

KAROL ROTNICKI

*Instytut Paleogeografii i Geoekologii
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza
Dzięgielowa 27, 61-6870 Poznań
e-mail: rotnicki@amu.edu.pl*

TRANSGRESJA MORSKA I JEJ SKUTKI

WSTĘP

Wielkie transgresje i regresje morskie, które miały miejsce w przeszłości geologicznej Ziemi są od dawna przedmiotem zainteresowania nauki. Poznajemy je na podstawie zapisu geologicznego. Jego interpretacja, dokonywana na podstawie przyjętych zasad (GIGNOUX 1950, MIALL 1990), pozwala określić zasięgi poziome tych procesów i ich wiek oraz estymować – na podstawie trójwymiarowego zapisu geologicznego – pionową skalę zmian poziomu oceanu, których skutkiem były transgresje i regresje, a także natężenie zmian w czasie. To teoretyczny aspekt poznawczy problemu transgresji morskich. Od pewnego jednak czasu, poznanie praw rządzących zmianami poziomu morza nabiera niezwykle istotnego znaczenia praktycznego.

Od najwcześniejszych dziejów ludzkich cywilizacji człowiek zasiedlał obszary nadmorskie i stał się wysoce zależny od zasobów

przyrodniczych strefy brzegowej, występujących zarówno w jej części lądowej jak i morskiej. Urodzajne niziny nadmorskie z wielkimi żyznymi deltami rzecznyymi i obfite w zasoby pokarmowe szelfy, równie pływowe oraz laguny, stanowiły wystarczającą atrakcyjność tych obszarów, a więc i motywację do ich zasiedlenia. Atrakcyjność ta rosła w miarę odkrywania dalszych praktycznych funkcji wybrzeży jako obszarów wyjściowych dla poznania zamorskiego świata, a później wymiany handlowej i rozwoju turystyki. Dzisiaj około 50% ludności świata żyje w pasie nadmorskim o szerokości 50 km (WILLIAMSON 1992), a ponad 100 milionów ludzi zamieszkuje obszary nadmorskie położone poniżej 1 m nad poziomem morza (DOUGLAS i PELTIER 2002). Z niepokojem obserwuje się więc rosnący współcześnie poziom oceanu światowego.

WZGLĘDNE I ABSOLUTNE ZMIANY POZIOMU MORZA I SPOSOBY ICH POMIARU

Na przestrzeni dziejów człowiek nauczył się bacznie obserwować zmiany poziomu morza i procesy zalewania przez morze nisko położonych obszarów nadmorskich, aby w porę dostosować się do skutków tych zmian (LAMB 1977, BEHRE 2007). Około 300 lat temu rozpoczęto systematyczne pomiary poziomu morza, zrazu w nielicznych miejscach. W Europie znajduje się 6 punktów pomiarowych, dla których serie obserwacyjne są dłuższe od 150–200 lat (CHURCH i współaut. 2001). Należy do nich

port w Świnoujściu, gdzie pomiary systematyczne rozpoczęto w 1812 r. (DZIADZIUSZKO i JEDNORAŁ 1987). Początkowo pomiary były dokonywane na łatach wodowskazowych umieszczonych w basenach portowych i przy ujściach rzek do morza. Później zastąpiono je mareografami posiadającymi jakąś formę zapisu i usuwającymi z pomiarów wpływ falowania. Trzeba jednak mieć na uwadze, że obserwacje naziemne rejestrują jedynie względne zmiany poziomu morza w stosunku do lądu i z tego powodu

