

## **Klimatyczne uwarunkowania transgresji morskich południowego Bałtyku w zapisie osadów Niziny Gardzieńsko-Łebskiej**

### **Climatic control of marine transgressions of southern Baltic recorded in the sediments of the Gardno-Łeba Lowland**

**Adam Wojciechowski\***

*Akademia Pomorska w Słupsku, Zakład Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, ul. Partyzantów 27, 76-200 Słupsk*

**Zarys treści:** Artykuł przedstawia korelację faz transgresyjnych południowego Bałtyku z obszaru Niziny Gardzieńsko-Łebskiej z dwoma cyklami klimatycznymi: cyklem ~1150-letnim oraz cyklem ~2300-letnim, odtworzonymi z zapisu osadów jeziornych (środkowa Wielkopolska). Przedstawione porównanie wykazało silny związek występowania faz transgresji litoralnej z ciepłymi okresami klimatycznymi holocenu w cyklu ~1150-letnim, których kulminacje przypadły na: 7800 lat BP (faza transgresyjna NGL 1), 6650 lat BP (NGL 2), 5500 lat BP (NGL 3) oraz 4350 lat BP (NGL 4), a także transgresji postlitoralnej przypadających na optimum rzymskie (faza NGL 5) oraz średniowieczne optimum klimatyczne (faza NGL 6), rozdzielonych fazą regresji morza związaną z ochłodzeniem klimatu przypadającym na okres wędrówek ludów. Natomiast ze współczesnym ociepleniem klimatu korelowana jest najmłodsza faza transgresyjna (NGL 7) poprzedzona okresem regresji, związanym z małą epoką lodową. Odzwierciedleniem cyklu ~2300-letniego są serie transgresyjne widoczne w zapisie osadów barierowych Mierzei Łebskiej. Odpowiadają one trzem fazom transgresji morskich, występujących w okresie 6600–6000 BP (transgresja 2), 4500–4200 lat BP (transgresja 3) oraz w okresie młodszym od 1700 lat BP (transgresja 3). W artykule podkreślono również klimatyczne podobieństwo zapisu transgresji morskich z obszaru Niziny Gardzieńsko-Łebskiej z całym wybrzeżem południowobałtyckim.

**Słowa kluczowe:** holocen, cykle klimatyczne, transgresje morskie, Bałtyk południowy, Nizina Gardzieńsko-Łebska

**Abstract:** The paper presents the correlation of transgression phases of the southern Baltic over the Gardno-Łeba Lowland with the climatic cycles, the c. 1150 yrs and c. 2300 yrs long cycle respectively, previously recognized in the lake sediment record from the Kórnik–Zaniemyśl trough in the central Wielkopolska region. The presented comparative diagram (Fig. 2) reveals strong correlation of marine transgressions of the southern Baltic and warm phases during the Holocene, the latter appearing according to the 1150 yrs cycle. The phases of Littorina Sea advances, recognized in the peat profile Kluki/74 (Tobolski 1987), in the Gardno Lake sediments (Wojciechowski 1990) and in its surroundings (Florek, Orłowski 1991, Florek, Majewski 1997), and in the sediments of the Łebsko Barrier (Rotnicki 1999, 2001, Rotnicki et al. 1999, 2008) match climatic optima dated for 7800 BP (transgressive phase NGL 1), 6650 BP (NGL 2), 5500 BP (NGL 3), and 4350 BP (NGL 4). Likewise, strong correlation exists between warming phases according to the 1150 yrs cycle and post-Littorina transgressions during the Roman period (NGL 5) and the medieval warm optimum (NGL 6), the latter separated by marine regression during cooling phase of the Migrations period. The current climatic warming is correlated with the youngest transgressive phase (NGL 7), however preceded by the regression during the Little Ice Age. Sea withdrawal phases and related cold and wet periods are recorded in sub-fossil tree trunks in the beach zone of the Łebsko Barrier. Subsequent forest dieback in this zone has been caused by rising sea levels afterwards.

\* e-mail: adam.woj@vp.pl

The c. 2300 yrs cycle, corresponding to the Halstatt cycle, is reflected in the marine transgressive series of the deposits building the Łebsko Barrier. They were laid down in the time interval of 6600-6000 BP (transgression 2), 4500-4200 BP (transgression 3) and after 1700 BP (transgression 4). This cycle does also reflect the current warming and the associated sea level rise.

In the paper, climatic similarities between the record from the Gardno-Łeba Lowland and the South Baltic coast in general have been emphasized (Fig. 2), using examples from southern Sweden (Yu 2003a, b), German coast (Gramsch 2002, Lampe 2002, 2005) and Lithuanian coast (Gelumbauskaitė, Deėkus 2005).

**Key words:** Holocene, climate cycle, marine transgressions, Southern Baltic, Gardno-Łeba Lowland

## **Wprowadzenie**

Zmiany poziomu morza są wynikiem złożonych zależności pomiędzy atmosferą, oceanem, pokrywami lodowymi i skorupą ziemską w odpowiednio różnych skalach czasowych (Mörner 1971, 1976, Lambeck i in. 2001, 2002, Yu 2003a, Edwards 2006). W cyklu glacialno-interglacialnym oscylacje poziomu oceanu światowego kształtowane są przez okresową wymianę masy pomiędzy oceanem a czaszami lodowymi, jako że bilans między tymi składowymi jest kontrolowany przez klimat (Mörner 1971). Jego wynikiem są regionalne fluktuacje poziomu morza, ukierunkowane przez lokalne zmiany warunków izostatycznych. Z kolei krótkookresowe zmiany poziomu morza mogą być wywołane przez wielkoskalowe cyrkulacje atmosferyczne (np. NAO, ENSO), aktywność pływów oraz innych czynników (Visbeck 2002, Yu 2003a).

Liczne dowody z rdzeni lodowych Grenlandii i Antarktydy (Dansgaard i in. 1993), osadów głębokomorskich (Bond i in. 1997, 2001, Chapman, Shackleton 2000, Turney i in. 2005), jak również z zapisu limnicznego (Magny 1992, Wojciechowski 2000, 2002, 2007a) i terestrycznego (Barber i in. 2000, Langdon i in. 2003, Mayewski i in. 2004) wykazują istnienie podczas holocenu różnoskalowych cykli klimatycznych, z których za wyróżniający się uznaje się cykl około tysiącletni, na który nakładają się cykle niższego rzędu – cykl około 500-600-letni, cykl około 200-letni, cykle kilkudziesięcioletnie oraz roczny (Barber i in. 2004, Mayewski i in. 2004), które m.in. warunkują zmiany poziomu oceanu światowego w skali globalnej i regionalnej.

Obszar bałtycki jest szczególnie dobrym przykładem możliwości obserwacji zmian poziomu morza uwarunkowanych klimatem, jako że fluktuacje jego poziomu podczas holocenu były związane z różną intensywnością wytapiania pokrywy lodowej Skandynawii, na co nakładały się zmiany cyrkulacji atmosferycznej nad północnym Atlantykiem. Liczne przykłady analiz z obszaru południowego Bałtyku (m.in. Alhonen 1979, Gudelis 1979, Kessel, Raukas 1979, Kliewe 1979, Tobolski 1987, Wojciechowski 1990, Rotnicki 1999, Rotnicki i in. 1999, Gramsch 2002, Lampe 2002, 2005, Schumacher 2002, Uściniowicz 2003, Yu 2003a, b, Gelumbauskaitė, Deėkus 2005) pokazują cykliczny charakter transgresji mor-

skiej uwidaczniający się wahaniem poziomu morza podczas mezo- i neoholocenu, zarejestrowanymi zmianami w sedymentacji osadów, składu faunistycznego i geochemicznego.

## **Transgresje południowego Bałtyku w zapisie osadów Niziny Gardzieńsko-Łebskiej**

Z obszaru Niziny Gardzieńsko-Łebskiej znanych jest kilka wydzieleni faz transgresji morskich oraz estymacji krzywych zmian poziomu Bałtyku południowego. Znaleźć je można w pracach Tobolskiego (1987) opartych na zmianach wilgotności profilu torfowego Kluki/74 oraz ich korelacji z innymi stanowiskami osadów biogenicznych, Wojciechowskiego (1990) opartych na szczegółowej analizie fałcjowej osadów jeziora Gardno, Florka, Orłowskiego (1991) i Florka, Majewskiego (1997) uwzględniających badania wałów brzegowych jeziora Gardno oraz Rotnickiego (1999, 2001) i Rotnickiego i in. (1999, 2008) bazujących na analizie profili wiertniczych z obszaru Mierzei Łebskiej.

W osadach torfowiska Kluki (profil Kluki/74) Tobolski (1987) wydzieli sześć faz transgresji morskich, które miały miejsce w okresie: 7300-5850 lat BP (faza Kluki 1), 5500-5100 lat BP (Kluki 2), 5000-4500 lat BP (Kluki 3), 2100-1700 lat BP (Kluki 4), 1500-1300 lat BP (Kluki 5) oraz w czasach współczesnych, której początek przypada na 250 lat BP (faza Kluki 6).

W osadach jeziora Gardno (Wojciechowski 1990) widoczny jest zapis czterech faz transgresji Bałtyku przypadających na lata radiowęglowe: 7000-6710 (faza Ga I), 6250-? (faza Ga II), około lat radiowęglowych 5300-4200 (faza Ga III) oraz występującej w okresie ?-2700 lat BP fazy transgresyjnej Ga IV.

