% | 142,9 | 140,8 | 126,0 | 131,3 | 110,7 | 132,1 | 118,3 | 103,7 |
| 4 | 25% | 137,8 | 135,4 | 121,7 | 126,6 | 106,3 | 127,4 | 113,6 | 100,0 |
| 3.33 | 30% | 133,5 | 130,8 | 118,0 | 122,7 | 102,6 | 123,4 | 109,7 | 96,8 |
| 2 | 50% | 120,3 | 116,6 | 106,5 | 110,5 | 91,3 | 111,1 | 97,7 | 87,1 |
| 1.33 | 75% | 106,3 | 101,6 | 94,5 | 97,7 | 79,4 | 98,1 | 85,0 | 76,8 |
| 1.25 | 80% | 103,4 | 98,6 | 92,0 | 95,1 | 76,9 | 95,4 | 82,4 | 74,7 |
| 1.11 | 90% | 96,2 | 90,8 | 85,8 | 88,5 | 70,7 | 88,6 | 75,9 | 69,4 |
| 1,01 | 99% | 82,4 | 76,1 | 73,9 | 75,9 | 58,9 | 75,8 | 63,4 | 59,2 |

Cieśniny Duńskie

| T (lata) | P (%) | Smögen | Frederikshavn | Aarhus | Hornbæk | Korsør | Klagshamn |
|----------|-------|--------|---------------|--------|---------|--------|-----------|
| 1000 | 0.1% | 191,0 | 227,1 | 215,3 | 227,1 | 209,4 | 203,3 |
| 500 | 0.2% | 180,8 | 213,8 | 204,0 | 215,3 | 197,1 | 191,2 |
| 200 | 0.5% | 167,5 | 196,2 | 189,1 | 199,8 | 180,9 | 175,3 |
| 100 | 1% | 157,3 | 182,9 | 177,7 | 188,0 | 168,6 | 163,2 |
| 50 | 2% | 147,1 | 169,5 | 166,4 | 176,1 | 156,3 | 151,1 |
| 20 | 5% | 133,5 | 151,6 | 151,2 | 160,4 | 139,9 | 134,9 |
| 10 | 10% | 123,0 | 137,8 | 139,5 | 148,2 | 127,2 | 122,4 |
| 5 | 20% | 112,1 | 123,5 | 127,3 | 135,5 | 113,9 | 109,4 |
| 4 | 25% | 108,4 | 118,6 | 123,1 | 131,2 | 109,5 | 105,0 |
| 3.33 | 30% | 105,3 | 114,5 | 119,6 | 127,5 | 105,7 | 101,2 |
| 2 | 50% | 95,6 | 101,7 | 108,8 | 116,3 | 93,9 | 89,7 |
| 1.33 | 75% | 85,4 | 88,4 | 97,5 | 104,4 | 81,6 | 77,6 |
| 1.25 | 80% | 83,3 | 85,6 | 95,1 | 102,0 | 79,1 | 75,1 |
| 1.11 | 90% | 78,0 | 78,7 | 89,2 | 95,8 | 72,7 | 68,8 |
| 1,01 | 99% | 68,0 | 65,4 | 78,0 | 84,2 | 60,5 | 56,8 |

Bałtyk Południowy

| T (lata) | P (%) | Kungsholmsfort | Kołobrzeg | Ustka | Władysławowo | Gdańsk |
|----------|-------|----------------|-----------|-------|--------------|--------|
| 1000 | 0.1% | 168,5 | 225,7 | 207,3 | 219,2 | 227,6 |
| 500 | 0.2% | 158,7 | 212,3 | 195,0 | 205,2 | 213,3 |
| 200 | 0.5% | 145,8 | 194,6 | 178,9 | 186,5 | 194,5 |
| 100 | 1% | 135,9 | 181,2 | 166,6 | 172,4 | 180,2 |
| 50 | 2% | 126,0 | 167,7 | 154,3 | 158,2 | 165,8 |
| 20 | 5% | 112,9 | 149,7 | 137,8 | 139,3 | 146,7 |
| 10 | 10% | 102,7 | 135,8 | 125,2 | 124,7 | 131,9 |
| 5 | 20% | 92,1 | 121,3 | 111,9 | 109,5 | 116,5 |
| 4 | 25% | 88,5 | 116,4 | 107,4 | 104,3 | 111,3 |
| 3.33 | 30% | 85,4 | 112,3 | 103,6 | 100,0 | 106,8 |
| 2 | 50% | 76,1 | 99,5 | 91,9 | 86,5 | 93,2 |
| 1.33 | 75% | 66,2 | 86,0 | 79,6 | 72,3 | 78,8 |
| 1.25 | 80% | 64,1 | 83,2 | 77,1 | 69,4 | 75,9 |
| 1.11 | 90% | 59,0 | 76,2 | 70,7 | 62,0 | 68,4 |
| 1,01 | 99% | 49,3 | 62,9 | 58,5 | 48,0 | 54,3 |

Bałtyk Centralny

| T (lata) | P (%) | Oskarshamn | Marviken | Visby |
|----------|-------|------------|----------|-------|
| 1000 | 0.1% | 157,2 | 128,8 | 112,6 |
| 500 | 0.2% | 147,4 | 121,4 | 106,2 |
| 200 | 0.5% | 134,5 | 111,6 | 97,7 |
| 100 | 1% | 124,7 | 104,2 | 91,3 |
| 50 | 2% | 114,9 | 96,8 | 84,9 |
| 20 | 5% | 101,8 | 86,8 | 76,3 |
| 10 | 10% | 91,7 | 79,2 | 69,6 |
| 5 | 20% | 81,1 | 71,2 | 62,7 |
| 4 | 25% | 77,5 | 68,5 | 60,4 |
| 3.33 | 30% | 74,5 | 66,2 | 58,4 |
| 2 | 50% | 65,1 | 59,1 | 52,3 |
| 1.33 | 75% | 55,3 | 51,7 | 45,8 |
| 1.25 | 80% | 53,3 | 50,1 | 44,5 |
| 1.11 | 90% | 48,2 | 46,3 | 41,2 |
| 1,01 | 99% | 38,5 | 38,9 | 34,8 |

Bałtyk Północny

| T (lata) | P (%) | Landsort | Sztokholm | Degerby | Ristna | Hanko |
|----------|-------|----------|-----------|---------|--------|-------|
| 1000 | 0.1% | 135,8 | 144,0 | 157,1 | 257,8 | 188,3 |
| 500 | 0.2% | 127,6 | 135,4 | 147,7 | 241,2 | 176,8 |
| 200 | 0.5% | 116,7 | 123,9 | 135,2 | 219,1 | 161,6 |
| 100 | 1% | 108,4 | 115,3 | 125,8 | 202,5 | 150,1 |
| 50 | 2% | 100,1 | 106,6 | 116,3 | 185,7 | 138,5 |
| 20 | 5% | 89,1 | 95,0 | 103,7 | 163,4 | 123,1 |
| 10 | 10% | 80,5 | 86,1 | 93,9 | 146,1 | 111,2 |
| 5 | 20% | 71,6 | 76,7 | 83,7 | 128,1 | 98,7 |
| 4 | 25% | 68,6 | 73,6 | 80,3 | 122,0 | 94,5 |
| 3.33 | 30% | 66,1 | 70,9 | 77,4 | 116,9 | 90,9 |
| 2 | 50% | 58,2 | 62,6 | 68,3 | 100,9 | 79,9 |
| 1.33 | 75% | 49,9 | 54,0 | 58,9 | 84,2 | 68,4 |
| 1.25 | 80% | 48,2 | 52,2 | 56,9 | 80,7 | 66,0 |
| 1.11 | 90% | 43,9 | 47,7 | 52,0 | 72,1 | 60,0 |
| 1,01 | 99% | 35,7 | 39,1 | 42,7 | 68,5 | 48,5 |

Zatoka Botnicka

| T (lata) | P (%) | Spikarna | Ratan | Furuögrund | Kemi | Vaasa | Mäntyluoto |
|----------|-------|----------|-------|------------|-------|-------|------------|
| 1000 | 0.1% | 200,6 | 215,9 | 219,0 | 284,7 | 233,7 | 194,5 |
| 500 | 0.2% | 187,2 | 201,8 | 205,5 | 267,4 | 217,9 | 182,2 |
| 200 | 0.5% | 169,6 | 183,3 | 187,7 | 244,5 | 197,0 | 165,9 |
| 100 | 1% | 156,2 | 169,2 | 174,3 | 227,2 | 181,2 | 153,5 |
| 50 | 2% | 142,7 | 155,1 | 160,7 | 209,8 | 165,3 | 141,0 |
| 20 | 5% | 124,8 | 136,3 | 142,7 | 186,6 | 144,1 | 124,5 |
| 10 | 10% | 110,9 | 121,7 | 128,7 | 168,7 | 127,7 | 111,7 |
| 5 | 20% | 96,5 | 106,6 | 114,2 | 150,0 | 110,6 | 98,3 |
| 4 | 25% | 91,6 | 101,4 | 109,2 | 143,6 | 104,8 | 93,8 |
| 3.33 | 30% | 87,5 | 97,1 | 105,1 | 138,3 | 99,9 | 89,9 |
| 2 | 50% | 74,7 | 83,7 | 92,2 | 121,7 | 84,8 | 78,1 |
| 1.33 | 75% | 61,2 | 69,5 | 78,7 | 104,3 | 68,9 | 65,7 |
| 1.25 | 80% | 58,5 | 66,6 | 75,9 | 100,7 | 65,6 | 63,1 |
| 1.11 | 90% | 51,5 | 59,3 | 68,9 | 91,7 | 57,3 | 56,7 |
| 1,01 | 99% | 38,2 | 45,4 | 55,5 | 74,5 | 41,6 | 44,4 |

Zatoka Fińska i Zatoka Ryska

| T (lata) | P (%) | Helsinki | Hamina | Narwa | Parnawa |
|----------|-------|----------|--------|-------|---------|
| 1000 | 0.1% | 223,0 | 283,5 | 297,4 | 310,4 |
| 500 | 0.2% | 209,3 | 265,9 | 279,7 | 292,2 |
| 200 | 0.5% | 191,3 | 242,6 | 256,3 | 268,0 |
| 100 | 1% | 177,6 | 225,0 | 238,6 | 249,7 |
| 50 | 2% | 163,8 | 207,2 | 220,8 | 231,3 |
| 20 | 5% | 145,5 | 183,6 | 197,1 | 206,8 |
| 10 | 10% | 131,3 | 165,3 | 178,8 | 187,8 |
| 5 | 20% | 116,6 | 146,3 | 159,6 | 168,1 |
| 4 | 25% | 111,6 | 139,8 | 153,2 | 161,4 |
| 3.33 | 30% | 107,3 | 134,4 | 147,7 | 155,7 |
| 2 | 50% | 94,3 | 117,5 | 130,8 | 138,2 |
| 1.33 | 75% | 80,5 | 99,8 | 113,0 | 119,8 |
| 1.25 | 80% | 77,7 | 96,1 | 109,3 | 116,0 |
| 1.11 | 90% | 70,6 | 86,9 | 100,1 | 106,5 |
| 1,01 | 99% | 57,0 | 69,5 | 95,5 | 101,4 |