natężenie zmian poziomu morza notowane w różnych mareografach jest różne, ponieważ względne zmiany poziomu morza są przestrzennie zróżnicowane. Na przykład, jeżeli dany punkt wodowskazowy pokazuje roczny przyrost poziomu morza o 6 mm, to nie wiadomo czy w rzeczywistości o tyle podnosi się poziom morza, czy może łąd obniża się w tym miejscu o 6 mm. Ta przykładowa wartość 6 mm stanowi po prostu arytmetyczną sumę zmiany poziomu morza i obniżania lub podnoszenia powierzchni lądowej – są tu możliwe następujące kombinacje liczbowe natężenia obydwóch tych procesów: (i) łąd obniża się o 2 mm, a poziom morza wzrasta o 4 mm, (ii) położenie łądu jest stabilne a poziom morza podnosi się o 6 mm, (iii) poziom morza jest stabilny a powierzchnia łądu obniża się o 6 mm, (iv) łąd podnosi się o 6 mm, a poziom morza podnosi się również, ale aż o 12 mm i wreszcie (v) łąd obniża się o 12 mm, a poziom morza obniża się jedynie o 6 mm. Tak jak różne są przyczyny zmian poziomu morza, o czym poniżej, tak różne są przyczyny zmian poziomu łądu, zmian negatywnych i pozytywnych. Najczęściej ich przyczyną są ruchy tektoniczne, zachodzące na skalę lokalną i regionalną, których natężenie jest zróżnicowane przestrzennie. Na obszarach, na których pojawiały się lądolody, sprężysta skorupa ziemską ugięła się pod ich ciężarem od kilkuset metrów pod centrum czaszy lodowej do kilkudziesięciu metrów pod jej strefą marginalną (MÖRNER 1980). Gdy lądolody zanikały rozpoczęły się ruchy odprężeniowe skorupy – powierzchnia łądu niegdyś obciążonego lodem zaczęła się podnosić. Te ruchy, choć mające obecnie natężenie szczątkowe, jeszcze trwają – podnoszą m. in. powierzchnię Skandynawii i otoczenia zatoki Hudsona w Ameryce Północnej. Są to ruchy glacjaostatyczne. W centrum dawnych czasz lodowych, jak na przykład w otoczeniu Zatoki Botnickiej, ich natężenie jeszcze dzisiaj wynosi 5–10 mm r⁻¹, czyli jest większe od absolutnego współczesnego wzrostu poziomu oceanu. Na takich obszarach obserwujemy regresję morza i przyrost powierzchni lądowej.

Powierzchnia łądu obniża się także pod wpływem kompaktacji utworów niedawno zdeponowanych. Kompaktacja to zagęszczenie osadów poprzez zmniejszanie porowatości i objętości pod wpływem ich własnego ciężaru i ciężaru utworów na nich zdeponowanych. Jest to proces powszechny

w strefie wybrzeży deltowych i barierowo-lagunowych. Tam więc względny wzrost poziomu morza jest na ogół większy, co jest okolicznością niekorzystną zważywszy na fakt, że delty rzeczne należą do najżyźniejszych i najgęściej zaludnionych obszarów świata. Nadmierna eksploatacja wód gruntowych również powoduje zagęszczenie utworów wodonośnych i obniżanie się powierzchni, czego skutkiem na obszarach wybrzeży jest większy względny wzrost poziomu morza.

Od początku lat 90. XX w. rozpoczęto systematyczne obserwacje absolutnych zmian poziomu oceanu światowego przy pomocy laserowej altymetrii satelitarnej (VILIBIĆ 1997, CABANE i współaut. 2001, FU i współaut. 2006, NEREM i współaut. 2006, 2007). Połączenie obserwacji naziemnych, mareograficznych z satelitarnymi umożliwi opracowanie modelu czasoprzestrzennego zmian poziomu oceanu światowego i pozwoli na określenie absolutnej wielkości zmiany poziomu oceanu światowego. Ze względu na rozmiary artykułu pominięto kwestię wpływu odchyłeń powierzchni oceanu światowego od kształtu geoidy na względne zmiany poziomu morza (MÖRNER 1995). Pomiar mareograficzny nadal jednak odgrywają zasadniczą rolę w zastosowaniach praktycznych. Są one powszechnie stosowane w opracowaniach prognoz natężenia wzrostu poziomu morza na danym obszarze, strategii ochrony łądu, zasobów przyrodniczych i socjoekonomicznych oraz konstrukcji scenariuszy zmian i zagrożeń wybrzeży do roku 2100. Z tego powodu powstał globalny system obserwacji poziomu morza (The Global Sea Level Observing System, GLOSS) obejmujący 290 stacji, rozmieszczonych w miarę równomiernie na świecie, którego celem jest dostarczenie w przyszłości wieloletnich serii obserwacyjnych, które umożliwią wykrycie długoterminowych trendów i skali przyspieszenia wzrostu poziomu oceanu światowego (VILIBIĆ 1997, WOODWORTH i współaut. 2003). Mieszkańców danego obszaru nadmorskiego interesuje przede wszystkim wartość natężenia względnego wzrostu poziomu morza, ponieważ to ono jest rzeczywistą miarą zagrożenia. Na wielu bowiem obszarach względny wzrost poziomu morza jest znacznie większy od absolutnego, mierzonego od pewnego czasu przy pomocy altymetrii satelitarnej.