Istotnym uzupełnieniem wydzieleni powyższych faz transgresyjnych są badania Florka i Orłowskiego (1991) oraz Florka i Majewskiego (1997), którzy na podstawie datowań torfów występujących pod osadami wałów brzegowych, położonych przy północno-wschodnim brzegu jeziora Gardno, dokonali modyfikacji zakresu czasowego niektórych z wydzielonych wcześniej faz transgresyjnych oraz wyróżnili dodatkowe, młodsze fazy postlitynowe. W świetle cytowanych badań (Florek, Orłowski 1991,

Florek, Majewski 1997), początek fazy transgresyjnej GA3 (odpowiednik fazy Kluki 3 i Ga III) miał miejsce po dacie  $5850 \pm 120$  BP, fazy transgresyjnej GA4 (Kluki 4, Ga IV) w okresie młodszym od  $2150 \pm 120$  lat BP, natomiast nowo wydzielonej fazy transgresyjnej GA5 – podczas średniowiecza około roku 1040 AD (data radiowęglowa poziomu torfowego  $810 \pm 60$  lat BP).

Badania Rotnickiego (1999, 2001) oraz Rotnickiego i in. (1999), koncentrujące się głównie na Mierzei Łebskiej, wykazują na obszarze Niziny Gardzieńsko-Łebskiej trzy fazy holocenijskich transgresji morskich (niesłusznie nazywanych przez tego autora ingresjami): najstarszą – transgresję wczesnoatlantycką, trwającą między 8200 a 7800 lat BP, późnoatlantycką w okresie 6400–6000 lat BP oraz trzecią – transgresję młodoholocenijską o nieznanym wieku. Wyróżnione transgresje (ingresje wg Rotnickiego 1999, 2001, Rotnickiego i in. 1999) przedzielone były dwoma okresami niskiego poziomu morza, starszym – przypadającym na lata 7400–6400 BP, kiedy poziom morza obniżył się o 3–3,5 m, oraz młodszym – o nieznanym wieku, podczas którego poziom Bałtyku obniżył się do rzędnej co najmniej 5 m p.p.m. Ostatnie badania Rotnickiego i in. (2008) osadów barierowych Mierzei Łebskiej w przekroju geologicznym „Rąbka” wyznaczają już cztery fazy transgresji morskich (ingresji według wymienionych autorów), mieszczących się w okresie starszym od 8000 lat BP (ingresja 1), między 6700–6000 (ingresja 2), 4500–4200 (ingresja 3) oraz w okresie młodszym od 1700 lat  $^{14}\text{C}$  BP (ingresja 4).

Wydzielone fazy transgresyjne, mimo pewnych różnic wynikających z odmiennej reakcji badanych środowisk na zmiany klimatyczne (Tobolski 1987, Wojciechowski 1990, Rotnicki 1999, 2001, Rotnicki i in. 1999, 2008), wykazują dość zbieżny obraz ich czasowego występowania na obszarze wybrzeża południowego Bałtyku oraz potwierdzają cykliczny charakter transgresji morskiej.

### **Korelacja faz transgresyjnych południowego Bałtyku z fazami klimatycznymi holocenu**

Podstawą korelacji wahań poziomu południowego Bałtyku z ciepłymi oraz chłodnymi fazami holocenu są ostatnio opracowane dane paleoklimatyczne z osadów jeziornych rynny kórnicko-zaniemyskiej (środkowa Wielkopolska), bazujące na zapisie litologicznym, geochemicznym i faunistycznym (Wojciechowski 2000). Analiza spektralna zawartości materii organicznej w tych osadach, jako miary zmienności litologicznej, pozwoliła na wyróżnienie dwóch głównych cykli klimatycznych w holocenie: cyklu ~2300-letniego oraz cyklu ~1150-letniego w radiowęglowej skali czasowej (Wojciechowski 2002, 2007a).

### **Cykl ~1150-letni i jego zapis w osadach Niziny Gardzieńsko-Łebskiej**

Z obu wyróżnionych cykli szczególnie znaczenie dla korelacji transgresji morskich posiada cykl ~1150-letni odzwierciedlający główne epizody klimatyczne holocenu, związane ze zmianami aktywności słonecznej (Wojciechowski 2007a). W obrębie wyróżnionego cyklu ciepłe fazy klimatyczne holocenu uwidaczniają się kulminacjami w latach (wszystkie daty odpowiednio w konwencjonalnej skali radiowęglowej BP oraz w skali kalendarzowej BP): 900 BP (790 cal. BP), 2050 (1995 cal. BP), 3200 (3420 cal. BP), 4350 (4870 cal. BP), 5500 (6290 cal. BP), 6650 (7530 cal. BP), 7800 (8590 cal. BP), 8950 (10160 cal. BP), 10100 (11650 cal. BP) oraz 11250 lat BP (13160 cal. lat BP) (ryc. 1).

Z kolei kulminacje chłodnych faz klimatycznych przypadają na lata: 325 BP (400 cal. BP), 1475 (1350 cal. BP), 2625 (2750 cal. BP), 3775 (4120 cal. BP), 4925 (5650 cal. BP), 6075 (6900 cal. BP), 7225 (8000 cal. BP), 8375 (9400 cal. BP), 9525 (10900 cal. BP), 10675 (12700 cal. BP) oraz 11825 lat BP (13830 cal. BP) (ryc. 1).

Kulminacje cyklu nawiązują m.in. do wahań poziomu jezior (Magny 1992, Wojciechowski 2000), wahań zasięgu lodowców alpejskich i granicy lasu (Zoller 1960, Patzelt 1973, 1977, Bortenschlager 1987, Haas i in. 1998, Barber i in. 2004) oraz zapisu chłodnych faz klimatu, zaznaczających się w osadach oceanicznych zwiększonym udziałem materiału pochodzenia kontynentalnego (*ice-rafted debris* – IRD) (Bond i in. 1997, 2001). W wykrytym cyklu ~1150-letnim dobrze też odwzorowane są znane optima klimatyczne holocenu, m.in.: optimum średniowieczne (MWP), optimum rzymskie (RP), optimum okresu brązu (BE), pierwsze i drugie optimum holocenu (1OH i 2OH) oraz początek holocenu (Ho), a także okresy ochłodzeń klimatu, znane m.in. jako: mała epoka lodowa (LIA), ochłodzenie okresu wędrówek ludów (OWL), ochłodzenie halsztackie (łużyckie) (HCP), zimne okresy tzw. „4200 yr event” oraz „8200 yr event”, a także chłodny okres oscylacji preborealnej (PBO) (Mayewski i in. 2004, Barber i in. 2004, Starkel 1999) (ryc. 1).

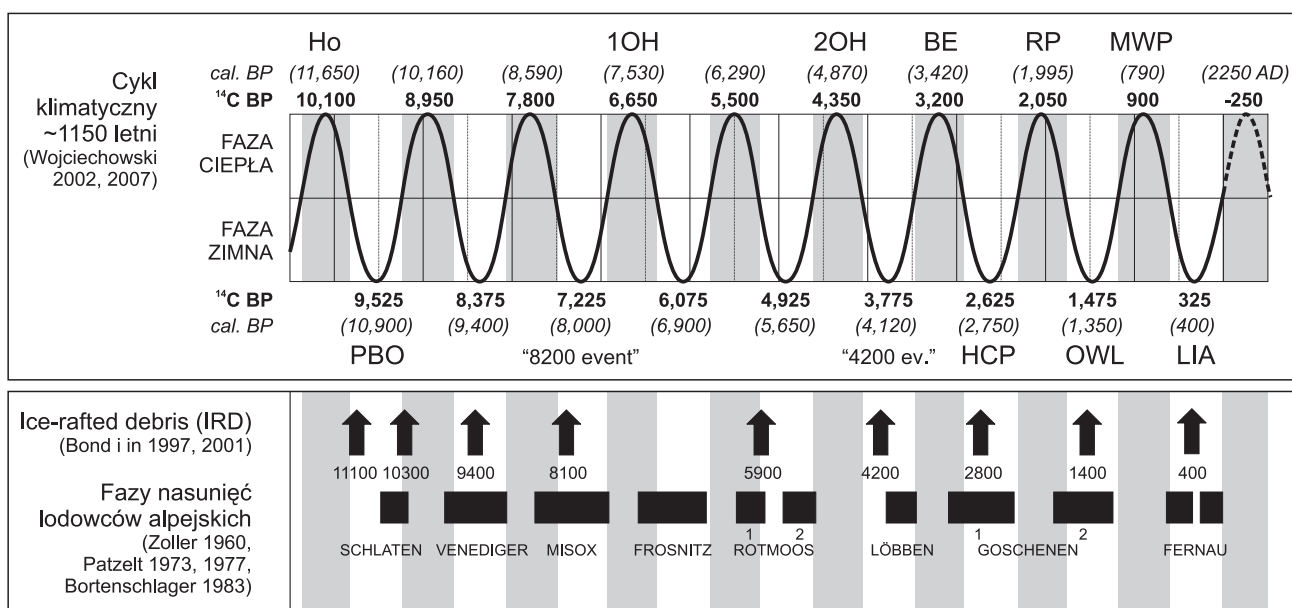
Porównanie wyznaczonych w oparciu o cykl ~1150-letni ciepłych oraz zimnych faz klimatycznych holocenu ze znanymi z Niziny Gardzieńsko-Łebskiej oscylacjami poziomu morza wykazuje bardzo silny ich związek, podkreślający istotną rolę klimatu w przebiegu transgresji i regresji morskich. Poszczególne fazy transgresyjne, widoczne na obszarze Niziny Gardzieńsko-Łebskiej m.in. w profilu Kluki/74 (Tobolski 1987), na obszarze jeziora Gardno i jeziora Łebsko (Wojciechowski 1990, 2007b), na Mierzei Łebskiej (Rotnicki 1999, 2001, Rotnicki i in. 1999, 2008) oraz górnoholocenijskie fazy transgresji morskich

ustalone na podstawie datowań torfów podścielających wały brzegowe jeziora Gardno (Florek, Orłowski 1991, Florek, Majewski 1997), są bowiem bardzo silnie powiązane z ciepłymi fazami klimatycznymi (ryc. 2).