Teoretyczne minimalne poziomy morza (wartości względem zera NAP) i prawdopodobieństwo ich wystąpienia wyznaczone na podstawie minimów rocznych z okresu 1960–2010 lub okresu zbliżonego (analogiczne okresy dla tych samych wodowskazów jak w tabeli 6.2)

Bałtyk Zachodni

| T (lata) | P (%) | Wismar | Fynshav | Warnemünde | Gedser | Sassnitz | Greifswald | Świno- ujście | Skanör |
|----------|-------|--------|---------|------------|--------|----------|------------|------------------|--------|
| 1.01 | 99% | -82,9 | -27,5 | -69,2 | -68,5 | -56,6 | -63,9 | -56,2 | -49,3 |
| 1.11 | 90% | -91,1 | -79,7 | -76,5 | -81,7 | -65,3 | -73,7 | -65,7 | -67,1 |
| 1.25 | 80% | -96,8 | -95,0 | -81,5 | -88,2 | -70,4 | -79,2 | -70,8 | -75,8 |
| 1.33 | 75% | -99,4 | -100,0 | -83,8 | -90,8 | -72,6 | -81,5 | -72,9 | -79,4 |
| 2 | 50% | -112,1 | -116,3 | -95,1 | -102,2 | -82,8 | -92,0 | -82,4 | -94,6 |
| 3.33 | 30% | -124,9 | -124,7 | -106,5 | -111,7 | -92,3 | -101,4 | -90,9 | -107,3 |
| 4 | 25% | -129,1 | -127,5 | -110,3 | -114,9 | -95,4 | -104,6 | -93,7 | -111,5 |
| 5 | 20% | -133,8 | -129,5 | -114,4 | -118,1 | -98,8 | -107,9 | -96,6 | -115,8 |
| 10 | 10% | -147,9 | -134,0 | -127,1 | -127,3 | -108,8 | -117,5 | -105,2 | -127,9 |
| 20 | 5% | -161,1 | -135,9 | -139,0 | -135,0 | -117,9 | -126,0 | -112,5 | -138,1 |
| 50 | 2% | -174,3 | -137,8 | -151,0 | -142,8 | -127,0 | -134,5 | -119,8 | -148,3 |
| 100 | 1% | -187,6 | -139,7 | -162,9 | -150,6 | -136,2 | -143,1 | -127,1 | -158,5 |
| 200 | 0.5% | -198,9 | -140,0 | -173,4 | -156,7 | -144,0 | -150,1 | -133,4 | -166,3 |
| 500 | 0.2% | -210,3 | -140,4 | -183,8 | -162,9 | -151,8 | -157,2 | -139,8 | -174,1 |
| 1000 | 0.1% | -221,7 | -140,7 | -194,3 | -169,1 | -159,7 | -164,3 | -146,2 | -182,0 |

Cieśniny Duńskie

| T (lata) | P (%) | Smögen | Frederikshavn | Hornbæk | Korsør | Klagshamn |
|----------|-------|--------|---------------|---------|--------|-----------|
| 1.01 | 99% | -48,2 | -59,6 | -54,4 | -42,2 | -52,5 |
| 1.11 | 90% | -55,3 | -65,7 | -65,6 | -51,5 | -62,4 |
| 1.25 | 80% | -58,9 | -69,2 | -71,5 | -56,0 | -67,0 |
| 1.33 | 75% | -60,4 | -70,7 | -73,9 | -57,9 | -68,8 |
| 2 | 50% | -67,1 | -77,6 | -84,7 | -65,9 | -76,5 |
| 3.33 | 30% | -72,8 | -84,0 | -94,2 | -72,7 | -82,7 |
| 4 | 25% | -74,8 | -86,1 | -97,4 | -75,0 | -84,8 |
| 5 | 20% | -76,8 | -88,4 | -100,6 | -77,3 | -86,8 |
| 10 | 10% | -82,6 | -95,0 | -110,0 | -83,9 | -92,6 |
| 20 | 5% | -87,6 | -101,0 | -118,2 | -89,5 | -97,4 |
| 50 | 2% | -92,7 | -107,0 | -126,4 | -95,2 | -102,3 |
| 100 | 1% | -97,8 | -113,1 | -134,6 | -100,8 | -107,1 |
| 200 | 0.5% | -102,0 | -118,2 | -141,2 | -105,4 | -110,9 |
| 500 | 0.2% | -106,2 | -123,4 | -147,9 | -109,9 | -114,6 |
| 1000 | 0.1% | -110,4 | -128,5 | -154,6 | -114,5 | -118,4 |

Bałtyk Południowy

| T (lata) | P (%) | Kungsholmsfort | Kołobrzeg | Ustka | Władysławowo | Gdańsk |
|----------|-------|----------------|-----------|--------|--------------|--------|
| 1.01 | 99% | -35,3 | -39,4 | -35,3 | -22,3 | -21,4 |
| 1.11 | 90% | -49,1 | -49,6 | -44,6 | -37,2 | -34,8 |
| 1.25 | 80% | -54,6 | -55,0 | -49,3 | -43,4 | -40,6 |
| 1.33 | 75% | -56,7 | -57,2 | -51,2 | -45,8 | -42,9 |
| 2 | 50% | -64,8 | -67,3 | -59,4 | -55,3 | -52,2 |
| 3.33 | 30% | -70,8 | -76,1 | -66,5 | -62,3 | -59,4 |
| 4 | 25% | -72,7 | -79,0 | -68,9 | -64,7 | -61,8 |
| 5 | 20% | -74,6 | -82,1 | -71,2 | -66,9 | -64,1 |
| 10 | 10% | -79,5 | -90,9 | -78,1 | -73,1 | -70,5 |
| 20 | 5% | -83,2 | -98,6 | -84,1 | -77,8 | -75,7 |
| 50 | 2% | -86,9 | -106,4 | -90,0 | -82,5 | -80,8 |
| 100 | 1% | -90,6 | -114,1 | -96,0 | -87,2 | -86,0 |
| 200 | 0.5% | -93,2 | -120,5 | -100,8 | -90,6 | -89,8 |
| 500 | 0.2% | -95,8 | -126,8 | -105,6 | -94,0 | -93,7 |
| 1000 | 0.1% | -98,3 | -133,2 | -110,5 | -97,5 | -97,6 |

Bałtyk Centralny

| T (lata) | P (%) | Oskarshamn | Marviken | Visby |
|----------|-------|------------|----------|-------|
| 1.01 | 99% | -27,5 | -14,8 | -20,2 |
| 1.11 | 90% | -35,9 | -27,5 | -29,1 |
| 1.25 | 80% | -40,1 | -32,7 | -33,2 |
| 1.33 | 75% | -41,7 | -34,7 | -34,8 |
| 2 | 50% | -49,1 | -42,7 | -41,6 |
| 3.33 | 30% | -55,3 | -48,7 | -47,1 |
| 4 | 25% | -57,3 | -50,8 | -48,9 |
| 5 | 20% | -59,4 | -52,6 | -50,7 |
| 10 | 10% | -65,5 | -57,8 | -55,9 |
| 20 | 5% | -74,0 | -65,0 | -64,0 |
| 50 | 2% | -79,0 | -68,0 | -67,5 |
| 100 | 1% | -81,0 | -69,8 | -68,7 |
| 200 | 0.5% | -85,2 | -72,7 | -72,1 |
| 500 | 0.2% | -89,5 | -75,6 | -75,5 |
| 1000 | 0.1% | -93,7 | -78,5 | -78,9 |

Bałtyk Północny

| T (lata) | P (%) | Landsort | Sztokholm | Degerby | Ristna | Hanko |
|----------|-------|----------|-----------|---------|--------|-------|
| 1.01 | 99% | -21,5 | -21,9 | -18,6 | -15,1 | -21,7 |
| 1.11 | 90% | -29,4 | -30,8 | -28,3 | -35,6 | -31,7 |
| 1.25 | 80% | -33,4 | -35,1 | -32,8 | -43,0 | -36,5 |
| 1.33 | 75% | -35,0 | -36,8 | -34,6 | -45,6 | -38,5 |
| 2 | 50% | -42,1 | -44,1 | -42,3 | -55,2 | -47,0 |
| 3.33 | 30% | -48,2 | -50,1 | -48,5 | -61,4 | -54,1 |
| 4 | 25% | -50,3 | -52,2 | -50,6 | -63,4 | -56,4 |
| 5 | 20% | -52,3 | -54,2 | -52,7 | -65,2 | -58,8 |
| 10 | 10% | -58,3 | -60,0 | -58,6 | -69,7 | -65,7 |
| 20 | 5% | -63,5 | -64,9 | -63,5 | -72,5 | -71,5 |
| 50 | 2% | -68,6 | -69,8 | -68,4 | -75,4 | -77,4 |
| 100 | 1% | -73,8 | -74,7 | -73,3 | -78,3 | -83,2 |
| 200 | 0.5% | -78,1 | -78,6 | -77,2 | -75,5 | -87,9 |
| 500 | 0.2% | -82,3 | -82,6 | -81,1 | -72,8 | -92,6 |
| 1000 | 0.1% | -86,6 | -86,5 | -85,0 | -70,0 | -97,4 |

Zatoka Botnicka

| T (lata) | P (%) | Spikarna | Ratan | Furuögrund | Kemi | Vaasa | Mäntyluoto |
|----------|-------|----------|--------|------------|--------|--------|------------|
| 1.01 | 99% | -24,2 | -41,4 | -49,1 | -46,8 | -31,0 | -16,6 |
| 1.11 | 90% | -39,7 | -52,7 | -58,0 | -65,6 | -43,4 | -36,0 |
| 1.25 | 80% | -45,5 | -58,0 | -62,8 | -73,4 | -49,1 | -42,9 |
| 1.33 | 75% | -47,6 | -60,1 | -64,8 | -76,4 | -51,3 | -45,3 |
| 2 | 50% | -55,5 | -69,3 | -73,8 | -88,3 | -60,7 | -54,2 |
| 3.33 | 30% | -60,8 | -76,9 | -81,9 | -97,2 | -68,2 | -59,8 |
| 4 | 25% | -62,5 | -79,4 | -84,6 | -100,1 | -70,8 | -61,7 |
| 5 | 20% | -64,1 | -81,9 | -87,4 | -102,9 | -73,2 | -63,3 |
| 10 | 10% | -68,1 | -89,1 | -95,6 | -110,6 | -80,2 | -67,3 |
| 20 | 5% | -73,0 | -95,1 | -102,8 | -116,5 | -86,0 | -69,8 |
| 50 | 2% | -75,0 | -101,1 | -110,0 | -122,4 | -91,7 | -72,3 |
| 100 | 1% | -76,2 | -107,2 | -117,3 | -128,3 | -97,5 | -74,8 |
| 200 | 0.5% | -77,9 | -112,0 | -123,3 | -132,5 | -101,9 | -76,1 |
| 500 | 0.2% | -79,5 | -116,7 | -129,3 | -136,8 | -106,4 | -77,5 |
| 1000 | 0.1% | -81,2 | -121,5 | -135,3 | -141,1 | -110,9 | -78,8 |