POJĘCIE TRANSGRESJI MORSKIEJ NA TLE RÓŻNYCH PRZYCZYŃ ZMIAN POZIOMU MORZA

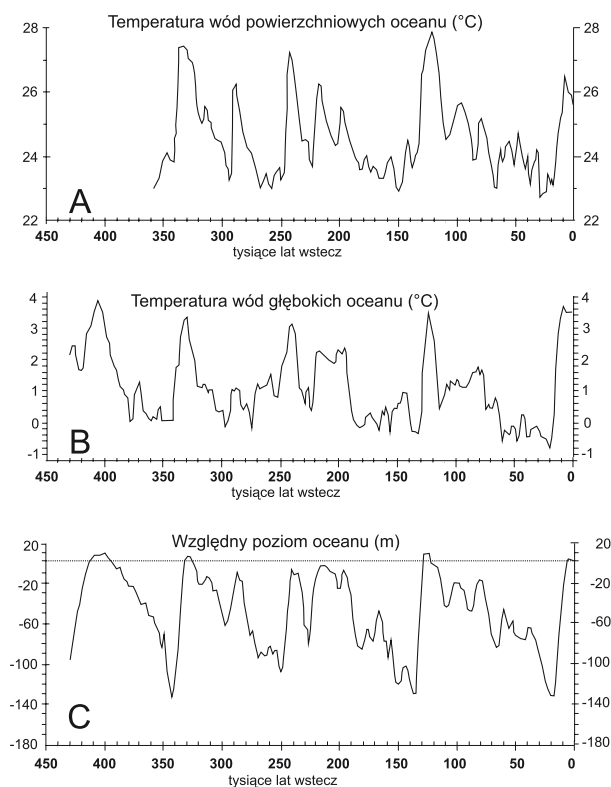
Transgresja morska to – to najogólniej mówiąc – zalewanie obszarów lądowych przez morze (Nowa Encyklopedia Powszechna PWN 1995). Mówi się także o wkraczaniu morza na ląd. Jest to proces działający w dłuższej skali czasowej, obejmującej okres od setek do milionów lat. Transgresją morską nie jest krótkookresowe zalewanie lądu przez morze w skali godzin i dni wskutek chwilowego podniesienia się poziomu morza, które może być wywołane pływami, działaniem silnych wiatrów w rezultacie pojawienia się określonej cyrkulacji atmosferycznej lub wystąpieniem zjawiska tsunami. To ostatnie może być skutkiem trzęsienia Ziemi w strefie dna oceanicznego lub wystąpienia wielkich podmorskich obrywów na zboczach bloków kontynentalnych. Regresja morska jest procesem przeciwnym do transgresji. Jest to cofanie się morza z zalanych lądów, w takiej samej skali czasowej, w jakiej ma miejsce transgresja.

Różne są przyczyny transgresji i regresji morskiej – jednak zawsze wynikają one ze zmian poziomu morza. Problem w tym, czy są to zmiany rzeczywiste, zwane także absolutnymi, czy zmiany względne (KEARNEY 2000, BIRD 2001). Zmiany rzeczywiste poziomu morza mają zawsze zasięg globalny i nazywamy je zmianami eustatycznymi (Suess 1906, SCHOPF 1980). Mogą one być wywołane zmianą kształtu basenów oceanicznych, a poprzez to ich pojemności lub zmianą masy i objętości wody wypełniającej te baseny (RUSSEL 1968, BERGER i WINTERER 1974, FORNEY 1975, LAMB 1977, SCHOPF 1980). W pierwszym przypadku zmiana poziomu morza następuje przy niezmiennym masie i objętości wody. Jej przyczyną jest zmiana natężenia procesu tzw. „spredingu” czyli rozprzestrzeniania się płyt bazaltowych tworzących się w strefie grzbietów środkowoceanicznych i tworzących później dno oceanu (RUSSEL 1968, BERGER i WINTERER 1974, FORNEY 1985). Szybsze przesuwanie się płyt powoduje, że strefa spęcznienia termalnego powstała w rejonie grzbietów środkowoceanicznych jest szersza, a dno oceaniczne przybiera kształt wypukły. Gdy proces ten odbywa się wolniej, wówczas strefa spęcznienia termalnego jest węższa, a dno staje się płaskie i położone niżej. Przy stałej masie i objętości wody oceanicznej powierzchnia oceanu podnosi się, gdy dno staje się wypukłe i obniża się, gdy dno staje się płaskie. Mówimy wówczas o