Najstarsza faza transgresyjna, uwidaczniająca się na obszarze jeziora Łebskie pierwszym pojawieniem się fauny morskiej ze *Scrobicularia plana* (Wojciechowski 2007b), a na Mierzei Łebskiej osadami lagunowymi z florą okrzemek mezohalobowych i polihalobowych (Rotnicki 1999, 2001, Rotnicki i in. 1999), jest prawdopodobnie związana z optimum wczesnoatlantyckim, którego kulminacja przypadła na 7800 lat BP (8590 cal. BP). Także kolejne fazy transgresji lityrnowej, wykryte w profilu Kluki/74 (Tobolski 1987) oraz na obszarze jeziora Gardno i wschodniego jego obrzeżenia (Wojciechowski 1990, Florek, Orłowski 1991, Florek, Majewski 1997) i oznaczone jako fazy Kluki 1 i faza Ga I, Kluki 2 i Ga II oraz Kluki 3, Ga III i GA3, miały miejsce podczas ciepłych faz klimatycznych holocenu, których kulminacje przypadły odpowiednio na lata 6650 BP (7530 cal. BP), 5500 BP (6290 cal. BP) oraz 4350 BP (4870 cal. BP).

Podobnie silny związek z ciepłymi fazami klimatycznymi wykazuje zakres czasowy neoholocentrycznych (postlityrnowych) faz transgresyjnych wykrytych na obszarze Niziny Gardzieńsko-Łebskiej (ryc. 2). Z rzymskim optimum klimatycznym, którego kulminację w cyklu ~1150-letnim wyznacza data 2050 BP (1995 cal. BP), związane są równoważne fazy transgresyjne Kluki 4, faza Ga IV, a także – pośrednio – faza GA4, której śladem jest środkowy wał brzegowy jeziora Gardno. Z kolei podczas średniowiecznego optimum klimatycznego (kulminacja około 900 lat BP; 790 cal. BP) miała miejsce faza transgresji morskiej (faza GA5; wg Florka, Orłowskiego 1991, Florka, Majewskiego 1997), uwidaczniająca się akumulacją najmłodszego wału brzegowego jeziora Gardno. Natomiast okres współczesnego ocieplenia klimatu odzwierciedla najmłodsza faza transgresyjna, znana z zapisu kopalnego Niziny Gardzieńsko-Łebskiej jako faza Kluki 6, której początek Tobolski (1987) wyznacza na 250 BP (ryc. 2).

Pośrednimi dowodami związku fluktuacji poziomu morza z wydzielonymi fazami klimatycznymi holocenu w cyklu ~1150-letnim są pnie drzew wystę-



Ryc. 1. Kulminacje okresów ciepłych i zimnych w cyklu ~1150-letnim

Przebieg ~1150-letniego cyklu klimatycznego z zapisu osadów jeziornych rynny kórnicko-zaniemyjskiej (środkowa Wielkopolska) (na podstawie Wojciechowskiego 2000, 2002, 2007a) oraz porównanie faz ciepłych i chłodnych z zapisem IRD (*ice-rafted debris*) w osadach północnego Atlantyku (Bond i in. 1997, 2001) i z fazami nasunięć lodowców alpejskich (Zoller 1960, Patzelt 1973, 1977, Bortenschlager 1983). Daty kulminacji faz ciepłych i zimnych cyklu zostały wyrażone odpowiednio w konwencjonalnej skali radiowęglowej BP i w skali kalendarzowej (w nawiasach); daty <sup>14</sup>C przeliczone za pomocą OxCal Program, v. 3.10. Wybrane fazy ciepłe: Ho – początek holocenu, 1OH, 2OH – pierwsze i drugie optimum klimatyczne holocenu, BE – optimum epoki brązu, RP – optimum okresu rzymskiego, MWP – średniowieczny okres ciepły; wybrane fazy zimne: PBO – oscylacja preborealna, zdarzenie klimatyczne „8200 yr.” i „4200 yr.”, HCP – okres halstacki (łużycki), OWL – okres wędrowek ludów, LIA – mała epoka lodowa. Zaczerniono fazy ciepłe

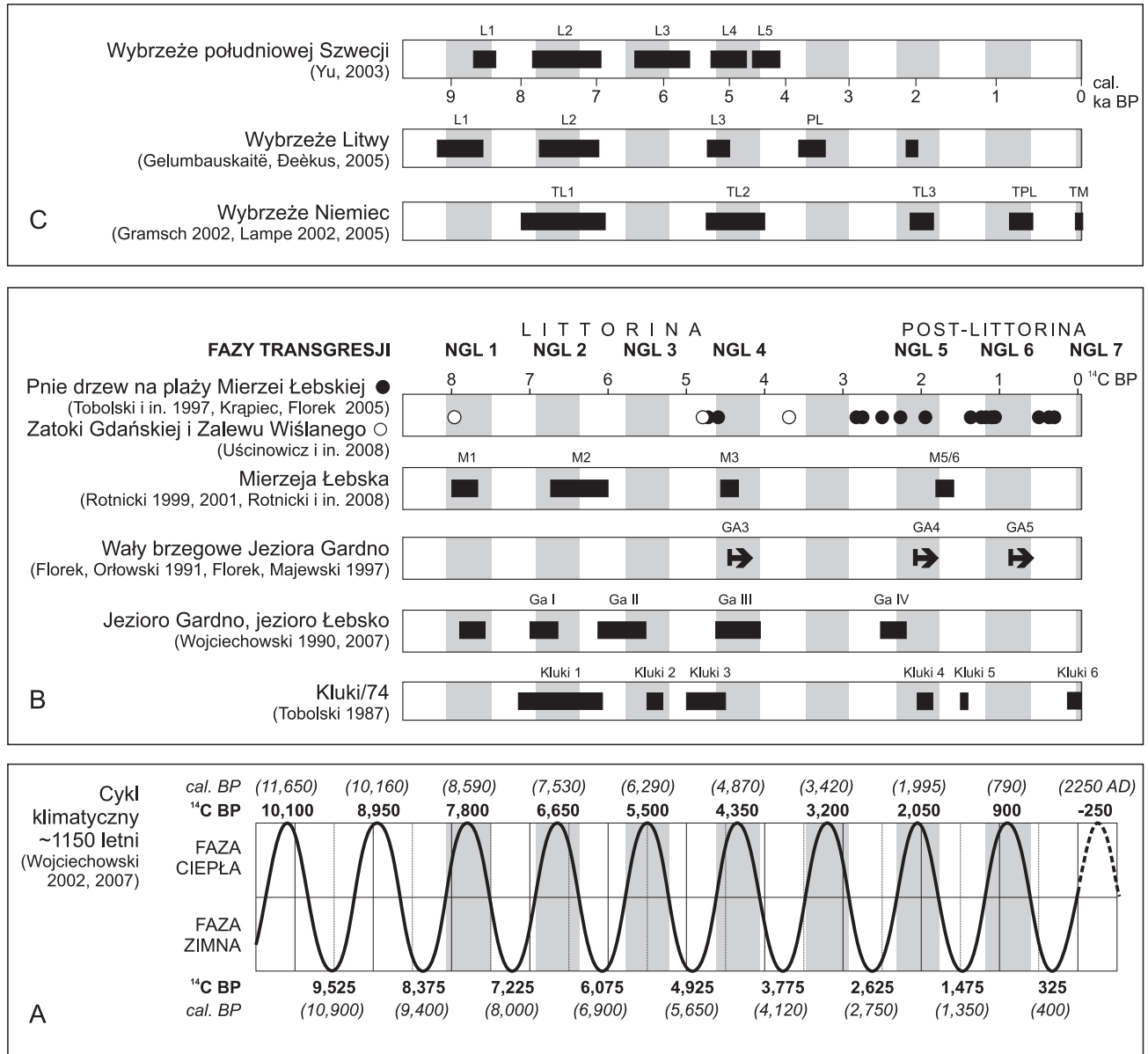
Fig. 1. Peaks of warm and cold periods in the c. 1150 yrs cycle

The course of the c. 1150 yrs climatic cycle recognized in the lake sediment record from the Kórnik–Zaniemyśl trough, central Wielkopolska region (after Wojciechowski 2000, 2002, 2007a) and the comparison of warm/cold oscillations with the IRD (*ice-rafted debris*) record from the North Atlantic sediments (Bond et al. 1997, 2001) and the history of advances of Alpine glaciers (Zoller 1960, Patzelt 1973, 1977, Bortenschlager 1983). Dates of cold and warm peaks shown as conventional radiocarbon dates (BP) and in calendar years (in brackets). C14 dates recalculated using the OxCal v. 3.10. Selected warm phases: Ho – onset of the Holocene, 1OH, 2OH – first and second optimum of the Holocene, BE – Bronze Age optimum, RP – Roman period optimum, MWP – medieval warm period; selected cold phases: PBO – Preboreal oscillation, climatic events ‘8200 yr.’ and ‘4200 yr.’, HCP – Halstatt period, OWL – Migrations period, LIA – Little Ice Age. Warm phases in black colour

pujące *in situ* na dnie morskim. Mogą wyznaczać fazy niższego poziomu morza lub jego stabilizacji poprzedzające bezpośrednią transgresję, zaś w wielu przypadkach wiek ich obumarcia należy wiązać z zatopie-

niem zbiorowisk leśnych w wyniku wzrostu poziomu wody, zależnym od transgredującego morza (ryc. 2).

