

POWIĄZANIA ZMIENNOŚCI PARAMETRÓW BILANSU WODNEGO MORZA BAŁTYCKIEGO Z OSCYLACJĄ PÓŁNOCNOATLANTYCKĄ (NAO)

Jerzy Cyberski

Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii

Wstęp

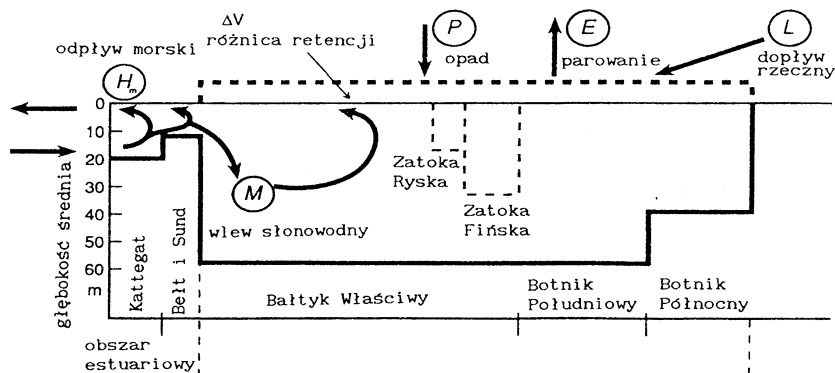
Badania środowiska Bałtyku ujawniają występujące tutaj fluktuacje oraz tendencje, w odniesieniu do cech przyrodniczych tego morza. Były one opisywane w dość licznych publikacjach. Rzadziej podejmowano opracowania, których celem były próby znajdowania powiązań między stanem środowiska przyrodniczego, a zmiennością parametrów fizycznych oraz właściwościami chemicznymi wód bałtyckich (Łysiak-Pastuszek i Cyberski 1999). Dotyczy to szczególnie powiązań z komponentami czynników składających się na ustrój hydrometeorologiczny akwenu i okalającego je zlewiska (Cyberski 1995).

Jednym z najważniejszych parametrów wód morskich, obok temperatury, jest zasolenie, które współkształtuje gęstość wód morskich, warunkującą z kolei głębokość mieszania, która to decyduje o zasobach ciepłych, natlenieniu i in. Zasolenie w morzu śródkontynentalnym, a takim jest Bałtyk, w istotnym stopniu zależne jest od czynników klimatyczno-hydrologicznych. Te zaś wyrażane są najlepiej w równaniu bilansu wodnego, będącego syntezą wymiany masy w rozpatrywanym systemie hydroklimatycznym.

Woda w Bałtyku jest wyraźnie uwarstwiona termicznie, jak też pod względem zasolenia i gęstości. Wywiera to znaczący wpływ na kształtowanie warunków hydrologicznych i klimatycznych w morzu i w regionie. Uwarstwienie wód jest w znacznym stopniu pochodną specyficznie ukształtowanego bilansu wodnego. Zadecydowały o tym: nadwyżka wód słodkich, jako skutek dodatniej wartości bilansu klimatycznego (składnika pionowej wymiany wód nad Bałtykiem) oraz obfitego dopływu wód rzecznych ze zlewiska – po stronie składnika słodkowodnego (Cyberski 1995).

Po stronie składnika słonowodnego niezmiernie istotna jest wymiana wód z Morzem Północnym, pomimo pewnych ograniczeń natury morfologicznej w rejonie cieśnin duńskich, zwłaszcza jeśli chodzi o napływ wód słonych. Jak podaje Jankowski (1988) – procesy wymiany masy i ciepła w układzie wertykalnym decydują w Bałtyku o kształtowaniu warunków termicznych, ale udział tychże procesów w tworzeniu pola zasolenia jest niewielki. Można więc założyć, że górną izohalinową warstwę wody w Bałtyku formują w przeważającej mierze wody słodkie (rzeczne i opadowe, i w stopniu śladowym też wody podziemne), dolną zaś, poniżej piknokliny (w Bałtyku pokrywa się ona z halokliną) – wody

napływające z Atlantyku przez Morze Północne w formie prądu kompensacyjnego, a niekiedy, w postaci obfitych wlewów (Franck i Matthäus 1992, Matthäus 1995, Matthäus i Schinke 1999). Wzajemne relacje analizowanych składników bilansu wodnego w obrębie Morza Bałtyckiego obrazuje schemat wymiany wód przedstawiony na rysunku 1.