Zatoka Fińska i Zatoka Ryska

| T (lata) | P (%) | Helsinki | Hamina | Narwa | Parnawa |
|----------|-------|----------|--------|--------|---------|
| 1.01 | 99% | -34,4 | -42,6 | -38,0 | -44,8 |
| 1.11 | 90% | -42,7 | -54,7 | -53,6 | -54,4 |
| 1.25 | 80% | -47,0 | -60,8 | -60,2 | -59,9 |
| 1.33 | 75% | -48,8 | -63,2 | -62,7 | -62,2 |
| 2 | 50% | -56,9 | -74,1 | -73,1 | -72,8 |
| 3.33 | 30% | -64,1 | -83,3 | -80,9 | -82,5 |
| 4 | 25% | -66,5 | -86,4 | -83,5 | -85,7 |
| 5 | 20% | -69,0 | -89,6 | -86,0 | -89,1 |
| 10 | 10% | -76,2 | -98,6 | -92,9 | -99,0 |
| 20 | 5% | -82,5 | -106,4 | -98,3 | -107,9 |
| 50 | 2% | -88,9 | -114,1 | -103,7 | -116,8 |
| 100 | 1% | -95,3 | -121,9 | -109,2 | -125,7 |
| 200 | 0.5% | -100,5 | -128,1 | -108,8 | -128,8 |
| 500 | 0.2% | -105,8 | -134,4 | -108,4 | -131,9 |
| 1000 | 0.1% | -111,1 | -140,6 | -108,1 | -135,0 |

Załącznik 2

Tabele współczynników korelacji Pearsona pomiędzy wskaźnikami cyrkulacji NAO, AO i SCAND a średnimi, najwyższymi (maks.) i najniższymi (min.) miesięcznymi poziomami morza w wieloleciu 1960–2010 lub w okresie zbliżonym, w miesiącach luty–grudzień dla wybranych stacji wodowskazowych Morza Bałtyckiego (pogrubiona czcionka w tabelach oznacza istotność współczynnika korelacji na poziomie $\alpha = 0,05$)

Współczynniki korelacji dla lutego

| | | Korsør | Wismar | Kungs-holmsfort | Władysławowo | Visby | Parnawa | Ristna | Hamina | Spikarna | Kemi |
|-------|-------|--------------|--------------|-----------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| NAO | śred. | 0,62 | 0,03 | 0,46 | 0,51 | 0,54 | 0,57 | 0,64 | 0,64 | 0,68 | 0,64 |
| | maks. | 0,20 | -0,08 | 0,27 | 0,38 | 0,40 | 0,51 | 0,63 | 0,51 | 0,52 | 0,49 |
| | min. | 0,11 | -0,26 | 0,10 | 0,37 | 0,51 | 0,52 | 0,64 | 0,65 | 0,63 | 0,51 |
| AO | śred. | 0,53 | 0,11 | 0,47 | 0,49 | 0,54 | 0,61 | 0,63 | 0,65 | 0,67 | 0,64 |
| | maks. | 0,28 | -0,01 | 0,31 | 0,36 | 0,43 | 0,53 | 0,62 | 0,47 | 0,52 | 0,52 |
| | min. | 0,05 | -0,31 | -0,02 | 0,36 | 0,51 | 0,57 | 0,64 | 0,67 | 0,65 | 0,47 |
| SCAND | śred. | -0,52 | -0,35 | -0,58 | -0,67 | -0,67 | -0,64 | -0,72 | -0,68 | -0,67 | -0,59 |
| | maks. | -0,47 | -0,24 | -0,43 | -0,45 | -0,52 | -0,58 | -0,63 | -0,51 | -0,51 | -0,48 |
| | min. | 0,29 | 0,35 | -0,08 | -0,50 | -0,69 | -0,61 | -0,75 | -0,65 | -0,58 | -0,31 |

Współczynniki korelacji dla marca

| | | Korsør | Wismar | Kungs-holmsfort | Władysławowo | Visby | Parnawa | Ristna | Hamina | Spikarna | Kemi |
|-------|-------|--------------|--------------|-----------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| NAO | śred. | 0,38 | 0,30 | 0,45 | 0,42 | 0,50 | 0,54 | 0,49 | 0,54 | 0,57 | 0,56 |
| | maks. | 0,38 | 0,17 | 0,50 | 0,42 | 0,55 | 0,54 | 0,34 | 0,49 | 0,57 | 0,57 |
| | min. | 0,06 | -0,05 | 0,24 | 0,25 | 0,43 | 0,40 | 0,42 | 0,41 | 0,53 | 0,44 |
| AO | śred. | 0,48 | 0,41 | 0,52 | 0,50 | 0,55 | 0,61 | 0,57 | 0,61 | 0,63 | 0,65 |
| | maks. | 0,33 | 0,23 | 0,54 | 0,45 | 0,56 | 0,62 | 0,43 | 0,58 | 0,57 | 0,63 |
| | min. | 0,30 | -0,03 | 0,29 | 0,36 | 0,49 | 0,41 | 0,51 | 0,50 | 0,61 | 0,47 |
| SCAND | śred. | -0,71 | -0,59 | -0,65 | -0,62 | -0,64 | -0,68 | -0,64 | -0,70 | -0,63 | -0,63 |
| | maks. | -0,68 | -0,62 | -0,58 | -0,50 | -0,58 | -0,61 | -0,56 | -0,55 | -0,56 | -0,53 |
| | min. | -0,71 | -0,59 | -0,65 | -0,62 | -0,64 | -0,68 | -0,64 | -0,70 | -0,63 | -0,63 |

Współczynniki korelacji dla kwietnia

| | | Korsør | Wismar | Kungs-holmsfort | Władysławowo | Visby | Parnawa | Ristna | Hamina | Spikarna | Kemi |
|-------|-------|--------------|--------------|-----------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| NAO | śred. | -0,04 | -0,22 | -0,10 | -0,09 | -0,05 | -0,13 | -0,05 | -0,05 | 0,00 | -0,03 |
| | maks. | -0,18 | -0,30 | -0,10 | -0,17 | -0,04 | -0,16 | -0,07 | -0,15 | -0,05 | -0,13 |
| | min. | 0,11 | 0,06 | -0,06 | -0,05 | -0,13 | -0,04 | -0,06 | -0,04 | 0,04 | 0,09 |
| AO | śred. | 0,28 | -0,08 | 0,13 | 0,16 | 0,16 | 0,28 | 0,27 | 0,28 | 0,21 | 0,29 |
| | maks. | 0,05 | -0,14 | 0,04 | 0,02 | 0,08 | 0,36 | 0,20 | 0,20 | 0,06 | -0,09 |
| | min. | 0,31 | -0,21 | -0,03 | 0,05 | 0,05 | 0,33 | 0,30 | 0,25 | 0,06 | 0,08 |
| SCAND | śred. | -0,39 | -0,26 | -0,52 | -0,56 | -0,56 | -0,65 | -0,61 | -0,67 | -0,55 | -0,64 |
| | maks. | -0,36 | -0,11 | -0,37 | -0,40 | -0,39 | -0,67 | -0,53 | -0,51 | -0,45 | -0,36 |
| | min. | -0,24 | 0,33 | -0,23 | -0,40 | -0,51 | -0,49 | -0,58 | -0,35 | -0,21 | -0,05 |

Współczynniki korelacji dla maja

| | | Korsør | Wismar | Kungs-holmsfort | Władysławowo | Visby | Parnawa | Ristna | Hamina | Spikarna | Kemi |
|-------|-------|--------|--------------|-----------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| NAO | śred. | 0,16 | -0,32 | -0,02 | -0,05 | 0,19 | 0,20 | 0,28 | 0,19 | 0,32 | 0,34 |
| | maks. | 0,00 | -0,22 | -0,14 | 0,03 | 0,16 | 0,08 | 0,14 | 0,21 | 0,34 | 0,27 |
| | min. | -0,01 | -0,38 | -0,15 | -0,07 | 0,13 | 0,07 | 0,21 | 0,15 | 0,17 | 0,09 |
| AO | śred. | 0,07 | -0,04 | 0,10 | 0,14 | 0,29 | 0,36 | 0,30 | 0,32 | 0,30 | 0,33 |
| | maks. | -0,09 | -0,07 | 0,06 | 0,23 | 0,23 | 0,12 | 0,17 | 0,25 | 0,24 | 0,29 |
| | min. | 0,04 | -0,20 | -0,07 | 0,17 | 0,22 | 0,30 | 0,33 | 0,33 | 0,17 | 0,16 |
| SCAND | śred. | -0,19 | -0,07 | -0,32 | -0,43 | -0,42 | -0,42 | -0,40 | -0,50 | -0,52 | -0,40 |
| | maks. | 0,14 | 0,05 | -0,31 | -0,41 | -0,42 | -0,40 | -0,31 | -0,38 | -0,54 | -0,32 |
| | min. | -0,06 | 0,12 | -0,13 | -0,22 | -0,27 | -0,17 | -0,26 | -0,14 | -0,29 | 0,04 |

Współczynniki korelacji dla czerwca

| | | Korsør | Wismar | Kungs-holmsfort | Władysławowo | Visby | Parnawa | Ristna | Hamina | Spikarna | Kemi |
|-------|-------|--------|--------|-----------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------------|
| NAO | śred. | -0,30 | -0,25 | 0,08 | 0,05 | 0,23 | 0,40 | 0,37 | 0,36 | 0,35 | 0,50 |
| | maks. | -0,30 | -0,21 | 0,22 | 0,19 | 0,44 | 0,27 | 0,29 | 0,30 | 0,32 | 0,39 |
| | min. | -0,22 | 0,03 | 0,10 | 0,13 | 0,12 | 0,33 | 0,25 | 0,25 | 0,21 | 0,26 |
| AO | śred. | -0,26 | -0,15 | 0,02 | 0,01 | 0,17 | 0,24 | 0,15 | 0,26 | 0,17 | 0,46 |
| | maks. | -0,22 | -0,15 | 0,17 | 0,15 | 0,27 | 0,09 | 0,05 | 0,17 | 0,17 | 0,35 |
| | min. | -0,11 | 0,17 | 0,06 | 0,12 | 0,11 | 0,38 | 0,12 | 0,36 | 0,16 | 0,43 |
| SCAND | śred. | -0,31 | -0,25 | -0,43 | -0,61 | -0,57 | -0,57 | -0,54 | -0,65 | -0,66 | -0,51 |
| | maks. | -0,10 | 0,05 | -0,45 | -0,60 | -0,56 | -0,41 | -0,45 | -0,59 | -0,63 | -0,23 |
| | min. | -0,12 | 0,18 | 0,00 | -0,26 | -0,28 | -0,32 | -0,29 | -0,26 | -0,40 | -0,19 |