W strefie plaż Mierzei Gardzieńskiej i Mierzei Łebskiej wiek dotychczas datowanych subfosylnych



**Ryc. 2.** Korelacja faz transgresyjnych południowego Bałtyku z ciepłymi fazami klimatycznymi holocenu w cyklu ~1150-letnim

A – przebieg ~1150-letniego cyklu klimatycznego z zapisu osadów jeziornych rynny kórnicko-zaniemyskiej (środkowa Wielkopolska) (na podstawie Wojciechowskiego 2000, 2002, 2007a); B – fazy transgresji morskich z zapisu osadów bagiennych, jeziornych, lagunowych i morskich Niziny Gardzieńsko-Łebskiej (na podstawie Tobolskiego 1987, Wojciechowskiego 1990, 2007b, Florka, Orłowskiego 1991, Florka, Majewskiego 1997, Rotnickiego 1999, 2001, Rotnickiego in. 1999, 2008) oraz położenie subfosylnych pni drzew w strefie przybrzeża Mierzei Gardzieńskiej i Mierzei Łebskiej (wg Tobolskiego 1979, Krapiec, Florka 2005) i na dnie Zatoki Gdańskiej i Zalewu Wiślanego (Uściniowicz i in. 2008); C – fazy transgresji morskich (młodszych od 8000 <sup>14</sup>C lat BP) na wybrzeżu południowej Szwecji (wg Yu 2003a), wybrzeżu Litwy (wg Gelumbauskaitė, Deėkus 2005) i wybrzeżu niemieckim (wg Gramscha 2002, Lampego 2002, 2005). Zaczerniono fazy ciepłe

**Fig. 2.** Correlation of transgression phases of the southern Baltic and warm phases of the Holocene in the framework of the c. 1150 yrs cycle

A – the course of the c. 1150 yrs climatic cycle recognized in the lake sediment record from the Kórnik – Zaniemyśl trough, central Wielkopolska region (after Wojciechowski 2000, 2002, 2007a); B – marine transgression phases recorded in marsh, lake, lagoon and marine sediments in the Gardno-Łeba Lowland (after Tobolski 1987, Wojciechowski 1990, 2007b, Florka, Orłowski 1991, Florka, Majewski 1997, Rotnicki 1999, 2001, Rotnicki et al. 1999, 2008) and the location of sub-fossil tree trunks in the near-shore zone of the Gardno Barrier and Łebsko Barrier (after Tobolski 1979, Krapiec, Florka 2005) and in the bottom of the Gdańsk Bay and Zalew Wiśłany (Uściniowicz et al. 2008); C – marine transgression phases, younger than 8000 <sup>14</sup>C BP, on the south Swedish (Yu 2003a, b), Lithuanian (Gelumbauskaitė, Deėkus 2005), and German coast (Gramsch 2002, Lampe 2002, 2005). Warm phases in black colour

pni drzew zawiera się w czterech przedziałach: 4730–4610 BP, 2865–1880 BP, 1435–1065 BP oraz 390–210 lat BP (Tobolski 1979, Tobolski i in. 1981, Krapiec, Florek 2005) i wyraźnie związany jest z okresami chłodniejszymi i wilgotniejszymi oraz fazami regresyjnymi (ryc. 2). Jak słusznie podkreślają Krapiec i Florek (2005), obumieranie drzew rosnących w strefach zatorfionych następuje podczas okresów zwilgotnień, wskutek podniesienia się poziomu wód gruntowych, jednak w przypadku stref przybrzeżnych niewątpliwą rolę może również odgrywać wzrost poziomu wody spowodowany transgresją morską. O ile najstarsze daty pni drzew (4730–4610 BP oraz od 2865 do ok. 2000 lat BP) mogą wskazywać, że ich obumarciu raczej nastąpiło na skutek wzrostu poziomu wód gruntowych podczas chłodnych i wilgotnych faz klimatycznych (ryc. 2) niż bezpośredniej transgresji morskiej, o tyle wypadanie drzew młodszych od 2000 lat BP spowodowane zostało z pewnością podniesieniem się poziomu wody związanym z transgresją morza. Dotyczy to szczególnie chłodnego i wilgotnego okresu wędrówek ludów oraz fazy regresyjnej, poprzedzającej średniowieczną fazę transgresji morskiej oraz okresu najmłodszego (390–210 lat BP), odzwierciedlającego okres ochłodzenia i zwilgotnienia klimatu małej epoki lodowej, poprzedzającego współczesną transgresję morską (ryc. 2).

Również ostatnio odkryte stanowiska pni drzew występujących na dnie południowego Bałtyku i Zalewu Wiślanego (Uścinowicz i in. 2008) pozwalają powiązać ich wiek z wyznaczonymi fazami klimatycznymi (ryc. 2). Na obszarze Zatoki Gdańskiej wiek pni olchy zakorzenionych w osadach mulisto-ilastych na głębokości 16,5 m p.p.m. zawiera się w przedziale 7920–8000 lat BP (Uścinowicz i in. 2008) i bezpośrednio poprzedza wzrost poziomu morza związany z pierwszą fazą transgresji litorynowej (kulminacja ok. 7800 lat BP), natomiast w Zalewie Wiślanym wiek pogrzebanych pni olchowych, zalegających na głębokości 1,8–2,2 m p.p.m., określony na  $4770 \pm 35$  i  $3295 \pm 35$  lat BP (Uścinowicz i in. 2008), może wskazywać na podniesienie się poziomu wody związane ze zwilgotnieniem klimatu podczas okresów chłodnych (ryc. 2).

Przedstawiony związek ciepłych faz klimatycznych holocenu z sukcesywnym wzrostem poziomu Bałtyku wskazuje, iż w ciągu ostatnich 8000 lat BP na obszarze Niziny Gardzieńsko-Łebskiej zaznaczyło się 7 faz transgresyjnych, związanych z cyklicznością ~1150-letnią, obejmujących dwa okresy: starszy, mieszczący się w latach 7800–4000  $^{14}\text{C}$  BP, związany z transgresją litorynową, oraz okres młodszy – postlitorynowy, trwający od około 2000 lat BP do dziś, przedzielonych około 1500–2000-letnim okresem regresji. Dla ujednoczenia stosowanego dotychczas w literaturze nazewnictwa poszczególnych faz transgresyjnych (Kluki, Ga, GA) wprowadzono w niniej-

szej pracy nową symbolikę (NGL), utworzoną od pierwszych liter Niziny Gardzieńsko-Łebskiej, uzupełnioną kolejnym numerem porządkowym każdej z faz (ryc. 2).

Transgresje litorynowe (7800–4000 lat BP) obejmują cztery mniejsze fazy NGL 1, NGL 2, NGL 3 i NGL 4, które są ściśle powiązane z ciepłymi fazami klimatycznymi (ryc. 2). Faza NGL 1 obejmuje na Nizinie Gardzieńsko-Łebskiej prawdopodobnie schyłkową część najstarszej fazy transgresji litorynowej. Zidentyfikowana została tylko w najniższej położonych, względem współczesnego poziomu morza, częściach niziny – w strefie bariery łebskiej (Rotnicki 1999, 2001, Rotnicki i in. 1999, 2008) oraz w spągu serii osadowej jeziora Łebsko (Wojciechowski 2007b), na głębokości poniżej 7–8 m. Największą rozpiętością zakresu wieku cechuje się druga i trzecia faza transgresyjna (NGL 2 i NGL 3), natomiast najwyraźniej zaznacza się czwarta faza transgresji litorynowej (NGL 4). W niemal wszystkich dotąd zbadanych stanowiskach (poza profilem Kluki/74) umiejscawiana jest w kulminacji okresu ciepłego, a jej początek, datowany na 4500 lat BP, odpowiada m.in. zamarcu rozwoju zbiorowisk leśnych rozwijających się na powierzchni ówczesnej bariery łebskiej. Okresy kolejnych regresji morza litorynowego przypadają na chłodne fazy klimatyczne o zasięgu globalnym, z których najbardziej znaczące są tutaj: zdarzenie „8200 yr.”, rozdzielające pierwszą i drugą fazę transgresyjną, oraz zdarzenie „4200 yr.” zamykające okres transgresji litorynowej.

Transgresje politorynowe (górnoholoceny, subatlantyckie) zaznaczające się na Nizinie Gardzieńsko-Łebskiej w okresie ostatnich 2000 lat obejmują trzy mniejsze fazy transgresyjne i regresyjne związane z około 1150-letnią cyklicznością klimatu. Dwie najstarsze fazy, przypadające na okres optimum rzymskiego (NGL 5) i optimum średniowiecznego (NGL 6), rozdzielone są fazą regresji morza związaną z ochłodzeniem klimatu przypadającym na okres wędrówek ludów, podczas którego następowała rozbudowa systemu mierzejowego, stabilizacja wydm oraz rozwój zbiorowisk leśnych. Z kolei najmłodszy wzrost poziomu morza, poprzedzony fazą regresji związaną z ochłodzeniem klimatu podczas małej epoki lodowej, jest początkiem współczesnej transgresji morskiej (faza NGL 7), będącej efektem globalnego wzrostu temperatury.

Oba okresy transgresyjne rozdzielone są długim okresem regresji morskiej lub stabilizacji poziomu morza, trwającym od ok. 3500 do 2000 lat BP. Dla tego przedziału czasu na Nizinie Gardzieńsko-Łebskiej w żadnym z dotychczas zbadanych środowisk sedimentacyjnych, tzn.: bagiennym, jeziornym, lagunowym i barierowym (Tobolski 1987, Wojciechowski 1990, Rotnicki 1999, 2001, Rotnicki i in. 1999), nie odnaleziono jakichkolwiek wskaźników wzrostu poziomu morza. Nadto należy podkreślić, iż dla tego

okresu Rotnicki (1999), Rotnicki i in. (1999, 2008) wyróżnia znaczącą fazę regresyjną, w której wyniku na barierze łebskiej rozwinęła się gleba, a w niżej położonych miejscach powstawały torfowiska.