Rys. 1. Schemat elementów bilansu wodnego Morza Bałtyckiego wg Falkenmark i Mikulskiego (1988)

Dotychczasowy stan wiedzy na temat funkcjonowania systemu hydrologicznego Bałtyku i jego zlewiska wskazuje na to, że zagadnienie oddziaływania cyrkulacji mas atmosferycznych w tym układzie zajmuje poczesne miejsce. Rozpatrywanie zagadnienia bilansu wodnego w aspekcie współoddziaływania atmosfery i morza w łączności z hydrosferą lądową może wnieść wiele nowych informacji.

Materiał i metoda

Materiały źródłowe głównie z racji zróżnicowanego dostępu do nich obejmowały różne okresy. W opracowaniu wykorzystano informacje o przepływach wód 17 rzek uchodzących do Bałtyku. Dane te obejmują okres 1901-1990 i zawierają w pełni zweryfikowane wartości średnie miesięczne. Dysponowano ponadto wyliczonymi wartościami odpływu dla siedmiu subzlewisk: Botnik Północny, Botnik Południowy, Zatoka Fińska, Zatoka Ryska, Bałtyk Właściwy, Rejon cieśnin duńskich (Bełt i Sund) oraz Kattegat, (Cyberski 1995, Cyberski i Wróblewski 2000). Dane klimatyczne z rejonu zlewiska zaczerpnięto z publikacji Frich'a (1996) i Miętusa (1988), a interpretacje wskaźnika i wartości indeksu NAO z publikacji Hurrell'a (1995) oraz Jonesa i in. (1997). Źródłem danych na temat opadów i parowania na Bałtyku w latach 1981-1994 były opracowania Omstedt'a i in. 1997. Informacje o natężeniu wlewów wód słonych do Bałtyku pochodzą z kilku opracowań, głównie – Matthäusa i in. (1992, 1998, 1999).

Aktualne wartości wskaźnika (indeksu) NAO pobrano z Internetu¹. W opracowaniu korzystano z wartości średniego rocznego wskaźnika NAO (styczeń-grudzień) oraz tzw. "wskaźnika zimowego"

¹ <http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.html>

(grudzień-marzec). Wskaźnik "roczny" był wykorzystany w analizie sum rocznych: opadu, parowania, bilansu klimatycznego na Bałtyku oraz dopływu wód rzecznych do morza. Wskaźnik "zimowy" zastosowano w analizie powiązań z wlewami, co było w pełni uzasadnione, bowiem w porze zimowej częściej występują od strony Morza Północnego obfite wlewy wód słonych. Materiały liczbowe opracowano z pomocą licencjonowanych programów Statistica 5.5 oraz Surfer ver.7.

Jeśli pominąć bardziej złożone formy równań bilansu wodnego, uwzględniające nawet niezwykle subtelne procesy wymiany masy między morzem, atmosferą i lądem, to upraszczając, możemy bilans sprowadzić do elementów przedstawionych na rysunku 1. W zapisie takiego równania, gdy w obliczeniach wykorzystujemy wartości średnie z wielolecia, najczęściej pomijamy zmiany retencji – ΔV (różnice między stanem początkowym i końcowym, ze względu na jej mało istotną wartość w dłuższym okresie, w porównaniu z pozostałymi elementami bilansu), a bilans uznajemy za zrównoważony (niekiedy określamy jako stacjonarny):

$$(P - E + L) - (H_m - M) = 0$$

gdzie:

- P – opad atmosferyczny,
- E – parowanie z powierzchni morza,
- L – dopływ rzeczny,
- H_m – odpływ wód morskich (słonawych w przypadku Bałtyku),
- M – napływ (wlew wód słonych, oceanicznych).

W opracowaniu poddano analizie wyżej wymienione składniki bilansu, z tym, że w odniesieniu do wymiany poziomej ($H_m - M$) zajęto się wyłącznie epizodycznymi wlewami wód słonych o zwiększonym natężeniu, bez uwzględnienia napływu wód słonych przez Cieśniny Duńskie, w zasadzie permanentnego, o cechach prądu kompensacyjnego.