zmianach tektono-eustatycznych (BIRD 2001). Mają one miejsce od momentu ukształtowania się płyt oceanicznych i bloków kontynentalnych, czyli od co najmniej 3 miliardów lat (SCHOPF 1980). Sam proces zmian poziomu morza wywołany tymi przyczynami trwa miliony lat i powoduje zmiany poziomu oceanu – przy niezmiennym masie i objętości wód oceanicznych – o amplitudzie sięgającej do 400–500 metrów i jest przyczyną wielkich transgresji i regresji oceanicznych. Na przykład, w okresie ostatnich 500 milionów lat, czyli od początku ery paleozoicznej, poziom oceanu był o ponad 400 m wyższy od dzisiejszego na przełomie ordowiku i syluru, a później, pod koniec okresu kredowego, był wyższy o 250 m. Poziom niższy o kilkadziesiąt metrów od dzisiejszego, ocean osiągnął na przełomie permu i triasu (HALLAM 1984, MÜLLER i współaut. 2008). Podnoszący się w przeszłości poziom oceanu światowego były przyczyną rozległych transgresji, które zalewały ogromne obszary kontynentalne, natomiast w okresach obniżania się poziomu oceanu miały miejsce wielkie regresje morskie. Podczas których linie brzegowe przesunęły się o setki i tysiące kilometrów. Zdarzenia te są na ogół zauważalne dopiero w skali 10^6 – 10^7 lat. Najkrótsza skala czasowa, w której zaobserwowano wpływ „rozszerzania się” dna oceanicznego na poziom oceanu to skala cyklu glacialno-interglacialnego, czyli 10^5 lat (BLOOM 1971). Analizując więc współczesne zmiany poziomu oceanu światowego, zachodzące w ciągu kilkudziesięciu czy kilkuset lat, możemy pominąć zmiany objętości basenów oceanicznych jako ich przyczynę sprawczą.

Drużą główną przyczyną globalnych zmian poziomu oceanu światowego to zmiana masy i objętości jego wód. Wynika ona ze zmian klimatu. Warto dodać, że woda na Ziemi została uwolniona z jej wnętrza bardzo wcześnie, w pierwszym miliardzie lat jej istnienia. Od tego czasu przybyło jej jedynie o około 20% (SCHOPF 1980), a w okresie czwartorzędu, który trwa od 2,5 miliona lat przybyło jej w hydrosferze jedynie 0,014%. Różnice masy wody w hydrosferze wynikające z tego przyrostu w skali kilku czy nawet kilkudziesięciu milionów lat są niewykrywalne metodami geologicznymi. Z tego powodu, przy obliczeniach bilansowych dokonywanych w takiej skali czasowej zakładamy, że mamy do czynienia ze stałą ilością wody w hydrosferze.

Poziom oceanu światowego – jak zauważają DOUGLAS i PELTIER (2002) – jest pochodną wielu aspektów globalnego cyklu hydrologicznego, czyli cyklu obiegu wody w przyrodzie: parowania, opadu atmosferycznego, odpływu rzeczego, ale przede wszystkim rozmiarów retencji wody na kontynentach, zwłaszcza w postaci wiecznej zmarzliny, lodowców górskich, czas lodowych i wreszcie wielkich lądolodów kontynentalnych. Ta woda nie wraca do oceanu światowego podczas rozwoju zmarzliny, lodowców i lądolodów, co powoduje obniżanie poziomu oceanu i odwrotnie, gdy wskutek ocieplenia klimatu lodowce i lądolody topnieją a wieczna zmarzlina zanika, poziom oceanu podnosi

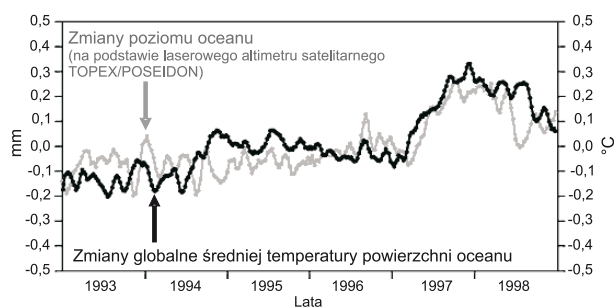


Ryc. 1. Temperatura wód oceanu i jego poziom w ostatnich czterech klimatycznych cyklach glacialno-interglacialnych.