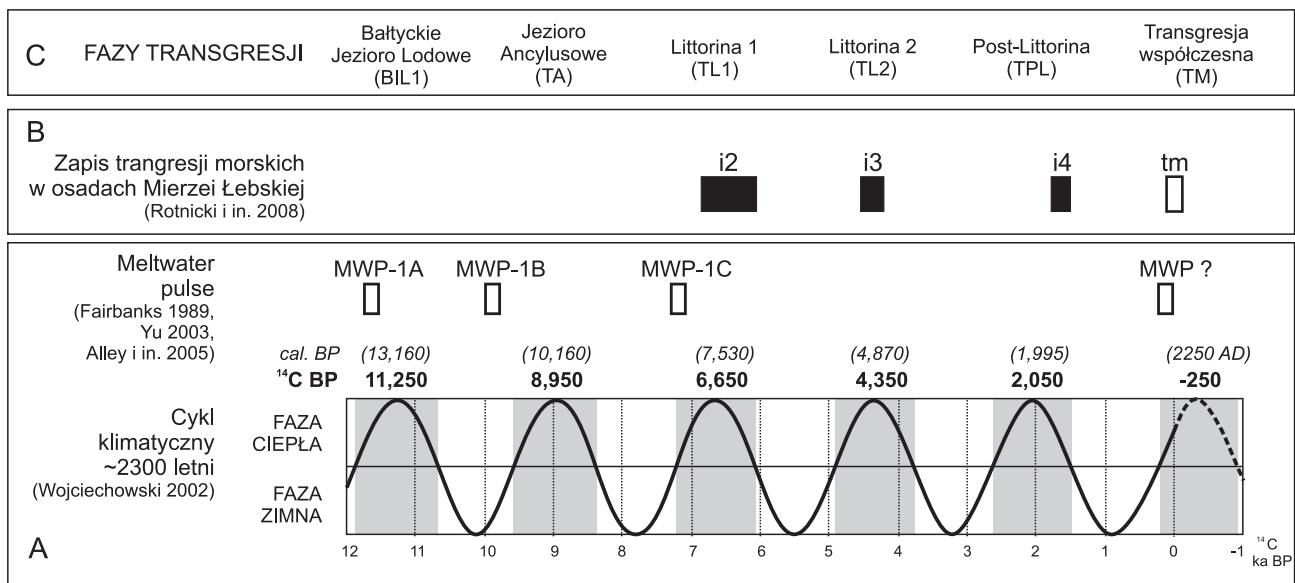
### Cykl ~2300-letni i jego związek z transgresjami morskimi południowego Bałtyku

Dłuższy cykl ~2300-letni, nawiązujący swoim przebiegiem do cyklu halsztackiego (*Hallstatt cycle*), odzwierciedla zmiany klimatyczne odpowiadające długoterminowej aktywności magnetycznej Słońca (Damon, Jirikič 1992). W obrębie wyróżnionego cyklu kulminacje okresów ciepłych, pokrywające się z kulminacjami cyklu niższego rzędu, przypadają na: 8950 BP (10160 cal. BP), 6650 (7530 cal. BP), 4350 (4870 cal. BP) oraz 2050 lat BP (1995 cal. BP) (Wojciechowski 2002) i odpowiadają kolejnym optimum klimatycznym holocenu: optimum przełomu PB/BO, pierwszemu i drugiemu optimum atlantyckiemu, optimum rzymskiemu oraz współczesnemu ociepleniu, którego początek nazywany jest powszechnie *global warming* (ryc. 3). Przedłużeniem cyklu ~2300-letniego jest w plenivistulianie cykl Dansgaard/Oeschgera o długości okresu 2300–2500 lat, uwidaczniającej się m.in. zmianami koncentracji  $\delta^{18}\text{O}$  w rdzeniach lodowych (Dansgaard i in. 1993) oraz

pozwalający wiązać maksima termiczne z interstadialami, zaś jego minima ze stadialami (Wojciechowski 2002).

Wyróżniony cykl ~2300-letni bardzo dobrze też uwypukla kolejne fazy rozwoju Morza Bałtyckiego oraz znaczące fazy wzrostu poziomu morza (ryc. 3). Z okresem ciepłym, którego kulminacja przypadła na przełom PB i BO (8950 lat BP), można wiązać transgresję ancylusową, mieszczącą się – według różnych autorów – w okresie 9500–8500 lat BP (m.in. Kessel, Raukas 1979, Björck 1995, Uścińowicz 2003, Lampe 2005, Gelumauskaitė, Dečkus 2005). Z pierwszym i drugim optimum klimatycznym mezoholocenu (odpowiednio 6650 i 4350 lat  $^{14}\text{C}$  BP) związane są starsza (TL1) i młodsza (TL2) faza transgresji litorynowej, natomiast na optimum rzymskie przypada faza transgresji postlitorynowej (TPL). Z kolei ze współczesnym ociepleniem klimatu, którego maksimum według pokazanej estymacji przypadnie na rok 2250 AD, można wiązać współczesną fazę transgresji morskiej (TM), uwidaczniającą się od połowy XIX w. postępującym wzrostem poziomu Bałtyku (m.in. Rotnicki i in. 1995, Zeidler i in. 1995, Rotnicki, Borzyszkowska 1999) (ryc. 3).

Wykazane w cyklu ~2300-letnim okresy ciepłe posiadały niewątpliwie globalny charakter przyczyniający się do szybkiego rozpadu czasz lodowych i



**Ryc. 3.** Korelacja faz transgresyjnych południowego Bałtyku z ciepłymi fazami klimatycznymi holocenu w cyklu ~2300-letnim

A. przebieg ~2300-letniego cyklu klimatycznego z zapisu osadów jeziornych rynn kórnicko-zaniemskiej (środkowa Wielkopolska) (na podstawie Wojciechowskiego 2000, 2002) oraz położenie kolejnych faz *meltwater pulse* (MWP) (Fairbanks 1989, Yu 2003a, Alley i in. 2005); B – fazy transgresji morskich (i2-i4) z zapisu osadów barierowych Mierzei Łebskiej (na podstawie Rotnickiego in. 2008) oraz położenie transgresji współczesnej (tm); C – główne fazy transgresyjne Morza Bałtyckiego (terminologia według Lampego 2005). Zaczerniono fazy ciepłe

**Fig. 3.** Correlation of transgression phases of the southern Baltic and warm phases of the Holocene in the framework of the c. 2300 yrs cycle.

A – the course of the c. 2300 yrs climatic cycle recognized in the lake sediment record from the Kórnik–Zaniemiśl trough, central Wielkopolska region (after Wojciechowski 2000, 2002) and the occurrence of successive meltwater pulses (MWP) (Fairbanks 1989, Yu 2003a, Alley et al. 2005); B – marine transgression phases (i2-i4) recorded in the sediments of the Łebsko Barrier (after Rotnicki et al. 2008) and the position of the current transgression (tm); C – main transgressive phases of the Baltic Sea (terminology after Lampego 2005). Warm phases in black colour

gwałtownego zasilania oceanu światowego wodami roztopowymi (*meltwater pulse*) oraz przyspieszonego wzrostu poziomu morza. Od początku transgresji flandryjskiej (ok. 19 000 cal. lat BP) miały miejsce cztery *meltwater pulse* (Fairbanks 1989, Yu 2003a, Alley i in. 2005): inicjalny na początku transgresji (MWP1A<sub>0</sub>; ok. 19 000 cal. lat BP), pierwszy podczas interfazy *bølling-allerød* (MWP-1A; 14 200–13 700 cal. BP), kiedy przyrost poziomu morza przekraczał 50 mm/rok (Alley i in. 2005), drugi na początku holocenu (MWP-1B; 12 200–11 700 cal. lat BP), generujący przyrost poziomu morza o natężeniu co najmniej 27 mm/rok, oraz trzeci podczas transgresji lityrnowej (MWP-1C; 8000–7600 cal. lat BP), wywołujący wzrost poziomu Bałtyku o około 8 m w ciągu 500 lat i natężeniu 15 mm/rok (Yu 2003a) (ryc. 3). W tym samym okresie podobnie szybki był wzrost poziomu Morza Czarnego, co może potwierdzać, iż przyczyną transgresji było klimatycznie uwarunkowane gwałtowne zasilenie oceanu światowego wodami roztopowymi, pochodzącymi z częściowego rozpadu antarktycznej czaszy lodowej (Yu 2003a). Współczesna transgresja – jak się przypuszcza – prawdopodobnie związana jest z kolejnym *meltwater pulse* spowodowanym rozpadem współczesnych czasz lodowych i lodowców (Alley i in. 2005), generującym przyrost poziomu morza o natężeniu od ok. 1 do 2 mm/rok tylko w ciągu ostatniego wieku (Arendt i in. 2002, Alley i in. 2005).

Jak dotąd brak jest w literaturze dowodów na cykliczność rozpadu czasz lodowych i gwałtownego zasilania oceanu światowego wodami roztopowymi (*meltwater pulse*), przyczyniającymi się do przyspieszonego wzrostu poziomu oceanu światowego. Można jednak zakładać, że zdarzenia te miały charakter globalny i zachodziły podczas faz ciepłych cykli dłuższych, skorelowanych z etapami intensywnej deglacjacji obszarów polarnych. Przedstawione porównanie faz transgresyjnych południowego Bałtyku z klimatem holocenu (ryc. 3) umożliwia powiązanie kolejnych MWP z początkami faz ciepłych cyklu ~2300-letniego, co może sugerować silny związek występowania tych zdarzeń z cyklem Dansgaard/Oeschgera wyznaczającym w plenivistulianie okresy stadialne i interstadialne.