Współczynniki korelacji dla lipca

| | | Korsør | Wismar | Kungs- holmsfort | Władysławowo | Visby | Parnawa | Ristna | Hamina | Spikarna | Kemi |
|-------|-------|--------|--------|---------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| NAO | śred. | -0,30 | -0,17 | 0,01 | 0,00 | 0,09 | 0,11 | 0,08 | 0,14 | 0,03 | 0,23 |
| | maks. | -0,21 | -0,27 | -0,03 | -0,01 | 0,05 | -0,12 | -0,04 | 0,04 | -0,01 | 0,16 |
| | min. | -0,22 | -0,01 | -0,05 | -0,05 | 0,03 | 0,12 | 0,04 | 0,16 | 0,03 | 0,17 |
| AO | śred. | -0,15 | 0,03 | -0,11 | -0,08 | 0,02 | 0,09 | 0,00 | 0,08 | -0,03 | 0,37 |
| | maks. | 0,11 | 0,17 | 0,10 | 0,14 | 0,01 | -0,34 | -0,10 | 0,04 | -0,02 | 0,26 |
| | min. | -0,01 | 0,17 | -0,06 | -0,03 | 0,11 | 0,14 | -0,01 | 0,09 | -0,01 | 0,31 |
| SCAND | śred. | -0,13 | -0,20 | -0,30 | -0,34 | -0,39 | -0,51 | -0,47 | -0,52 | -0,37 | -0,52 |
| | maks. | 0,14 | -0,01 | -0,23 | -0,29 | -0,37 | -0,31 | -0,34 | -0,34 | -0,26 | -0,25 |
| | min. | 0,05 | 0,04 | -0,19 | -0,25 | -0,22 | -0,26 | -0,36 | -0,30 | -0,15 | -0,31 |

Współczynniki korelacji dla sierpnia

| | | Korsør | Wismar | Kungs- holmsfort | Władysławowo | Visby | Parnawa | Ristna | Hamina | Spikarna | Kemi |
|-------|-------|--------------|--------|---------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| NAO | śred. | 0,06 | 0,01 | 0,26 | 0,28 | 0,36 | 0,44 | 0,37 | 0,48 | 0,35 | 0,47 |
| | maks. | -0,01 | -0,08 | 0,18 | 0,14 | 0,19 | 0,20 | 0,19 | 0,25 | 0,16 | 0,29 |
| | min. | 0,08 | -0,01 | 0,19 | 0,34 | 0,41 | 0,43 | 0,43 | 0,59 | 0,43 | 0,21 |
| AO | śred. | -0,01 | 0,08 | 0,09 | 0,24 | 0,09 | 0,20 | 0,11 | 0,25 | 0,14 | 0,28 |
| | maks. | 0,17 | 0,18 | 0,14 | 0,18 | -0,03 | 0,04 | 0,01 | 0,14 | -0,04 | 0,17 |
| | min. | 0,17 | -0,09 | -0,03 | 0,25 | 0,18 | 0,22 | 0,23 | 0,33 | 0,17 | 0,32 |
| SCAND | śred. | -0,49 | -0,28 | -0,47 | -0,65 | -0,51 | -0,62 | -0,61 | -0,59 | -0,61 | -0,46 |
| | maks. | -0,28 | -0,20 | -0,50 | -0,46 | -0,40 | -0,31 | -0,42 | -0,33 | -0,47 | -0,41 |
| | min. | -0,23 | 0,14 | -0,11 | -0,48 | -0,47 | -0,47 | -0,55 | -0,49 | -0,51 | -0,19 |

Współczynniki korelacji dla września

| | | Korsør | Wismar | Kungs- holmsfort | Władysławowo | Visby | Parnawa | Ristna | Hamina | Spikarna | Kemi |
|-------|-------|--------|--------------|---------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| NAO | śred. | 0,08 | -0,16 | 0,26 | 0,25 | 0,44 | 0,48 | 0,49 | 0,49 | 0,45 | 0,51 |
| | maks. | -0,16 | -0,32 | 0,07 | 0,16 | 0,41 | 0,46 | 0,48 | 0,41 | 0,38 | 0,28 |
| | min. | -0,02 | -0,13 | 0,02 | 0,26 | 0,41 | 0,47 | 0,48 | 0,51 | 0,37 | 0,28 |
| AO | śred. | 0,07 | -0,01 | 0,18 | 0,29 | 0,42 | 0,46 | 0,44 | 0,49 | 0,48 | 0,65 |
| | maks. | 0,05 | -0,01 | 0,16 | 0,21 | 0,39 | 0,40 | 0,53 | 0,55 | 0,41 | 0,42 |
| | min. | -0,06 | -0,12 | -0,02 | 0,35 | 0,46 | 0,47 | 0,47 | 0,40 | 0,41 | 0,45 |
| SCAND | śred. | -0,26 | -0,18 | -0,53 | -0,67 | -0,63 | -0,74 | -0,72 | -0,72 | -0,69 | -0,52 |
| | maks. | -0,09 | -0,07 | -0,36 | -0,30 | -0,58 | -0,59 | -0,65 | -0,63 | -0,58 | -0,37 |
| | min. | 0,05 | 0,22 | -0,01 | -0,45 | -0,52 | -0,57 | -0,66 | -0,52 | -0,59 | -0,30 |

Współczynniki korelacji dla października

| | | Korsør | Wismar | Kungs-holmsfort | Włady-sławowo | Visby | Parnawa | Ristna | Hamina | Spikarna | Kemi |
|-------|-------|--------------|--------------|-----------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| NAO | śred. | 0,13 | -0,34 | 0,12 | 0,16 | 0,30 | 0,41 | 0,35 | 0,39 | 0,36 | 0,49 |
| | maks. | -0,10 | -0,17 | 0,21 | 0,15 | 0,35 | 0,29 | 0,31 | 0,21 | 0,32 | 0,35 |
| | min. | 0,19 | 0,00 | 0,16 | 0,22 | 0,35 | 0,46 | 0,29 | 0,36 | 0,36 | 0,42 |
| AO | śred. | 0,15 | -0,18 | 0,22 | 0,24 | 0,39 | 0,48 | 0,43 | 0,52 | 0,40 | 0,63 |
| | maks. | 0,08 | 0,03 | 0,36 | 0,24 | 0,43 | 0,33 | 0,39 | 0,29 | 0,21 | 0,43 |
| | min. | 0,15 | -0,05 | 0,04 | 0,21 | 0,34 | 0,53 | 0,41 | 0,44 | 0,27 | 0,26 |
| SCAND | śred. | -0,44 | -0,30 | -0,61 | -0,68 | -0,64 | -0,66 | -0,62 | -0,68 | -0,54 | -0,49 |
| | maks. | -0,24 | -0,44 | -0,62 | -0,59 | -0,58 | -0,55 | -0,50 | -0,61 | -0,49 | -0,48 |
| | min. | -0,11 | 0,18 | -0,12 | -0,46 | -0,52 | -0,48 | -0,49 | -0,41 | -0,28 | -0,16 |

Współczynniki korelacji dla listopada

| | | Korsør | Wismar | Kungs-holmsfort | Włady-sławowo | Visby | Parnawa | Ristna | Hamina | Spikarna | Kemi |
|-------|-------|--------------|--------------|-----------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| NAO | śred. | -0,29 | -0,42 | -0,16 | -0,07 | -0,05 | 0,06 | 0,06 | 0,07 | 0,14 | 0,24 |
| | maks. | -0,38 | -0,32 | -0,15 | 0,04 | -0,03 | 0,08 | 0,02 | 0,05 | 0,16 | 0,20 |
| | min. | -0,04 | -0,19 | -0,32 | -0,14 | -0,14 | 0,16 | 0,10 | 0,12 | 0,14 | 0,20 |
| AO | śred. | -0,03 | -0,13 | 0,09 | 0,15 | 0,18 | 0,31 | 0,25 | 0,32 | 0,26 | 0,44 |
| | maks. | -0,07 | 0,05 | 0,22 | 0,25 | 0,10 | 0,27 | 0,21 | 0,31 | 0,17 | 0,44 |
| | min. | -0,06 | -0,15 | -0,25 | 0,08 | 0,13 | 0,29 | 0,31 | 0,11 | 0,08 | 0,02 |
| SCAND | śred. | -0,64 | -0,51 | -0,67 | -0,73 | -0,70 | -0,73 | -0,71 | -0,74 | -0,63 | -0,56 |
| | maks. | -0,58 | -0,46 | -0,74 | -0,76 | -0,68 | -0,61 | -0,65 | -0,64 | -0,61 | -0,59 |
| | min. | 0,00 | 0,28 | 0,07 | -0,36 | -0,49 | -0,49 | -0,60 | -0,32 | -0,18 | 0,28 |