Wyniki i dyskusja

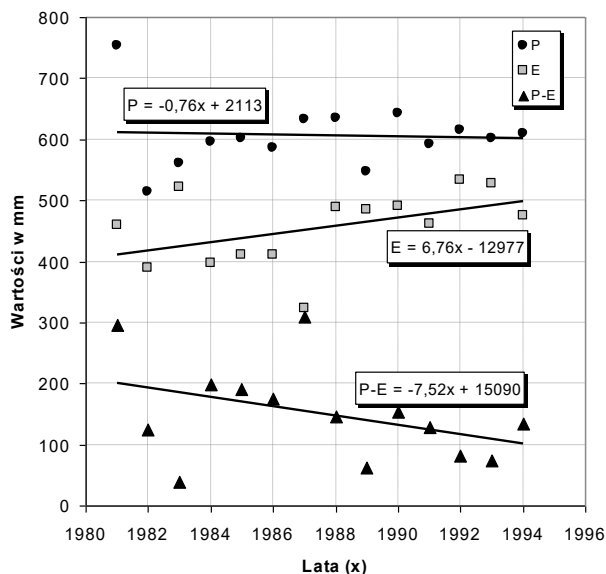
W rezultacie przeprowadzonych analiz wartości parametrów bilansu wodnego Morza Bałtyckiego oraz indeksu NAO dostrzeżono w ich wzajemnych relacjach występowanie szeregu mniej lub bardziej zaznaczających się prawidłowości.

Klimatyczny bilans wodny

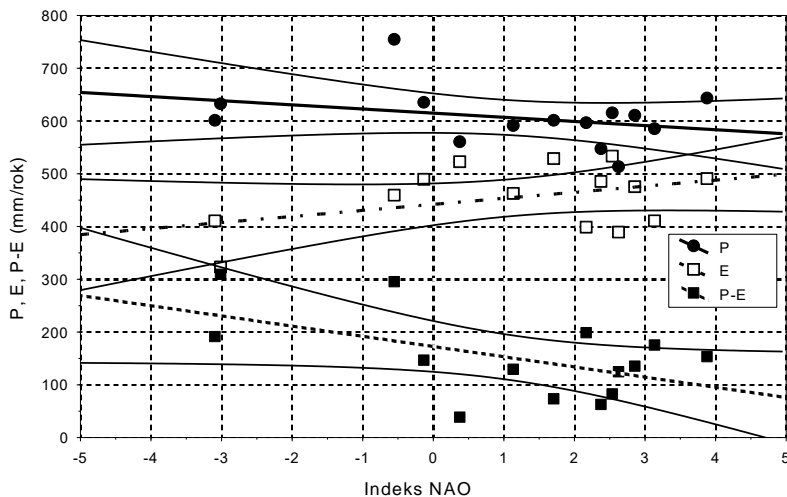
W okresie 1981-1994 roczne sumy opadu na Bałtyku wyniosły średnio 606 mm. Rozpiętość między skrajnymi przypadkami zawierała się w przedziale 513–754 mm i była większa na początku (1981, 1982, kiedy wystąpiły wartości skrajne), a w pozostałych była zdecydowanie mniejsza i mieściła się w przedziale $\pm 10\%$ wartości średniej rocznej. W tym okresie nie stwierdzono występowania istotnego trendu, lecz jedynie nadzwyczaj słabo zaznaczającą się tendencję spadkową (rys. 2).

Roczne sumy parowania z powierzchni Bałtyku w latach 1981-1994 wyniosły średnio 455 mm, a rozpiętość między wartościami skrajnymi mieściła się w przedziale od 323 do 533 mm; najmniejsze parowanie było roku 1987, a największe w 1992. W analizowanym okresie wystąpiła wyraźna tendencja z dodatnim wektorem, ale statystycznie nieistotna (rys. 2).

Tak zwany klimatyczny bilans wodny (opad – parowanie; P–E) jest cennym wskaźnikiem, zawiera bowiem informację o przychodzie wód słodkich. Roczna różnica P–E wyniosła w okresie 1981-1994 średnio 151 mm; rozpiętości między wartościami skrajnymi były duże i zawierały się między 38 mm w 1983 r. oraz 309 w 1987 r. (rys. 2). Podobnie jak w przypadku parowania wystąpiła statystycznie nieistotna, ale znacznie wyraźniej dostrzegana tendencja z ujemnym wektorem.