Cykl ~2300-letni odzwierciedla zmiany poziomu morza intensywniejsze od cykliczności krótszej. Poszczególne fazy transgresyjne, związane z tym cyklem klimatycznym, cechują się większym – niż w cyklu krótszym – przyrostem poziomu wody, wywołanym gwałtownym rozpadem czasz lodowych i lodowców oraz intensywnym zasilaniem oceanu światowego wodami roztopowymi wskutek globalnego wzrostu temperatury (Yu 2003a). Z tego też względu poszczególne transgresje cyklu ~2300-letniego powodowały intensywną przebudowę wybrzeża barierowo-lagunowego oraz silne przemieszczanie linii brzegowej w kierunku lądów (Gramsch

2002, Schumacher 2002, Behre 2004, Streif 2004, Lampe 2005).

Na obszarze Niziny Gardzieńsko-Łebskiej widocznym śladem tej cykliczności klimatycznej są trzy serie transgresyjne zaznaczające się w osadach Mierzei Łebskiej (Rotnicki 1999, 2001), szczególnie w przekroju geologicznym pod Rąbką (Rotnicki i in. 2008). Ze starszym optimum klimatycznym AT, którego kulminacja przypadła na 6650 lat BP, można powiązać pierwszy kompleks osadowy (M1), związany z drugą ingresją morską (ok. 6700–6000 lat <sup>14</sup>C BP; wg Rotnickiego i in. 2008), rozpoczynający się poziomem bruku i piasków morskich, przykrytych utworami lagunowymi kompleksu M2. Kolejna seria transgresji morskiej (ingresja 3; wg Rotnickiego i in. 2008) przypadająca na okres 4500–4200 jest związana z drugim optimum atlantyckim, kulminującym około 4350 lat BP, zaś trzecią serią transgresyjną (ingresję 4; wg Rotnickiego i in. 2008) młodszą od 1700 radiowęglowych lat BP można wiązać z optimum rzymskim, którego kulminacja przypadła około 2050 lat BP (ryc. 3). Na rycinie 3 uwidoczniło się też położenie współczesnej fazy transgresyjnej, związanej z globalnym wzrostem temperatury początku obecnego okresu ciepłego, aczkolwiek nie zaznaczającej się jeszcze w zapisie geologicznym Mierzei Łebskiej.

Do wykrytej cykliczności ~2300-letniej prawdopodobnie nawiązują też „cykle sedimentacyjne” (Wojciechowski 1990) widoczne w osadach jeziora Gardno. Odpowiadają one kolejnym fazom transgresji morskich, których początek wyznaczają cienkie zespoły piaszczystych litofacji litoralnych, zastępowanych ku górze sekwencji przez litofacje chemogeniczne głębszych części jeziora Gardno, odzwierciedlających fazy pogłębiania jeziora podczas faz transgresyjnych oraz jego spłykania w okresach regresji (Wojciechowski 1990).

## Synchroniczność zapisu cykli klimatycznych i faz transgresji

Porównanie czasowego zasięgu faz transgresji morskich na Nizinie Gardzieńsko-Łebskiej z klimatem holocenu wskazuje, iż zmiany poziomu Morza Bałtyckiego dokonywały się cyklicznie o wyraźnym okresie nawiązującym do cykliczności ~1150-letniej i ~2300-letniej, wywołanej zmianami aktywności słonecznej. Wykazane okresy odpowiadają utrwalonym w literaturze zmianom klimatycznym powtarzającym się co 2500–2000, 1500–1000 lat, modyfikowanym przez cykle krótsze: około 550–600-letni, 180–210-letni, 88-letni cykl Gleissberga, cykle kilkudziesięcioletnie oraz podstawowe cykle aktywności słonecznej – 11-letni cykl Schwabe i 22-letni cykl Hale’a (m.in. Bray 1972, Bond i in. 1997, 2001, Beer i in. 2000, Barber i in. 2000, 2004, Langdon i in. 2003, Mayewski i in. 2004).



Wykryty w osadach jeziornych środkowej Wielkopolski (Wojciechowski 2002) dłuższy cykl ~2300-letni jest zbieżny ze zmianami koncentracji  $\delta^{18}\text{O}$  w rdzeniach lodowych Grenlandii, Antarktydy oraz w rdzeniach oceanicznych (Johnsen i in. 2001, Barber i in. 2004). Podobną długość okresu zmian (2500–2300 lat) wykazują glaciologiczne serie czasowe w cyklu stadialno-interstadialnym (Dansgaard i in. 1984) oraz częstotliwość pojawiania się okresów suchych i wilgotnych na półkuli północnej (Magny 1992).

Cykl krótszy, ~1150-letni, uwidaczniający się w osadach jeziornych środkowej Wielkopolski istotnymi fluktuacjami objętości i poziomu wody jezior kórnicko-zaniemyskich (Wojciechowski 2007a), jest wykazywany w różnym zapisie środowisk terestrycznych i morskich. Zbliżony do wykazanego 1100-letni cykl klimatyczny obserwowany jest w profilach torfowych Szkocji (Langdon i in. 2003), cykle 1200–1150-letnie uwidaczniają fluktuacje poziomu jezior Jury Francuskiej (Magny 1992), natomiast podobną periodycznością około 1325-letnią cechują się mniejsze pulsacje glacialne (Bray 1972).

Cykle około tysiącletnie najlepiej są widoczne w osadach morskich, rejestrujących bezpośrednie fluktuacje poziomu wody i zmiany klimatu. Na przykład Bond i in. (1997, 2001) w osadach oceanicznych stwierdzają cyklicznie pojawiające się podczas holocenu fazy zimne o długości okresu 1470 lat w skali kalendarzowej, odpowiadające cykliczności około tysiącletniej w skali radiowęglowej. Z kolei Chapman i Shackleton (2000), badając osady głębokowodne północnego Atlantyku, stwierdzili zapis dwóch cykli: dłuższego – 1000-letniego, wywołanego zmianami aktywności słonecznej, oraz cyklu krótszego o długości okresu 550 lat, związanego ze zmianami cyrkulacji atmosferycznej na obszarze północnego Atlantyku.

Z kolei Yu (2003b) na podstawie analizy spektralnej sekwencji biostratygraficznych (m.in. dinoflagelata, okrzemki morskie) w osadach izolowanych lagun i zbiorników jeziornych południowej Szwecji wykazuje wieloskalowe i zmieniające się w czasie fluktuacje poziomu Bałtyku o cykliczności 1470, 940, 480, 220 i 180 lat (w skali kalendarzowej). Według Yu (2003b) dłuższy cykl 1450-letni (zbliżony długością okresu do cyklu ~1150-letniego w skali  $^{14}\text{C}$ ) dominuje do ok. 6000 cal. lat BP, po czym zostaje zastąpiony dwoma cyklami krótszymi: 750–1250- i 450–550-letnim. Z kolei krótki cykl 150–450-letni odzwierciedla się wyłącznie pomiędzy 6000–4500 cal. lat BP.

Wykazywane długości okresów zmian klimatycznych są uzależnione od wielu czynników. Należą do nich m.in. rodzaj środowiska depozycyjnego, reagującego w różny sposób na zmiany klimatu, uwzględniany typ proxy, stopień rozdzielczości badanych osadów oraz liczebność datowań w profilu strati-

tygraficznym (Barber i in. 2004, Edwards 2006). Dwucykliczny zapis transgresji południowego Bałtyku na obszarze Niziny Gardzieńsko-Łebskiej, dobrze odzwierciedlający zmiany klimatu, może być też wynikiem wymienionych wyżej czynników. W bardzo czułym na zmiany klimatyczne środowisku sedymentacji organogenicznej (jeziora, laguny oraz obszary bagienne) wyraźniejszy jest zapis drobniejszych wahań poziomu wody, stąd też wykazywana jest większa liczba faz transgresyjnych (Tobolski 1987, Wojciechowski 1990), natomiast w środowisku silikoklastycznym barier piaszczystych (Rotnicki 1999, 2001, Rotnicki i in. 1999) zapis transgresji obejmuje tylko wyraźniejsze zmiany poziomu morza, odzwierciedlające się głównie w sedymentacji facji litoralnych i eolicznych, wynikających z migracji strefy brzegowej (por. też Lampe 2005).

Uwidoczniła zależność faz transgresji, wykrytych w różnych środowiskach depozycyjnych Niziny Gardzieńsko-Łebskiej, z optimumami termicznymi cyklu ~1150-letniego i ~2300-letniego jest też zbieżna z obrazem transgresji morskich na całym wybrzeżu południowobałtyckim (ryc. 2–3).

Na obszarze południowej Szwecji wykryte fazy transgresji litorynowej wykazują silny związek przede wszystkim z cyklicznością ~1150-letnią oraz odpowiadają zasięgowi wiekowemu podobnych transgresji na Nizinie Gardzieńsko-Łebskiej (ryc. 2). Według Yu (2003a) sekwencja faz transgresji litorynowej na tym obszarze obejmowała pięć okresów: 8600–8400 cal. BP (transgresja litorynowa 1 – L1), 7800–6900 cal. BP (L2), 6400–5600 cal. BP (L3), 5300–4700 cal. BP (L4) i 4500–4199 cal. BP (L5), ściśle powiązanych ze wzrostem termiki zarejestrowanej zmianami koncentracji  $\delta^{18}\text{O}$  w rdzeniu lodowym NorthGRIP (Yu 2003a, Johnsen i in. 2001). Badania szwedzkie uwidaczniają też, iż od około 4000 cal. BP (ok. 3600  $^{14}\text{C}$  BP) nastąpiło spowolnienie globalnego wzrostu poziomu morza, powodujące stopniowe izolowanie otwartych dotąd zatok i lagun, uwidaczniające się na obszarze Niziny Gardzieńsko-Łebskiej fazą regresji.