Współczynniki korelacji dla grudnia

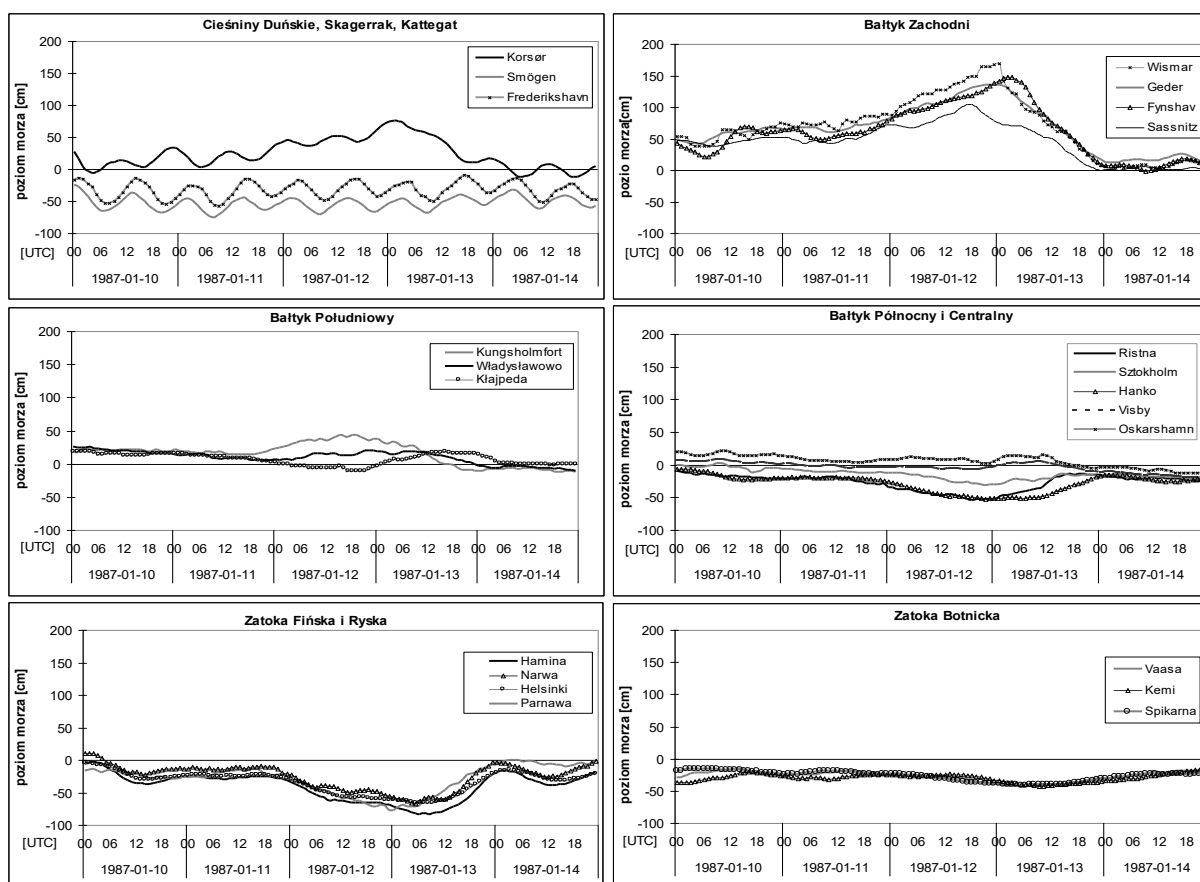
| | | Korsør | Wismar | Kungs-holmsfort | Włady-sławowo | Visby | Parnawa | Ristna | Hamina | Spikarna | Kemi |
|-------|-------|--------------|--------------|-----------------|---------------|-------------|--------------|--------------|--------------|-------------|-------------|
| NAO | śred. | 0,07 | -0,18 | 0,33 | 0,32 | 0,42 | 0,46 | 0,52 | 0,50 | 0,58 | 0,61 |
| | maks. | -0,21 | -0,09 | 0,29 | 0,21 | 0,48 | 0,39 | 0,47 | 0,42 | 0,51 | 0,53 |
| | min. | -0,06 | -0,05 | -0,06 | -0,02 | 0,32 | 0,44 | 0,54 | 0,55 | 0,54 | 0,44 |
| AO | śred. | 0,07 | -0,06 | 0,37 | 0,40 | 0,50 | 0,59 | 0,62 | 0,65 | 0,58 | 0,71 |
| | maks. | 0,02 | 0,02 | 0,37 | 0,35 | 0,49 | 0,52 | 0,59 | 0,54 | 0,49 | 0,62 |
| | min. | -0,15 | -0,02 | 0,09 | 0,04 | 0,43 | 0,62 | 0,60 | 0,64 | 0,41 | 0,42 |
| SCAND | śred. | -0,16 | -0,28 | -0,24 | -0,34 | -0,27 | -0,36 | -0,30 | -0,36 | -0,16 | -0,09 |
| | maks. | -0,35 | -0,41 | -0,38 | -0,33 | -0,24 | -0,36 | -0,27 | -0,37 | -0,15 | -0,11 |
| | min. | 0,09 | 0,05 | -0,11 | -0,23 | -0,22 | -0,21 | -0,23 | -0,17 | 0,09 | 0,00 |

Załącznik 3

Przebieg zmian poziomu morza na wodowskazach w poszczególnych akwenach Morza Bałtyckiego dla wybranych sytuacji sztormowych

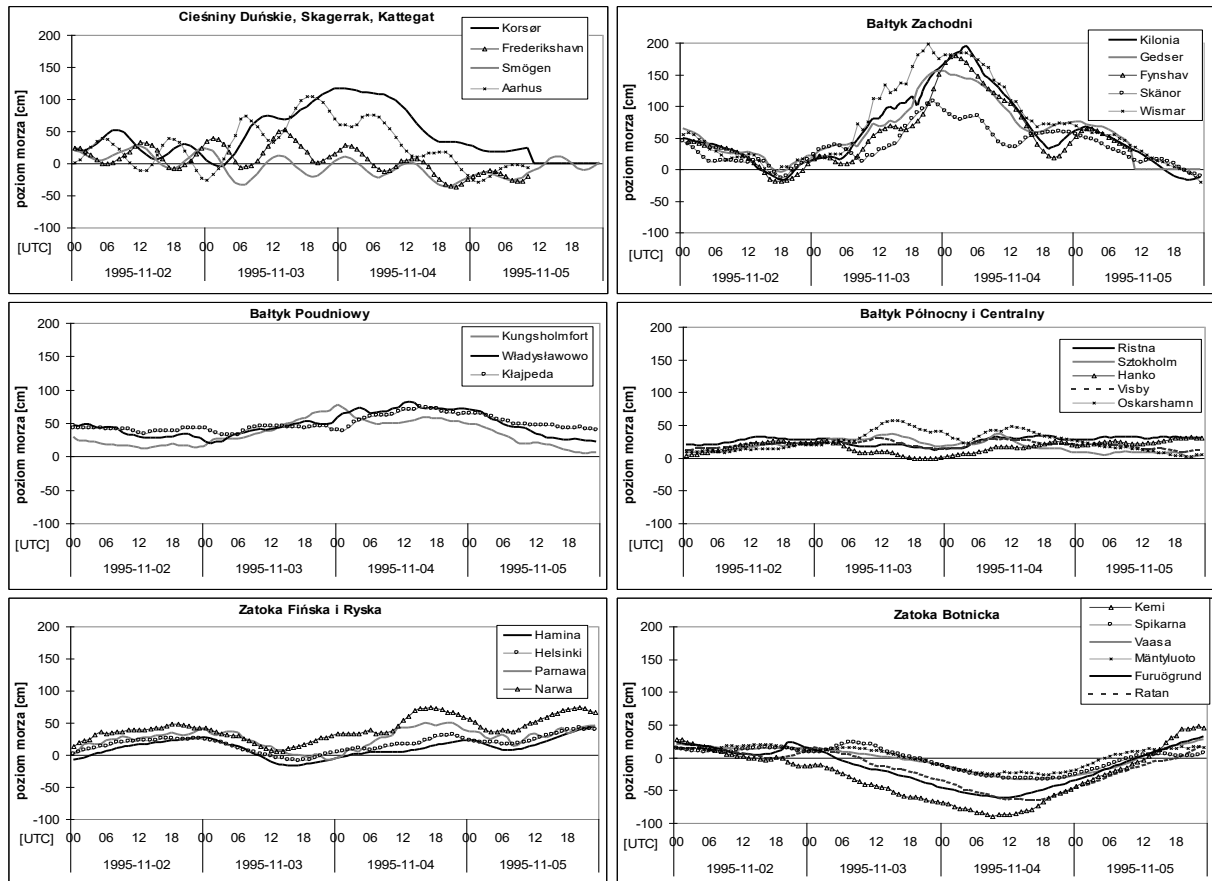
Załącznik 3.1

Przebieg zmian poziomu morza na wodowskazach w poszczególnych akwenach Morza Bałtyckiego w okresie 10–14 stycznia 1987 roku



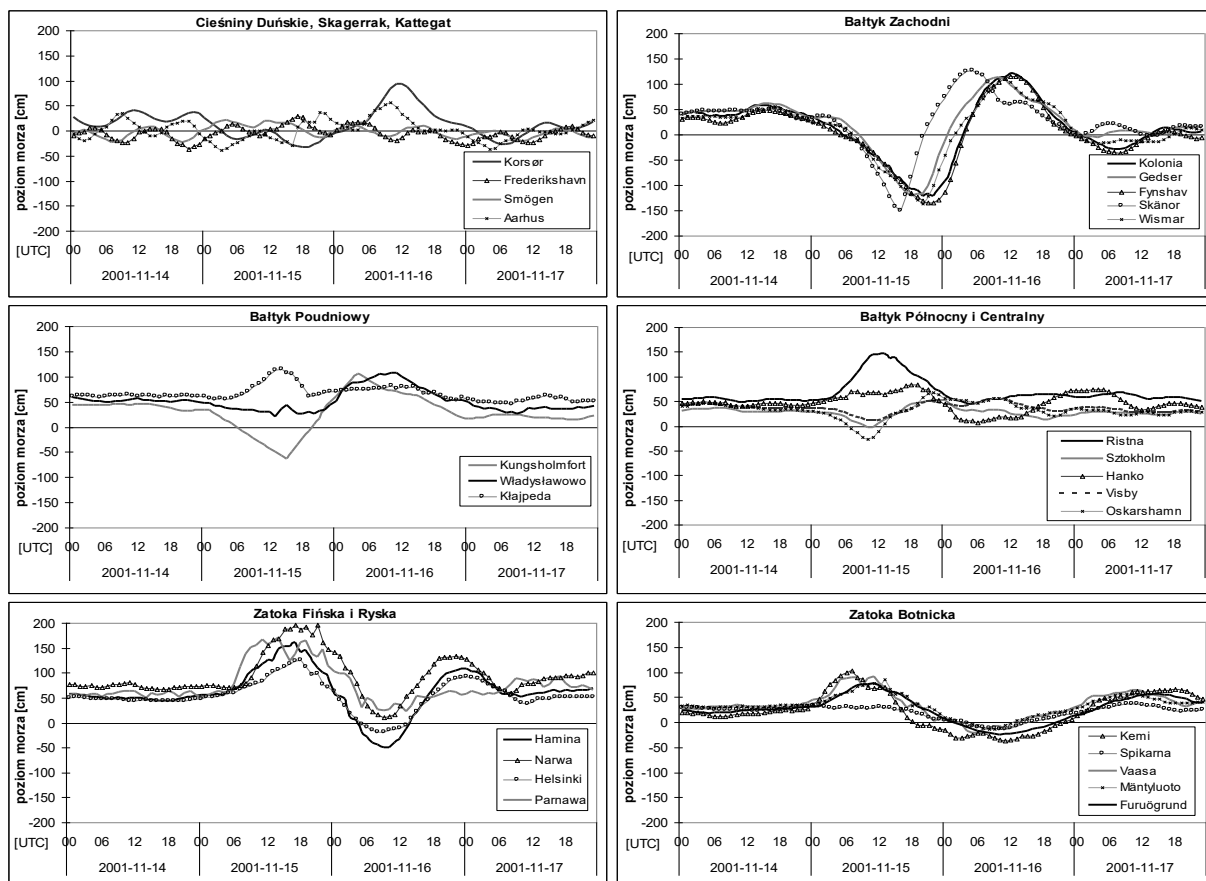
Załącznik 3.2

Przebieg zmian poziomu morza na wodowskazach w poszczególnych akwenach Morza Bałtyckiego w okresie 2–5 listopada 1995 roku