Rys. 2. Przebieg wartości rocznych elementów bilansu klimatycznego w okresie 1981-1994. (na podstawie danych z opracowania Omstedt'a i in. 1997)



Rys. 3. Związki między wartościami rocznymi elementów bilansu klimatycznego i wskaźnikiem NAO

Wyniki próby podjętej w celu znalezienie powiązań między elementami klimatycznego bilansu wodnego z indeksem NAO przedstawiono na rysunku 3. Analizowanie sum rocznych opadu, parowania i ich różnicy, nakładało wykorzystanie średnich rocznych wartości NAO, (wyliczonych na podstawie różnicy ciśnienia atmosferycznego między Ponta Delgada, na Azorach i Stykkisholmur koło Reykjavíku na Islandii (źródło internetowe). Na wstępie porównano średnie roczne wartości NAO z próby 1981-1994 z wartościami z lat 1901-2000. Wartość średnia z 14 lat była wyższa (1.15) niż w próbie ze 100 lat (0.27), ale przedział zmienności wskaźnika NAO w próbie mniej licznej był identyczny, jak w próbie 100 letniej (-3.09 do 3.88).

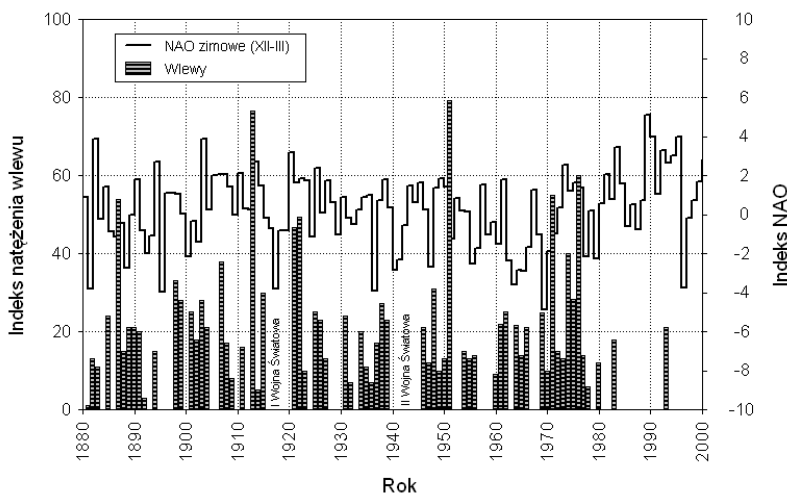
Zauważa się, że w relacji do wskaźnika NAO wszystkie elementy bilansu klimatycznego na Bałtyku, zachowują określone, choć statystycznie słabo zaznaczone tendencje (rys. 3). Ze wzrostem wartości indeksu NAO roczne sumy opadu atmosferycznego nieznacznie zmniejszają się (współczynnik korelacji -0.31; tendencja -7.8 mm/jednostkę indeksu), parowanie rośnie (odpowiednio, $r = 0.41$; +11.5 mm/jednostkę indeksu), a znacząco zmniejsza się wartość różnicy opad – parowanie ($r = 0.53$; -19.3 mm/jednostkę indeksu). Zauważone prawidłowości wskazują na występujące powiązania cech termiczno-wilgotnościowymi mas powietrza docierającego nad Bałtyk i kierunku adwekcji tych mas (powiązania cyrkulacji z indeksem NAO), ze zmianami w wartości elementów bilansu klimatycznego.

Wlewy wód słonych do Bałtyku

Dokumentacje dotyczące wlewów są w wielu przypadkach niepełne, występują liczne braki, zwłaszcza w czasie obu wojen światowych. Również oceny intensywności wlewów (tzw. indeksy natężenia wlewów) opierane były na zmieniających się kryteriach, co sprawiło, że zidentyfikowanemu wlewowi różni autorzy przypisywali niekiedy bardzo zróżnicowane indeksy. Mniej lub bardziej intensywne wlewy słonych wód pochodzenia oceanicznego, za pośrednictwem Morza Północnego, wtaczają się do Bałtyku najczęściej w okresie późnej jesieni i na początku zimy.