Klimatycznie uwarunkowane fazy transgresyjne i regresyjne, związane z cyklicznością około 2300-letnią i 1150-letnią, są również obserwowane na zachodnim wybrzeżu Bałtyku, na obszarze Rugii i zachodniego Pomorza (Gramsch 2002, Lampe 2002, 2005). Z dłuższą cyklicznością, ~2300-letnią (ryc. 3), należy wiązać wykryte w tym rejonie starsze fazy transgresji litorynowej: fazę TL1, kulminującą około 7000–5800 lat BP, oraz fazę TL2, mieszczącą się między 5000 a 4000 lat BP, rozdzielone fazą regresji (LR1). Natomiast z cyklicznością krótszą, ~1150-letnią (ryc. 2), związane są górnoholocenijskie fazy transgresyjne uwidaczniające się podczas optimum rzymskiego (TL3), kiedy poziom morza osiągnął rzędnię –0,5 m, oraz podczas średniowiecznego optimum klimatycznego (TPL), kiedy osiągnął wartość –0,25 m.

Podobnie jak na obszarze Niziny Gardzieńsko-Łebskiej, obie fazy transgresyjne przedzielone są fazą regresji morskiej (RL3) przypadającą na okres wędrówek ludów, spowodowaną ochłodzeniem klimatu, szczególnie widocznym w średnich szerokościach geograficznych. Natomiast współczesny wzrost poziomu morza (TM) poprzedzony został wyraźną fazą regresji morskiej (RPL) związaną z małą epoką lodową (ryc. 1–2).

Podobnie silny związek z klimatycznym cyklem ~1150-letnim wykazują wyznaczone na litewskim odcinku Mierzei Kurońskiej względne zmiany poziomu Morza Bałtyckiego i etapy formowania jego wybrzeża (ryc. 2). Jak wynika z badań Gelumbauskaitė i Dečkusa (2005), kolejne fazy transgresji litorynowej, podobnie jak na Nizinie Gardzieńsko-Łebskiej, zaznaczyły się w okresach ciepłych, a ich maksymalne poziomy wyznaczają daty radiowęglowe: 7800 lat BP (pierwsza transgresja litorynowa – L<sub>1</sub>), 6100 (transgresja L<sub>2</sub>) oraz 4500 lat BP transgresja najmłodsza (L<sub>3</sub>). Natomiast w okresie postlitorynowym (młodszym od 4000 lat BP) poziom morza na wybrzeżu kurońskim był raczej ustabilizowany, zaś poszczególne fazy transgresyjne i regresyjne są słabo rozpoznawalne. Istotny wzrost (do 1,2 m n.p.m.) odnotowano jedynie w okresie 4000–3500 lat BP oraz – według Bitinasa i in. (2004, za Gelumbauskaitė, Dečkus 2005) w okresie optimum rzymskiego, około roku 2000 BP (ryc. 2).

## Wnioski końcowe

Przeprowadzone porównanie wyznaczonych w oparciu o cykl ~1150-letni i ~2300-letni ciepłych i zimnych faz holocenu ze znanymi z obszaru Niziny Gardzieńsko-Łebskiej oscylacjami poziomu morza wykazało bardzo silny ich związek podkreślający istotną rolę klimatu w przebiegu transgresji i regresji morskich. Zależność ta widoczna jest również i na innych obszarach wybrzeża południowobałtyckiego, czego przykładem są dane z obszaru południowej Szwecji, Niemiec oraz litewskiego wybrzeża Mierzei Kurońskiej. Podsumowując, należy stwierdzić, iż:

- a) wykryte w osadach jeziornych środkowej Wielkopolski cykle: ~1150-letni oraz ~2300-letni bardzo dobrze odwzorowują holocenijskie zmiany klimatu, wyraźnie uwypuklając jego ciepłe i chłodne fazy, które ściśle są powiązane z wahaniami poziomu jezior, wahaniami zasięgu lodowców górskich i granicy lasu oraz transgresjami morskimi;
- b) holocenijskie transgresje morskie są bardzo silnie związane z ciepłymi fazami klimatycznymi, odzwierciedlając oscylacyjne zmiany poziomu morza wywołane wzrostem temperatury powietrza, postępującym wytapianiem kontynentalnych pokryw lodowych Skandynawii i Antarktydy oraz izostazją glacialną;

- c) przedstawiony model wyraźnej zależności między klimatem odtworzonym na podstawie zapisu limnicznego z obszaru środkowej Wielkopolski a fazami transgresji morskich na przykładzie Niziny Gardzieńsko-Łebskiej może stanowić dodatkowy dowód na synchroniczność zapisu zmian klimatycznych w różnych środowiskach przyrodniczych.

## Literatura

- Alhonen P. 1979. The Quaternary History of the Baltic. Finland. [W:] V. Gudelis, L.-K. Königsson (red.), The Quaternary History of the Baltic. Acta Universitatis Upsaliensis, Symposia Universitatis Upsaliensis Annum Quingentesimum Celebrantis, 1: 101–113.
- Alley R.B., Clark P.U., Huybrechts P., Joughin I. 2005. Ice-sheet and sea level changes. *Science*, 310: 456–460.
- Arendt A.A., Echelmeyer K.A., Harrison W.D., Lingle C.S., Valentine V.B. 2002. Rapid wastage of Alaska glaciers and their contribution to rising sea level. *Science*, 297: 382–386.
- Barber K.E., Maddy D., Rose N., Stevenson A.C., Stoneman R., Thompson R. 2000. Replicated proxy-climate signals over the last 2000 yr from two distant UK peat bogs: new evidence for regional palaeoclimate teleconnections. *Quaternary Science Reviews*, 19: 481–487.
- Barber K., Zolitschka B., Tarasov P., Lotter A.F. 2004. Atlantic to Urals – the Holocene climatic record of Mid-Latitude Europe. [W:] R.W. Battarbee i in. (red.), Past Climate Variability through Europe and Africa. Kluwer Academic Publ., Dordrecht, s. 417–442.
- Behre K.-E. 2004. Coastal development, sea level change and settlement history during the later Holocene in the Clay District of Lower Saxony (Niedersachsen), Northern Germany. *Quaternary International*, 112: 37–53.
- Beer J., Mende W., Stellmacher R. 2000. The role of sun in climate forcing. *Quaternary Science Reviews*, 19: 403–415.
- Björck S. 1995. A review of the history of the Baltic Sea, 13,0–8,0 ka BP. *Quaternary International*, 27: 19–40.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., de Menocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G. 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278: 1257–1266.
- Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I., Bonani G. 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294: 2130–2136.

- Bortenschlager S. 1987. Glaciers fluctuations and changes in forest-limit in the Alps. [W:] M.-J. Gaillard (red.), Abstracts of Lectures and Posters. IGCP Project 158. Palaeohydrological Changes in the Temperate Zone in the Last 15,000 Years. Symposium at Höör, Sweden, 18–26 May 1987. LUNDQUA Report 27: 43–45.
- Bray J.R. 1972. Cyclic temperature oscillations from 0 – 20,300 yr BP. *Nature*, 237: 277–279.
- Chapman M.R., Shackleton N.J. 2000. Evidence of 550-year and 1000-year cyclicities in North Atlantic circulation patterns during the Holocene. *The Holocene*, 10(3): 287–291.
- Damon P.E., Jiriković J.L. 1992. The sun as a low-frequency harmonic oscillator. *Radiocarbon*, 34(2): 199–205.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdóttir A.E., Jouzel J., Bond G. 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364: 218–220.
- Edwards R. 2006. Sea levels: change and variability during warm intervals. *Progress in Physical Geography*, 30(6): 785–796.
- Fairbanks R.G. 1989. 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342: 637–642
- Florek W., Majewski M. 1997. Wiek wałów brzegowych a wiek górnoholocenijskich transgresji jeziora Gardno. [W:] W. Florek (red.), *Geologia i geomorfologia pobraża i południowego Bałtyku*, 3: 121–127.
- Florek W., Orłowski A. 1991. O wieku maksimum transgresji jeziora Gardno. *Przeegl. Geol.*, 39 (5–6): 298–301.
- Gelumbauskaitė L.Ž., Dečkus J. 2005. Late Quaternary shore formations of the Baltic basins in the Lithuanian sector. *Geologija*, 52: 33–45.
- Gramsch B. 2002. Late Mesolithic settlement and sea level development at the Littorina coastal sites of Ralswiek-Augustenhof and Lietzow-Buddelin. [W:] R. Lampe (red.), *Holocene evolution of the South-Western Baltic coast – Geological, archaeological and palaeo-environmental aspects. Field meeting of INQUA Subcommission V „Sea-level Changes and Coastal Evolution. Western Europe”*, September 22–27, 2002. Greifswalder Geographische Arbeiten, 27: 37–55.
- Gudelis V. 1979. The Quaternary History of the Baltic. Lithuania. [W:] V. Gudelis, L.-K. Königsson (red.), *The Quaternary History of the Baltic. Acta Universitatis Upsaliensis, Symposia Universitatis Upsaliensis Annum Quingentesimum Celebrantis*, 1: 159–173.
- Haas J.N., Richoz I., Tinner W., Wick L. 1998. Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and at timberline in the Alps. *The Holocene*, 8(3): 301–309.
- Johnsen S.J., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Steffensen J.P., Clausen H.B., Miller H., Masson-Delmotte V., Sveinbjörnsdóttir A.E., White J. 2001. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and North-GRIP. *Journal of Quaternary Science*, 16: 299–307.
- Kessel H., Raukas A. 1979. The Quaternary History of the Baltic. Estonia. [W:] V. Gudelis, L.-K. Königsson (red.), *The Quaternary History of the Baltic. Acta Universitatis Upsaliensis, Symposia Universitatis Upsaliensis Annum Quingentesimum Celebrantis*, 1: 127–146.
- Kliewe H. 1979. The Quaternary History of the Baltic. The German Democratic Republic. [W:] V. Gudelis, L.-K. Königsson (red.), *The Quaternary History of the Baltic. Acta Universitatis Upsaliensis, Symposia Universitatis Upsaliensis Annum Quingentesimum Celebrantis*, 1: 185–193.
- Krapiec M., Florek W. 2005. Subfossylne odziumki i pnie drzew na plażach w rejonie Rowów. [W:] W. Florek (red.), *Geologia i geomorfologia pobraża i południowego Bałtyku*, 6: 145–154.
- Lampe R. 2002. Post-glacial water-level variability along the south Baltic coast – a short overview. [W:] R. Lampe (red.), *Holocene evolution of the South-Western Baltic coast – Geological, archaeological and palaeo-environmental aspects. Field meeting of INQUA Subcommission V „Sea-level Changes and Coastal Evolution. Western Europe”*, September 22–27, 2002. Greifswalder Geographische Arbeiten, 27: 13–19.
- Lampe R. 2005. Lateglacial and Holocene water-level variations along the NE German Baltic Sea coast: review and new results. *Quaternary International*, 133–134, 121–136.
- Lambeck K., Chappell J. 2001. Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle. *Science*, 292: 679–686.
- Lambeck K., Esat T.M., Potter E.-K. 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419: 199–206.
- Langdon P.G., Barber K.E., Hughes P.D.M. 2003. A 7500 year peat-based palaeoclimatic reconstruction and evidence for an 1100 year cyclicity in mire surface wetness from Temple Hill Moss, Pentland Hills, Southeast Scotland. *Quaternary Science Reviews*, 22: 259–274.
- Magny M. 1992. Holocene lake-level fluctuations in Jura and the northern subalpine ranges, France: regional pattern and climatic implications. *Boreas*, 21: 319–334.
- Mayewski P.A., Rohling E.E., Stager J.C., Karlén W., Maasch K.A., Meeker L.D., Meyerson E.A., Gasse F., van Kreveld S., Holmgren K., Lee-Thorp