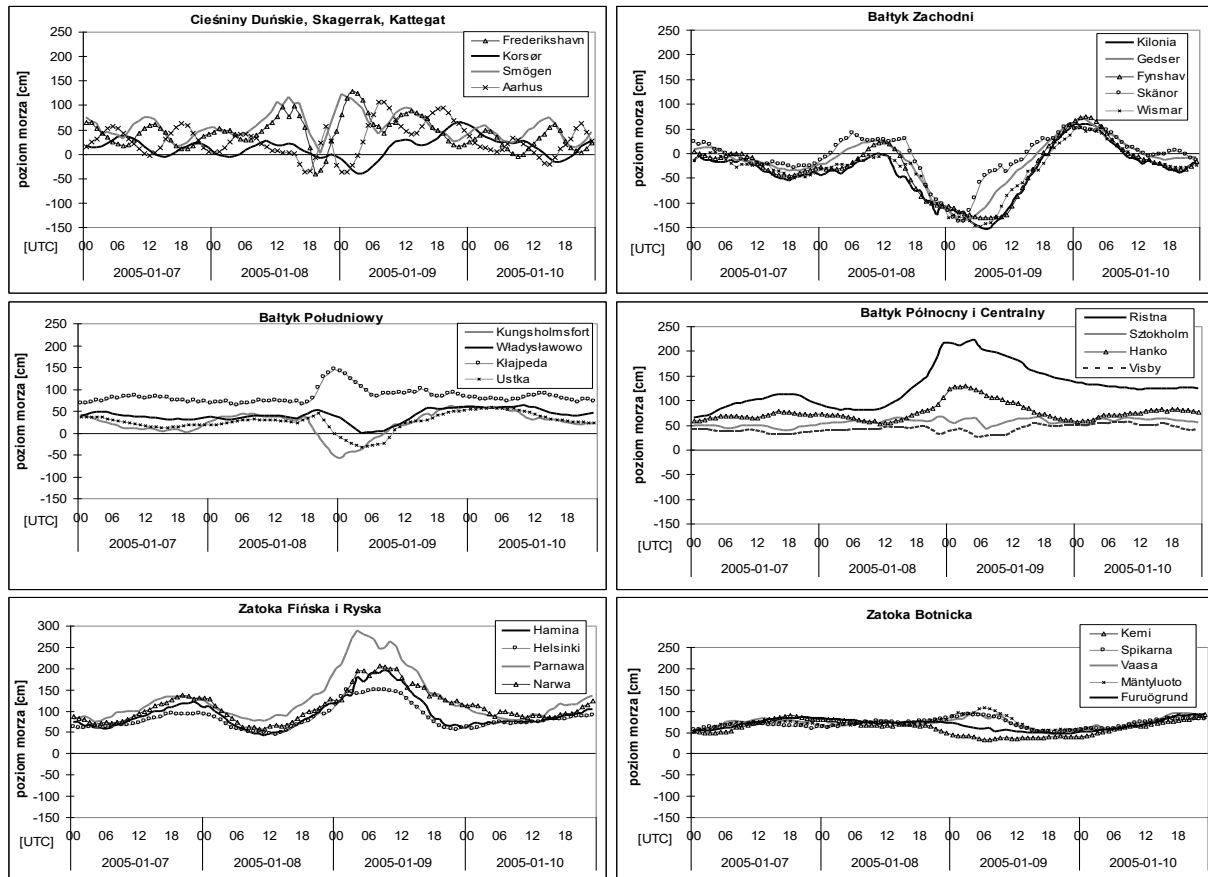
Załącznik 3.3

Przebieg zmian poziomu morza na wodowskazach w poszczególnych akwenach Morza Bałtyckiego w okresie 14–17 listopada 2001 roku



Załącznik 3.4

Przebieg zmian poziomu morza na wodowskazach w poszczególnych akwenach Morza Bałtyckiego w okresie 7–10 stycznia 2005 roku



Spatial and temporal characteristics of the extreme sea levels of the Baltic Sea

Summary

The purpose of this monograph was to show spatial and temporal characteristics of the extreme sea levels of the Baltic Sea by means of analysis of the long-term tendencies in extreme sea levels and by identification of their geographical pattern. The purpose along with the scientific tasks, which were mentioned in the introduction, have been implemented in the subsequent chapters of this monograph by studying the extreme sea levels in three timeframes: long-term changes within the entire 50-year period 1960–2010, seasonal changes which means month-to-month changes in a year and short-term changes which concern storm surge and fall events lasting for a couple of days. All the analyses were possible to perform thanks to collecting detailed, 1-hour sea level data from several tens of tide gauges located along the Baltic Sea coast. Such detailed approach played a key role, since it allowed to depict temporary state of the Baltic surface topography in any moment of the multiyear period and it made available the performance of precise quantitative statistics for the entire investigated timeframe. It is worth noticing that some countries are not willing to share the high resolution hydrological data due to commercial (e.g. Latvia) or security reasons (e.g. Russia). Other Baltic countries provided reliable hourly observations of the sea level derived from relevant hydrological and meteorological institutions.

The second basic factor, which allowed for the implementation of the scientific tasks of this monograph, was an acceptance of the one reference datum – Normaal Amsterdams Peil (NAP). European Vertical Reference System is based on this datum. In this situation it was possible to convert the observed sea level data derived from particular Baltic countries to the NAP datum. Picture of the Baltic surface obtained in this manner and demonstrated in relation to a uniform reference datum allowed for spatial display of the geographical pattern of the extreme sea level occurrence in the Baltic Sea. This research issue is unique and has not been investigated in the oceanological literature in relation to the Baltic Sea.

The main feature of this monograph is a fact that all analyses of extreme sea levels are based on the observational data and not prognostic ones derived from a model. A comparison of measurement data and prognostic data obtained from a hydrodynamic model HIROMB, which is the most advanced model applied to the Baltic Sea, revealed significant differences during storm simulations. The HIROMB model most frequently underestimated the falls in sea level in the Western Baltic and overestimated the height of surges in the Gulfs of Finland, Gulf of Riga and Gulf of Bothnia. The differences for tide gauges located within the gulfs were the greatest among the entire Baltic (above 60 cm), while the smallest (under 30 cm) referred to the open waters of the Baltic Proper (tab. 10.2).

True measurement data applied to the work allowed to carry out precise analyses of the extreme sea levels and then to show reliable results.

Tendencies in extreme sea levels in the long-term: 1960–2010

Analyses of temporal changes in extreme sea levels for the period 1960–2010 proved for most of the tide gauges that there exist an evident process consisting in the increment of the amount of hours with high sea levels (≥ 70 cm above NAP), the increment of frequency of occurrence of

storm events and the increment of maximum annual sea level heights (tables 6.2–6.6, fig. 6.2–6.4). The amount of hours with high sea levels of the Baltic doubled, on average, in 1960–2010, whereas the increment of the maximum annual Baltic sea level height, averaged for 34 of 37 tide gauges, amounted to $3 \text{ mm}\cdot\text{year}^{-1}$. Such a large scale of this phenomenon indicates the reliability of the process of constant increment of extreme sea levels.

On the other hand, a decline in the amount of hours with low sea levels ($\leq -70 \text{ cm}$) was noticed along with unambiguous tendencies of changes in minimum annual sea level heights (tables 6.5–6.6). The main reason for such situation is an intensification of inflow of western air masses and increase in the cyclonic activity, i.e. intensification of western circulation, which is observed in the second half of the 20th century, in particular (subchapter 2.4 and 2.5 and fig. 2.6). This interpretation is justified in many scientific papers regarding the Baltic written by Heyen et al. (1996), Suursaar i Söör (2007), Johansson et al. (2001), Miętus et al. (2004), Jakusik et al. (2010). Some of scientists claim that mean Baltic Sea level rise is responsible for increments of extreme sea levels apart from changes in atmospheric circulation (Rotnicki and Borzyszkowa 1999). Similar tendencies – increment of storm activity and extreme sea levels are observed across the world as well. The latest 5th IPCC report (IPCC 2013) and latest scientific works regard most often the increment of the mean sea level (MSL) and dominant indicators of climate changes, especially ENSO and NAO, as the reasons for the aforementioned changes (Bengtsson et al. 2006, Bindoff et al., 2007, Lowe et al. 2010, Walsh 2011, Pugh and Woodworth 2014).

Geographical pattern of the extreme sea levels of the Baltic Sea

From presented the geographical distribution and numerical characteristics of extreme water levels and the number of storm surges, and as a result of research carried out in the framework of the project NCN (Wolski 2011–2014) determined a clear regularities on the occurrence of extreme sea levels of the Baltic Sea. These patterns also confirmed in the publication Wolski et al. (2014, 2016) as well as Wolski and Wiśniewski (2016). These are the following regularities:

1. Eastern and northeastern coasts of the Baltic Sea, which are exposed to the inflow of western air masses related to a western atmospheric circulation, including the dominant tracks of pressure systems, are especially at risk of extreme hydrological events. In particular, it refers to Gulf of Riga along with Pärnu Bay, Gulf of Finland, and Gulf of Bothnia. These water basins experience the largest amounts of storm surges, the longest duration of high sea levels ($\geq 70 \text{ cm}$) and the highest water levels in general (fig. 6.6–6.8, tables 9.1–9.3). On the contrary, Swedish coasts of Central and Northern Baltic are the least endangered by extreme sea levels within the Baltic Sea basin (fig. 6.7–6.8, table 9.5). It is explained mostly by their eastern exposition, which constitutes an opposite direction to the inflow of western air masses and to the direction of low pressure systems propagation. In the conditions of western circulation, the filling up of the Baltic Sea increases and the inclination of water surface towards eastern coasts of the Baltic Sea increases as well. This characteristic regularity is in line with the results of works of Averkiev and Klevanny (2007, 2010), Suursaar et al. (2003, 2006a, 2006b, 2007, 2009), Johansson et al. (2001), Wolski et al. (2014, 2016), according to which, the eastern and northeastern coasts of the Baltic (Gulf of Riga and Gulf of Finland and a part of Gulf Bothnia) are exposed to dangerous storm events and extreme sea levels induced by deep low pressure systems that cross the investigated area and by occurrence of strong landward winds.
2. South-western coasts of the Baltic Sea: Bay of Mecklenburg and Bay of Kiel are water basins of the most frequent and the deepest falls as well as of the extremely low sea levels ($\leq -70 \text{ cm}$) (fig. 6.6–6.8). Eastern exposition of these bays favours the water outflow from their basins by fast-moving mesoscale low crossing the Baltic Sea from SW to NE. At the same time, Bay of

Mecklenburg and Bay of Kiel give way only to big north-eastern gulfs only in terms of frequency of occurrence of high sea levels, maximum heights during high sea level periods and number of storm events (table 9.4), what is a peculiar phenomenon among the basins of the Baltic Sea.