Z dostępnego materiału publikacyjnego wykorzystano liczne informacje, które pozwoliły zestawić łącznie wlewy “udokumentowane” jak i te których natężenie odtworzył Matthäus (1995) na podstawie wyników pomiarów zasolenia i stanów wody w rejonie Cieśnin Duńskich (lata 1880-1900). Uzyskany obraz ma charakter orientacyjny. Naniesione na wspólną skalę czasu wartości “zimowego” indeksu NAO (od grudnia do marca), bazujące na różnicy ciśnienia atmosferycznego między Lizboną i Stykkisholmur/Reykjavíku w Islandii oraz wartości indeksu natężenia wlewów przedstawiają obraz dość chaotyczny, dość trudny do zinterpretowania (rys. 4).

Analiza statystyczna nie ujawniła powiązań wlewów z indeksem NAO. Jedyne wnioski na jaki można się pokusić, a który wynika z oglądu rysunku to ten, że zwiększonemu natężeniu wlewów towarzyszą zwiększone wahania wskaźnika NAO. Poza tym, w przypadku wlewów, należy mieć na uwadze różne skale czasowe obu zjawisk: wlewów i indeksu NAO. Sytuacje meteorologiczne wymuszające pojawianie się wlewu zastają określone, sprzyjające warunki hydrologiczne w Bałtyku, w cieśninach i w Morzu Północnym (przede wszystkim odpowiedni, sprzyjający poziom morza. Wszystko to rozgrywa się w skali synoptycznej, niekiedy powtarzając się w kilku cyklach. W tej sytuacji niezwykle dynamiczne zjawiska towarzyszące wlewom nie ujawniają się w wartościach indeksu “zimowego” NAO (obrazuje sytuacje w skali klimatycznej – wartości średnie z 4 miesięcy). W konsekwencji nie daje to szansy na uzyskanie pozytywnego rezultatu.



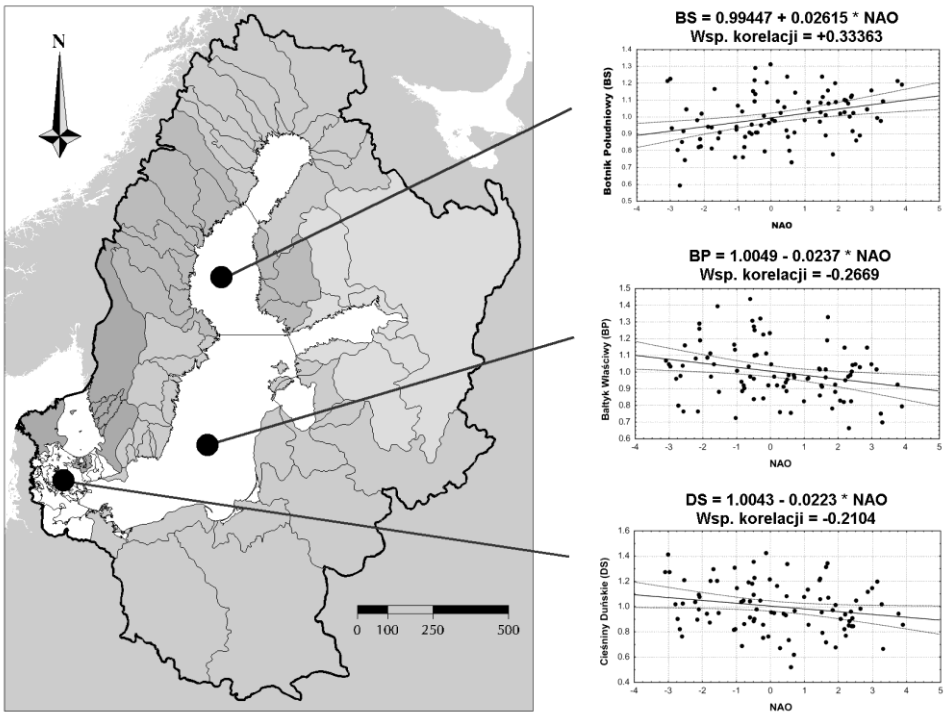
Rys. 4. Wlewy wód słonych do Bałtyku i zmienność zimowego indeksu NAO