- J., Rosqvist G., Rack F., Staubwasser M., Schneider R.R., Steig, E.J. 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62: 243–255.
- Mörner N.-A. 1971. Eustatic and climatic oscillations. *Arctic and Alpine Research*, 3 (2): 167–171.
- Mörner N.-A. 1976. Eustatic changes during the last 8000 years in view of radiocarbon calibration and new information from the Kattegatt region and other northwestern European coastal areas. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 19: 63–85.
- Patzelt G. 1973. Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venediger-gruppe (Höhe Tauern, Ostalpen). *Zeitschrift für Geomorphologie, NF Supp.* 16: 25–72.
- Patzelt G. 1977. Der zeitliche Ablauf und das Ausmass postglacialer Klimaschwankungen in den Alpen. [W:] B. Frenzel (red.), *Dendrochronologie und postglaciale Klimaschwankungen in Europa*. *Erdwissenschaftliche Forschung*, 13: 249–259.
- Rotnicki K. 1999. Problem holocenijskich transgresji Bałtyku Południowego na wybrzeżu środkowym Polski w świetle nowych danych z obszaru Niziny Gardzieńsko-Łebskiej. [W:] R.K. Borówka, Z. Młynarczyk, A. Wojciechowski (red.), *Ewolucja geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań–Szczecin, s. 121–139.
- Rotnicki K. 2001. Względne zmiany poziomu Bałtyku południowego na polskim wybrzeżu środkowym w holocenie w świetle badań Niziny Gardzieńsko-Łebskiej. [W:] K. Rotnicki (red.), *Przemiany środowiska geograficznego nizin nadmorskich południowego Bałtyku w wistulianie i holocenie*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, s. 63–80.
- Rotnicki K., Borówka R.K., Devine N. 1995. Accelerated sea level rise as a threat to the Polish Coastal Zone – quantification of risk. [W:] K. Rotnicki (red.), *Polish Coast: Past, Present and Future*. *Journal of Coastal Research*, spec. issue no 22: 111–135.
- Rotnicki K., Borówka R.K., Pazdur A., Hałas S., Krzywińska J., Witkowski A. 1999. Main phases of the Southern Baltic transgression on the Polish Middle Coast during the Holocene. *Quaternary Studies in Poland*, 16: 67–79.
- Rotnicki K., Borzyszkowska W. 1999. Przyspieszony wzrost poziomu morza i jego składowe na polskim wybrzeżu Bałtyku w latach 1951–1990. [W:] R.K. Borówka, Z. Młynarczyk, A. Wojciechowski (red.), *Ewolucja geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań–Szczecin, s. 141–160.
- Rotnicki K., Alexandrowicz S.W., Pazdur A., Goslar T., Borówka R.K. 2008. Fazy powstawania łebskiego systemu barierowo-lagunowego na podstawie przekroju geologicznego pod Rąbką. [W:] K. Rotnicki (red.), *Holocenijskie przemiany wybrzeży i wód południowego Bałtyku – przyczyny, uwarunkowania i skutki*. Ogólnopolska Konferencja Naukowa, Smołdzino, 6–9 maja 2008. Przewodnik terenowy, 15–16.
- Schumacher W. 2002. Coastal evolution of the Schaabe spit and the shoreline displacement curve for Rügen Island. [W:] R. Lampe (red.), *Holocene evolution of the South-Western Baltic coast – Geological, archaeological and palaeo-environmental aspects*. Field meeting of INQUA Subcommittee V „Sea-level Changes and Coastal Evolution. Western Europe”, September 22–27, 2002. *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 27: 55–60.
- Starkel L. 1999. 8500–8000 yrs BP Humid Phase – global or regional? *Science Reports of Tohoku University*, 7<sup>th</sup> series (Geography), 49 (2): 105–133.
- Streif H. 2004. Sedimentary record of Pleistocene and Holocene marine inundations along the North Sea coast of Lower Saxony, Germany. *Quaternary International*, 112: 3–28.
- Tobolski K. 1979. Zmiany lokalnej szaty roślinnej na podstawie badań subfosalnych osadów biogenicznych w strefie plaży koło Łeby. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 32A: 151–168.
- Tobolski K. 1987. Holocene vegetational development based on the Kluki reference site in the Gardno-Łeba Plain. *Acta Palaeobotanica*, 27(1): 179–222.
- Tobolski K., Pazdur M.F., Pazdur A., Awsiuk R., Bluszcz A., Walanus A. 1981. Datowania metodą <sup>14</sup>C subfosalnych drewnien występujących na mierzajach Niziny Gardzieńsko-Łebskiej. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 33A: 133–148.
- Turney C., Baillie M., Clemens S., Brown D., Palmer J., Pilcher J., Reimer P., Leuschner H.H. 2005. Testing solar forcing of pervasive Holocene climate cycles. *Journal of Quaternary Science*, 20(6): 511–518.
- Uścińowicz S. 2003. Relative sea-level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement in the Southern Baltic. *Polish Geological Institute, Special Papers*, 10: 1–80.
- Uścińowicz S., Miotk-Szpiganowicz G., Krąpiec M., Zachowicz J. 2008. Pnie drzew in situ na dnie południowego Bałtyku. [W:] K. Rotnicki, M. Woszczyk, J. Jasiewicz (red.), *Holocenijskie przemiany wybrzeży i wód południowego Bałtyku – przyczyny, uwarunkowania i skutki*. Ogólnopolska Konferencja Naukowa, Smołdzino, 6–9 maja 2008. Streszczenia referatów i posterów, 9–10.
- Wojciechowski A. 1990. Analiza litofacyjna osadów jeziora Gardno. *Wyd. Naukowe UAM, Geografia* 49: 1–242.
- Wojciechowski A. 2000. Zmiany paleohydrologiczne w środkowej Wielkopolsce w ciągu ostatnich 12 000 lat w świetle badań osadów jeziornych rynny

- kórnicko-zaniemyskiej. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, s. 1–236.
- Wojciechowski A. 2002. Cykliczność zmian klimatycznych i hydrologicznych holocenu i plenivistulianu w zapisie osadów jezior kórnicko-zaniemyskich. Ogólnopolska konferencja „Zmiany hydrologiczne Nizy Polskiego w świetle badań paleolimnologicznych”, Biskupin, 16–18 maja 2002.
- Wojciechowski A. 2007a. Holocene climate cycle in the record of the Kórnik-Zaniemyśl lake deposits, Great Poland Lowland. [W:] Eurasian Perspectives on Environmental Archaeology, Annual Conference of the Association for Environmental Archaeology (AEA), s. 222–223.
- Wojciechowski A. 2007b. Nowe profile malakologiczne z obszaru jeziora Łebsko i ich znaczenie stratygraficzne. [W:] W. Florek (red.), Geologia i geomorfologia półwyspu i południowego Bałtyku, 7: 101–127.
- Visbeck M. 2002. The ocean's role in Atlantic climate variability. *Science*, 297: 2223–2224.
- Yu S.-Y. 2003a. The Littorina transgression in south-eastern Sweden and its relation to mid-Holocene climate variability. LUNDQUA Thesis, 51: 1–84.
- Yu S.-Y. 2003b. Centennial-scale cycles in middle Holocene sea level along the southeastern Swedish Baltic coast. *Geological Society of America Bulletin*, 115(11): 1404–1409.
- Zeidler R.B., Wróblewski A., Miętus M., Dziadziuszko Z., Cyberski J. 1995. Wind, wave, and storm surge regime at the Polish Baltic Coast. [W:] K. Rotnicki (red.), Polish Coast: Past, Present and Future, *Journal of Coastal Research*, spec. issue no 22: 33–55.
- Zoller H. 1960. Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz. *Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft*, 83: 45–156.