3. Southern part of the Gulf of Bothnia (Bothnian Sea), north-eastern part of the Northern Baltic, Southern Baltic and Danish Straits are the water basins of moderate risk of extreme hydrological events occurrence. It follows mainly from the geographical location of these basins and transitional characteristics of extreme sea level parameters (fig. 6.6–6.8, tables 9.6–9.8). The amount of hours with high and low sea levels a year, average annual number of storm events and 100-year water level of these basins fall within parameters of basins of the highest extremes (Gulf of Finland, Gulf of Riga, Bothnian Bay) and basins of small sea level oscillations which are typical for Swedish coast of Central and Northern Baltic.
4. Extreme phenomena, related to water dynamics, increase from the open sea waters of the Baltic Sea (Baltic Proper) to the innermost parts of its bays (Gulf of Bothnia, Gulf of Finland, Gulf of Riga, Bay of Mecklenburg and Bay of Kiel). The responsibility for this situation is taken by the so-called bay effect, i.e. the impact of geomorphological and bathymetrical configuration of the coastal zone on water dynamics. This effect cause an increase in extreme sea levels and in time of their occurrence at bay stations of the Baltic Sea from the seaside boundary of the single bay towards its farthest, innermost, cut-into-the-land point (the end of the bay) (fig. 6.6–6.9). Narrowing of the bays is the one of the main reasons explaining this phenomenon. The defined volume of water removed or added to a narrowing and shoaling part of the bay will incur more extreme water level compared to its widened seaside part. This interpretation is compliant with results obtained by Sztobryn et al. (2005 and 2009), Ekman (1996) and Johansson et al. (2001), who claim that the highest values of sea level oscillations should be expected in the innermost part of these bays.

Probability of occurrence (return periods) of extreme sea levels

Probabilistic forecasts allow to identify the phenomena of extreme sea levels and storm events (Wróblewski 1992, 2001, Suursaar et al. 2009, Wolski and Wiśniewski 2012) or to identify the ongoing climatic changes (Lowe and Gregory 2005, Meier 2006, Gräwe and Burchard 2012). Such forecasts are also widely applied to the coastal zone engineering, hydraulic engineering, management of flood plains and to flood protection (Pugh 1996, 2004, Hay and Mimura 2005, Pirazzoli et al. 2006, Hallegatte et al. 2011).

The monograph provides with the theoretical sea levels together with the probability of occurrence which were set on the basis of annual minimal and maximal sea levels recorded at tide gauge stations of the Baltic Sea in 1960–2010 (tables 6.8–6.9, annex 1). The results obtained show that levels of theoretical water at particular tide gauge station depend on their location and distribution of theoretical water, for example hundred-year water is compliant with the geographical pattern of distribution of extreme sea levels (fig. 6.11). The most extreme values of theoretical hundred-year water maximum levels (>220 cm NAP) and theoretical minimum water levels (levels <–100 cm) would occur in the innermost parts of Gulf of Bothnia, Gulf of Riga, Gulf of Finland and Bay of Mecklenburg (fig. 6.12). This is a consequence of the bay effect, which was described in chapter 6.2. On the other hand, the Swedish coasts of the central Baltic have the lowest theoretical hundred-year water levels (< 140 cm NAP for the maximum theoretical levels and >–100 cm for the minimum theoretical levels). Owing to their transitory location between the North Sea and central Baltic, the Danish Straits (Skagerrak, Kattegat, Sund, the Belts) are regions with intermedi-

ate theoretical hundred-year levels, since the Danish Straits hydraulically balance the water levels between the North Sea and the Baltic Sea.

Theoretical maximum sea levels for two time periods: 1910–1960 and 1960–2010 were compared in this monograph. The determined differences in the levels indicate that theoretical sea levels were higher for the period 1960–2010 for all investigated tide gauges within the full scope of quantiles (from 0.1% to 99%). However, the return period has been reduced for these tide gauges at the same time. For instance, the hundred-year water level for Kungsholmsfort moved to the level of fifty-year water after 50-year period, whereas for Helsinki – to approximately fifteen-year water (fig. 6.13). This is the evidence of constant increment of theoretical, and thereby, observed maximal annual sea levels in the last half century. The exhibits hereto are the integral parts of this monograph and they provide with results of setting the theoretical water for maximal and minimal levels within the full scope of quantiles (from 0.1% to 99%) at 37 investigated tide gauge stations of the Baltic Sea.

Seasonal extreme sea levels of the Baltic Sea

Seasonal variations in the occurrence of extreme sea levels of the Baltic has been investigated herein apart from the multiyear analyses. Changes in the sea level occurring during a year, which are the most frequently associated with filling up of a given water basin, are considered as seasonal variations. The variations in the mean sea level, the amplitude of which reaches several cm, are only the background for short-term variations that are responsible for extreme sea levels. The course of the seasonal changes in extreme sea levels (higher high water HHW and lower low water LLW) for all analysed tide gauges is alike – the highest values occur in autumn-winter season while the lowest ones occur in summer. The occurrence of significantly greater monthly amplitudes between the extreme levels (HHW and LLW) at gauges located in bays is another regularity. Amplitudes there exceed 3 m comparing to the gauges of the open water coasts (Baltic Proper), where they exceed only 2 m (fig. 7.1, table 7.1).

As a part of analysis of the seasonal variations, geographical distribution of occurrence time (number of hours) of high (≥ 70 cm) and low (≤ 70 cm) sea levels of the Baltic Sea in particular months during a year have been also taken into consideration. Both, number of hours with high and low sea levels decrease from the highest value in January to the lowest one in summer (June–July) and then they increase until January next year (fig. 7.2–7.7). Total time of high sea levels occurrence for January amounts from 10 to over 50 hours for most of the Baltic Sea basins, with the greatest values at the northern and eastern coasts. On the other hand, total time of low sea levels occurrence for the same month ranges from 10 and 20 hours for the Western Baltic and from 3 to 5 hours at the ends of Bay of Bothnia, Bay of Finland, Bay of Riga and Kattegat. It is typical and compliant with the geographical pattern of extreme sea levels distribution for the long-term characteristics, that the occurrence time of high and low levels increases from the open water basins of the Baltic (Baltic Proper) to the innermost parts: Gulf of Bothnia, Gulf of Riga, Gulf of Finland, Bay of Mecklenburg and Bay of Kiel. It is visible throughout the year, except for summer time, when low and high sea levels appear occasionally or do not appear at all.

The number of storm events corresponds well to the above-mentioned annual time of occurrence of extreme sea levels. Storm events predominate in autumn-winter season with January as the month of the highest number of storm surges for most of Baltic basins. Total amount of storm events in January for the long-term period 1960–2010 ranged from 1 for the Central Baltic (Visby) to 97 for Gulf of Finland (Hamina) (fig. 7.8). By contrast, spring and summer time (from May to August) are periods, when storm events do not occur or they appear occasionally within the bays. The annual course of storm events, which are responsible for low and high sea levels, is compli-

ant with the annual variability of atmospheric circulation not only on local and regional scale but also globally. The reason for the highest numbers of autumn-winter surges is the frequent occurrence of low pressure systems coming from the Northern Atlantic during the period of the most intense western circulation, North Atlantic Oscillation (positive NAO index) in particular (Girjatorowicz 2009, Sztobryn and Stigge 2005, Sztobryn et al. 2009, Suursaar et al. 2002, 2006, 2007, Jaagus and Suursaar 2013, Ekman 2003, 2007, 2009).

The confirmation of the influence of circulation variability on extreme sea levels was received, when the research on the extent of dependencies between analysed mean, maximum and minimum levels of the Baltic Sea and indicators of NAO and AO zonal circulations together with SCAND pattern were performed for all months of the long-term period 1960–2010. The results obtained indicate the occurrence of the strongest relationships between NAO and AO and sea levels to appear in winter months, what is then followed by autumn months. The greatest dependencies in a year occur in January. The relations between sea levels and NAO range from 0.29 in Wismar to 0.82 in Spikarna, whereas between sea levels and AO – from 0.31 in Wismar to 0.80 in Kemi.

Next regularity, that can be observed in the analyses, is a spatial diversification of correlation and the increment in its values along the main axes of the Baltic: West–East and North–South, which is especially evident for autumn-winter season (tables 7.2–7.3 and 7.6–7.7 and annex 2). Such diversification can result from the fact that at positive NAO and AO (high values), western air masses distribute the waters from the Danish Straits into eastern and northern edges of the Baltic Sea causing an inclination of the Baltic surface from NE to SW. It magnifies the impact of NAO index on sea levels in the north-eastern part and attenuates the effect in the south-western part of the Baltic, what is in line with the conclusions of the work of Joansson et al. 2003, Jevrejev et al. (2005), Ekman (2007, 2009) or Suursaar and Sooäär (2007) Jaagus and Suursaar (2013).

On the basis of the determined dependencies (tables 7.2–7.3 and 7.6–7.7 and annex 2) a good correlation between both indices (NAO and AO), in terms of phase coverage, has been revealed, what might be explained by the fact that both indices refer to the western circulation in circum-polar and mid-latitudes. This conclusion is in accordance with scientific research which demonstrate AO and NAO spatial patterns as very similar to each other within the Atlantic sector (Delworth and Dixon 2000, Wallace 2000).

The analyses concerning the relations between SCAND index and sea levels proved that these correlations were negative throughout the year and statistically significant in most cases. It means that cyclonic conditions and not anticyclonic were predominant over the Baltic Sea in the period 1960–2010.

It shall be kept in mind that zonal circulations (NAO and AO) cause an intensification of extreme sea level events on weekly and monthly scale by an increased inflow of air masses from northern and western directions. Therefore, these air masses are responsible for a slow process of filling up the Baltic Sea with North Sea waters. The filling up effect is an important but not the only one component contributing to extreme sea levels during storm event in the Baltic Sea.

Extreme sea levels of the Baltic Sea during storm events

The occurrence of extreme sea levels, which are the result of storm surges on the Baltic coasts, depends on three components (Wiśniewski i Wolski 2009 a, 2011a, Wolski et al. 2014):

- a) filling up of the Baltic Sea (the initial sea level prior to the occurrence of an extreme event),
- b) the action of tangential wind stresses within the given area (wind directions: whether they are shore- or seaward; wind velocities; and duration of wind action),
- c) deformation of the sea surface by the mesoscale, deep low pressure systems crossing rapidly the Baltic, which then generate the so-called baric wave (ground effect below the pressure system)

and seichelike variations of the sea level in the Baltic. Features of the low pressure system – its value, track and velocity – are the most important for the deformation to appear.

As a result of the interactions between these three factors, the extremely high sea levels can occur at the positive phase of the storm surge (sea level rise) or the extremely low levels at the negative phase (sea level fall) (fig. 3.4).

The participation of these factors in the storm event has been applied to determine three main types of storm surges:

- I. First type of a surge with a stable wind field, in terms of direction and velocity of the wind, affects the sea surface for several days and causes evident drift currents (the velocity of these current might reach $50 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ in the open water and even $100 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ in straits). Such wind field can be generated in the conditions of shallow and slow going low pressure system ($>980 \text{ hPa}$). Tangential wind stress impact not only induce the wave action, but also transfers the energy for creation of a water surface inclination, the so-called wind set-up. This surge is a wind-induced type.
- II. Second type of a surge – a vacuum-induced one – occur when a mesoscale, concentric low pressure system crosses nearby or over the Baltic Sea with a relatively high velocity ($\geq 16 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). In this situation, the vacuum triggers setting up of waters under concentric low pressure which might be named as „ground effect of the low” or „baric wave” (fig. 3.4). If the baric wave moves at the same or similar velocity as the low pressure system, then a considerable flood hazard arises along the particular section of the coast – the significant seichelike variations of the sea level (resonance).
- III. Third type of a surge is a mixed one: pressure-wind. In fact, wind (tangential wind stress impact) and pressure field (mesoscale low pressure system crossing the Baltic quickly) act simultaneously during each surge. It is important to distinguish the participation of which factor (wind or vacuum) was clearly predominant. If it cannot be determined, both factors are considered as equal and the mixed type of storm surge is accepted.