Dopływ wód rzecznych do Bałtyku

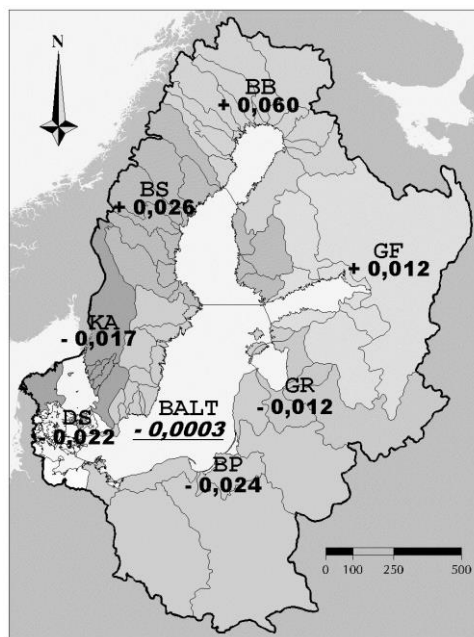
Dopływ rzeczny, pod względem objętości dostarczanych wód słodkich, jest szczególnie ważnym elementem bilansu. W odpływie rzecznym, a zwłaszcza w wyrażonych niektórych parametrach (jak odpływ jednostkowy, współczynnik odpływu) oraz cechach (ustrój, albo reżim) dostrzec można elementy reprezentacji oraz integracji odnoszące się do oddziaływania różnorodnych czynników, zarówno wynikających z parametrów fizjograficznych zlewni, jak też ze złożonego wpływu warunków klimatycznych (Krasovskaia i Gottschalk 1992).

Jego powiązania z cyrkulacją badano w oparciu o średnie roczne wartości odpływu oraz wskaźnika NAO z okresu 1901-1990 (rys. 5). W toku badań założono, że parametry fizjograficzne mogą być traktowane jako stabilne, niezmiennie (co w przypadku badań obejmujących okres około 100 lat jest do przyjęcia), warunki klimatyczne natomiast jako zmienne w czasie. Założono też, że moderatorem zmienności klimatu może być parametr symbolizowany indeksem NAO, a zatem – indeks NAO jako zmienna niezależna, a wartości przepływu jako zmienna zależna. W celu uzyskania lepszej jasności rezultatu analizy zastosowano w przypadku przepływu operację na wartościach ilorazu SQ_i/SSQ (SQ_i – średnia z danego roku; SSQ – średnia arytmetyczna ze zbioru SQ_i).

Rezultaty tego fragmentu badań widoczne są na przykładzie trzech subzlewisk bałtyckich: Botnik Południowy, Bałtyk Właściwy i Cieśniny Duńskie (rys. 5). Pomimo analizowania stosunków hydrologicznych w obszarach o dużym zróżnicowaniu powierzchni subzlewisk: Botnik Południowy – 230 tys. km², Bałtyk Właściwy – 570 tys. km², Cieśniny Duńskie (Rejon Bełtu i Sundu) – 30 tys. km² obraz jest wyrazisty – poszczególne regiony zlewiska Morza Bałtyckiego reagują odmiennie na zmiany cyrkulacji atmosferycznej, wyrażanej w wartościach indeksu NAO. Północna część zlewiska na wzrost indeksu odpowiada zwiększeniem odpływu, a południowa odwrotnie – jego zmniejszeniem. Ze względu na znaczną liczebność analizowanych zbiorów w większości przypadków uzyskiwano statystycznie istotne wartości współczynnika regresji pomimo relatywnie niskich wartości współczynnika korelacji ($p_a < 0.05$).



Rys. 5. Korelacja indeksu NAO i odpływu wód z subzlewisk Morza Bałtyckiego



Rys. 6. Rozkład przestrzenny wartości trendu odpływu rocznego w zlewisku Morza Bałtyckiego

W skali całego zlewiska i jego części składowych "porządek" przestrzenny jest jeszcze bardziej widoczny (rys. 6). Wartości współczynnika regresji odpływu względem indeksu NAO w poszczególnych subzlewiskach cechują się największą dodatnią wartością w Botniku Północnym (BB), o połowę niższą w Botniku Południowym (BS), jeszcze niższą, ale nadal dodatnią w Zatoce Fińskiej (GF), a potem następuje zmiana na wartości ujemne, począwszy od subzlewiska Zatoki Ryskiej (GR) aż po Kattegat (KA), Cieśniny Duńskie (DS.) i Bałtyk Właściwy (BP). Wartość współczynnika wyliczona dla całego zlewiska Morza Bałtyckiego (BALT) jest zerowa! Dostrzec można też wyraźny strefowy układ wartości współczynnika regresji, zmieniający się wraz z szerokością geograficzną.

Wnioski

Wzrost wskaźnika NAO wyraża się nad Bałtykiem stosunkowo niewielkim spadkiem opadów atmosferycznych (wzrost wskaźnika NAO o 1 – to zmniejszenie rocznej sumy opadów o około 1.5%), zauważalnym wzrostem parowania (odpowiednio o około 2.5%) i znacznym obniżeniem źródła atmosferycznego wody słodkiej na Bałtyku (zmniejszenie P–E, o prawie 13%); zasada ta działa także w odwrotnym kierunku.

Nie znaleziono zadowalających skojarzeń pojawiania się intensywnych wlewów słonych wód do Bałtyku z indeksem NAO

W odniesieniu do odpływu wód rzecznych stwierdzono, że różne regiony zlewiska Morza Bałtyckiego reagują odmiennie, ale dość wyraźnie, na zmiany cyrkulacji atmosferycznej, opisywanej w wartościach indeksu NAO.

W północnej części zlewiska Morza Bałtyckiego zwiększa się odpływ wód rzecznych w rezultacie wzrostu indeksu NAO, natomiast w południowej części odwrotnie, zmniejsza się.

Literatura:

- Cyberski J., 1995, Współczesne i prognozowane zmiany bilansu wodnego i jego rola w kształtowaniu zasolenia wód Bałtyku, Rozprawy i monografie, 206, Wyd. UG, 210 s.
- Cyberski J., Wróblewski A., 2000, Riverine water inflows and the Baltic Sea water volume 1901–1990, Hydrology and Earth System Sciences, 4 (1), s. 1-11;
- Falkenmark M., Mikulski Z., 1988, The Baltic Sea an example: hydrological conditions as a determinant of the ecosystem in a semi-enclosed sea, Nature and Recourses, XXIV, 1, s. 14-25
- Franck H., Matthäus W., 1992, The absence of effective major inflows and the present change in the hydrographic conditions of the central Baltic deep water, Proceedings of the 12th Baltic Marine Biologists Symposium, s. 53–60;
- Frich P., (red.), 1996, North Atlantic Climatological Dataset (NACD Version 1) Final Report, Danish Meteorological Institute, Scientific Report, 96, 1, 40 s.
- Hurrell, J.W., 1995, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. Science 269, s. 676-679.
- Jankowski A., 1988, Matematyczne modelowanie pola przepływów w Morzu Bałtyckim, PAN, Instytut Oceanologii, Ossolineum, Wrocław, 281 s.
- Jones, P.D., Jónsson, T. and Wheeler, D., 1997, Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. Int. J. Climatol., 17, s. 1433-1450.
- Krasovskaia I., Gottschalk L., 1992, Stability of River Flow Regimes, Nordic Hydrology, 23, s. 137-154.

- Łysiak–Pastuszek E., Cyberski J., 1999, Analysis of long–term variations in physico–chemical parameters of seawater in the southern Baltic Sea; an approach to incomplete data series. *Oceanologia*, 41 (4), s. 553-572.
- Matthäus W., 1995, Natural Variability and Human Impact Reflected in Long-Term Changes in the Baltic Deep Water Conditions – A Brief Review, *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 47, 1.
- Matthäus W., Schinke H., 1999, The influence of runoff on deep water conditions of the Baltic sea, *Hydrobiologia*, 393, s. 1-10.
- Miętus M., (red.), 1998, The Climate of the Baltic Sea Basin, WMO, Marine Meteorology and related Oceanographic Activities, Report 41, WMO/TD, 933.
- Omstedt A., Meuller L., Nyberg L., 1997, Interannual, Seasonal and Regional Variations of Precipitation and Evaporation over the Baltic Sea, *Ambio*, 26, 8, s. 484-492.
- Schinke H., Matthäus W., 1998, On the causes of major Baltic inflows – an analysis of long time series, *Continental Shelf Research* 18, s. 67–97.
- Źródło internetowe: North Atlantic Oscillation (NAO) Indices Information
<http://www.cgd.ucar.edu/~jhurrell/nao.html>