Baltic coasts are exposed variously, either to the wind field or the track of the low pressure system and therefore identifying the real impact of given low pressure or wind field on a magnitude of storm surge or storm fall and on time of their occurrences might be complicated. Sometimes wind fields and vacuum acting against each other along the given section (e.g. positive phase of the baric wave at simultaneous seaward wind impact causing sea level fall). However, if these factors act harmoniously at the same time, then an extensive storm surge is expected.

The monograph contains 8 storm situations which are characterized by different extent of the filling up of the Baltic Sea, height of a storm surge or fall and various features of the low pressure system (advancing velocity, pressure in the system centre and track as well as wind velocity, direction and impact time). On the basis of the aforementioned characteristics, 3 situations were assigned to the wind-induced type, next 3 to the vacuum dominant type and 2 situations, where the dominant factor causing the storm surge could not be unambiguously determined, were classified to the mixed one (subchapter 8.2). Studies on storm situations provided with typical features of the surge with dominant participation of vacuum and of the wind-induced surge.

Basic features of the storm surges induced by the vacuum of the dynamic low pressure system:

- A mechanism of dynamic tilting from the equilibrium by a mesoscale low pressure system (cyclone) is acting. Its impact triggers deformation of the Baltic Sea surface by the so-called „ground effect of the low” and wavy nature of the deformation movement along the low pressure system track and surrounding water basins;

- Dynamic increase in the sea level at mesoscale, deep and fast-moving ($\geq 16 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) low pressure systems decides whether the extreme of +100 cm in relation to the NAP is exceeded;
- Winds have no significant influence on the vacuum-type surge, but they may sustain high sea level at best;
- Vacuum-induced surges commence with a deep sea level decrease at the stations located in the Western Baltic;
- Maximum rate of changes in the sea level caused by the vacuum-induced surge is $10\text{--}40 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ on average. The most rapid rises and falls of the sea level occur at the tide gauges located in bays and straits. Maximum rise and fall durations are short and amount to 2–3 hours.
- An alternating effect of the sea level variations occurring between south-western basins: Western Baltic (Bay of Mecklenburg, Bay of Kiel), Sund and north-western basins of the Northern Baltic (Gulf Riga along with Bay of Pärnu, Gulf of Finland, Gulf of Bothnia) is the characteristic phenomenon. The mesoscale low pressure system decreases the sea level in the southern part and increases in the northern one causing sea surface to incline in a few or several hours. These movements of the water masses can be named as seichelike variations of the Baltic Sea (fig. 8.17–8.20, fig. 8.22–8.24, fig. 8.26–8.28);
- The lowest sea levels of the Baltic Sea occur during storm falls in the Western Baltic if the western circulation appears, the generation of which is associated with deep low pressure systems.
- The highest sea levels and most dangerous storm surges occur when the filling up of the Baltic Sea is initially high ($\geq 50 \text{ cm}$).

Main features of the storm surges induced by the wind:

- Wind-induced storm surges last for a relatively long period of time (2–3 days). A transfer of water masses performed by drift currents during such period causes the so-called wind set-up occurring at the coasts;
- Maximum rate of changes in the sea level is generally lower comparing to vacuum-induced surges and it amounts to $5\text{--}25 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$ on average. It is worth noticing that the rate of sea level fall is mostly slightly slower than the rate of rise (gravitational falling).
- In case of eastern atmospheric circulation and well-developed anticyclonic system over the Scandinavia or western Russia, the storm surges occur exclusively in south-western basins of the Baltic Sea. In Western and Southern Baltic and Danish Straits, the duration of high sea levels $\geq 70 \text{ cm}$ for such surges ranges from 15 to 50 hours, while duration of very high sea levels $\geq 100 \text{ cm}$ – from 5 to 25 hours.
- Wind direction is of greater percentage in reaching the maximum sea level during the storm surge comparing to wind velocity, when considering the wind-induced surge. Weaker wind blowing more perpendicular to the shore will cause higher wind set-up, the maximum of which will be reached faster, than a stronger wind blowing to the shore at smaller angle (example of the tide gauge in Wismar for the situation of January 1987 and November 1995, fig. 8.8 and 8.12).

General regularities in occurrence of the extreme sea levels in the Baltic Sea

Extreme sea levels, both falls and surges, occur during the storm events. Significant minimum $\leq -70 \text{ cm}$ in relation to the NAP and high maximum $\geq 70 \text{ cm}$ of the surge are frequently reached in the same storm. The water basin, where an evident minimum and maximum (negative and positive phase) of the storm surge occur, is the Western Baltic.

However, the low sea levels appear not only during the storm events. The genesis of these sea levels results also from an action of totally different process. Low sea levels occur in the eastern

circulation conditions during permanent and longstanding eastern or northern winds associated with a well-developed high pressure system over the Scandinavia or north-western Russia. Then, the duration of relatively low sea levels might amount to even a couple of weeks (Majewski and Dziadziuszko 1985, Suursaar et al. 2003, Sztobryn et al. 2009).

As it has been mentioned, extreme sea levels during storm surges in the Baltic Sea can be reached as a result of action of several factors. Initial high sea level, which might be higher by 50 to 70 cm than mean sea level (the so-called filling up of the water basin), is the first factor. Such hydrological situation is possible during longstanding western winds blowing through even a couple of weeks which cause the inflow of water masses of volume from 100 to 150 m³ from the North Sea to the Baltic Sea via Danish Straits. Such filling up favours the development of sudden storm surges, which then occur as a result of deep low baric depression (<980 hPa) incoming from the Northern Atlantic and crossing the Baltic Sea (II, III and IV track of the low pressure system according to Schinze or the modifications of these tracks).

When the active, concentric low pressure system of high velocity ($\geq 16 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) enters the Baltic Sea, the sea level in the south-western basins falls, whereas in the central and north-eastern ones – it rises at the same time. This is a visible impact of the vacuum, which „collects water” from shallow and non-capacious bays of the Western Baltic (the negative phase causing storm fall mainly at Bay of Kiel and Bay of Mecklenburg) and leaves it (set it up) in the northern and eastern basins, in order to create the ground effect. This phenomenon is associated with a transfer of the baric wave shape and not the water mass. Once the baric depression enters the land in the area of Finland, Estonia, Latvia or Lithuania, the culmination of the surge is most likely to occur creating the greatest deformations of the Baltic Sea surface between south-western and north-eastern basins, which can exceed 4 m in the extreme events (minimum of the negative phase in the Western Baltic and maximum of the positive phase of the surge in the north-eastern coasts of the Baltic). Central Baltic area located in the middle of the deformation (tilt) will experience the smallest range of sea level fluctuations among the Baltic basins (the so-called node point of the deformation). Great depth and vast volume of the Central Baltic comparing to the other basins has an additional influence for this little amplitude (table 2.1). Once the low pressure system is gone, significant sea level oscillations will last for additional several hours. These oscillations can be described as seichelike sea level variations, i.e. changes in inclination of sea surface deformation. It is observed as the positive phase of the surge within the Western Baltic (a sudden increase of up to a few tens cm above a tide gauge zero) and gravitational or wind-assisted falling of the water to the mean level in the North-Eastern Baltic (the negative phase in the north-eastern coasts of the Baltic Sea is not emphasized, since the baric low has already entered the land and does not influence on the sea surface anymore).

The entire process of creation of significant deformations in the Baltic Sea surface is possible because of two main reasons. First reason is explained by a geographical configuration of the Baltic Sea basin, which is elongated from the South-West to the North-East. Bay of Kiel and Bay of Mecklenburg are of easterly and north-easterly exposition, while the Gulf of Finland, Gulf of Riga and some parts of Gulf of Bothnia are south-westerly and westerly exposed. Such geographical configuration and relatively small depth of the Baltic Sea favour in some measure the mechanism of creating the surface deformations by fast-moving, deep low pressure systems. The surface of baric depression has to be similar to the non-disturbed surface of the Baltic in term of scale. The other reason should be associated with the velocity of the low pressure system, which is approximate to the velocity of propagation of induced and advancing wave that causes surface deformation (seichelike variations). It is worth mentioning that shallow basins located in the East, like Gulf of Riga with Bay of Pärnu or Gulf of Finland, are in impact range of such wave. Storm surge wave

is enhanced in these basins due to a decrease in cross-section of these bays, what results in even higher sea levels and harmonic course of the oscillation.

The studies that were carried out and included herein led to the identification of spatial and temporal structure of the extreme sea levels of the Baltic Sea. The work explains the genesis of extreme sea levels and describes the processes responsible for their diversification along the Baltic coastline. In addition, a temporal variation of analysed extreme levels, which is ongoing in the condition of climatic changes, was shown for the last half century and for the earlier periods.

Within next few years there will be a need for an extension of the studies on extreme sea levels of the Baltic Sea which should base on measurement data and mareographic archival data of 19th and 20th century as well as on application of GPS and satellite measurements. A vast set of data derived from hydrodynamic forecasting models might be complement research material. Use of an increased variety of measurement data and knowledge on nature of occurrence of extreme sea levels in particular basins of the Baltic Sea included herein will allow to improve methods of operational forecasting of storm surges and falls, as well as it will contribute to precise evaluation of the influence of climatic changes on hazards related to the occurrence of extreme high sea levels and their impact on the coastal zone of the Baltic Sea.

Tłumaczył Michał Bugajny



fot.: Ewa Zelek

DR TOMASZ WOLSKI jest adiunktem w Pracowni Hydrologii Morskiej Strefy Brzegowej Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Szczecińskiego. W 1996 roku na tej uczelni ukończył studia na kierunku geografia morza, a w 2005 roku obronił dysertację doktorską dotyczącą prądów Jeziora Dąbie. Jego zainteresowania badawcze skupiają się na problematyce zmian poziomu morza, dynamiki wód akwenów przybrzeżnych, osłonie hydrometeorologicznej strefy brzegowej, a także wpływie warunków pogodowych na pyłki roślin. Zrealizował kilka projektów badawczych, dwukrotnie był ich kierownikiem. W swoim dorobku dr Tomasz Wolski ma wiele prac naukowych z dziedziny oceanografii fizycznej, hydrologii, meteorologii i turystyki morskiej. W czasie wolnym czyta książki i czasopisma historyczne, a także trenuje bieganie. Ukończył dwa maratony i kilkadziesiąt biegów na krótsze dystanse. Ma żonę Małgorzatę – diagnostę laboratoryjnego i syna Mateusza.

fot.: www.publib.com.aimpictures.net



71-101 Szczecin, ul. Mickiewicza 66
tel. 91 444 20 06, 91 444 20 12
e-mail: wydawnictwo@univ.szczecin.pl
www.wn.usz.edu.pl

ISBN 978-83-7972-839-8 (online)
ISBN 978-83-7972-091-0 (print)



9 788379 720910