A – na podstawie stosunku Mg/Ca i $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ w otwornicach *Globigerinoides ruber* w rdzeniu TR163-19 pobranym na północ od wysp Galapagos (LEA i współaut. 2002), B i C – na podstawie stosunku $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ w szkieletach bentosowych otwornic *Cibicides wuellerstorfi* i *Uvigerina* w kilku rdzeniach usytuowanych w średnich szerokościach północnego Atlantyku i południowego Oceanu Indyjskiego (WALBROECK i współaut. 2002). Wykresy uproszczone i zestawione przez autora.

się. Tak więc podczas maksimum zlodowacenia poziom oceanu światowego jest najniższy, niższy od dzisiejszego o 120–140 m (BLOOM 1971, BIRD 2001, KEARNEY 2000, CLARK i MIX 2002, LEA i współaut. 2002), a w okresach interglacialnych osiąga poziom dzisiejszy lub o kilka metrów wyższy, co zależy od warunków klimatycznych interglacialu. Istnieje ścisły związek między temperaturą przypowierzchniowej warstwy atmosfery a temperaturą wód powierzchniowych oceanu. Krzywa zmian poziomu oceanu światowego w cyklu glacialno-interglacialnym dokładnie naśladuje krzywą zmian temperatury powierzchniowych i głębinowych wód oceanu (Ryc. 1) i charakteryzuje się asymetrią mniejszą lub większą, lecz zawsze bardzo wyraźną. Polega ona na tym, że temperatura i poziom oceanu obniżają się powoli, a ocieplenie i wzrost poziomu oceanu następują bardzo szybko. W ostatnim cyklu glacialno-interglacialnym od optimum interglacialu emskiego (125 tys. lat temu) do pesimum termicznego i najniższego poziomu oceanu (20 tys. lat wstecz) upłynęło 100 tysięcy lat, podczas gdy okres dzielący pesimum termiczne ostatniego glacialu od następującego po nim optimum klimatycznego holocenu (8–5 tys. lat wstecz) trwał zaledwie 12–15 tysięcy lat.

Drugim czynnikiem klimatycznym wpływającym w pewnym stopniu na poziom oceanu światowego jest ciepło w nim zawarte, ponieważ gęstość wody, a więc i jej objętość, zależą m.in. od temperatury. Gdy ogrzewa się atmosfera, ogrzewa się również ocean. Wraz ze wzrostem temperatury zmniejsza się gęstość wody oceanicznej, a więc zwiększa się jej objętość, co powoduje podniesienie poziomu oceanu. Odwrotnie dzieje się, gdy ocean staje się chłodniejszy. W pierwszym przypadku mówimy o ekspansji termalnej, w



Ryc. 2. Zmienność globalnego średniego poziomu oceanu na podstawie altymetrii satelitarnej i średnia temperatura powierzchni oceanu w latach 1993–1998 (CAZENAVE i współaut. 1998).

drugim o kontrakcji termalnej. Szacuje się, że zmiana temperatury całego oceanu światowego o 1°C powoduje zmianę jego poziomu o 2 m (BIRD 2001). Reakcja poziomu oceanu na zmiany temperatury jest natychmiastowa

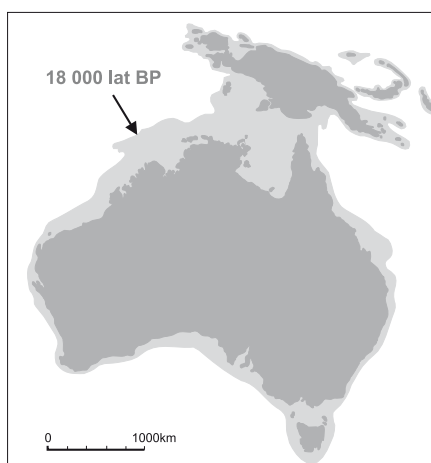
(CAZENAVE i współaut. 1998) (Rys. 2) i dlatego mówi się, że zmiana poziomu morza jest wskaźnikiem zmian klimatycznych (DOUGLAS 1995, DOUGLAS i PELTIER 2002).

TRANSGRESJE I REGRESJE MORSKIE W CYKLACH GLACJALNO-INTERGLACJALNYCH CZWARTORZĘDU

W miarę postępu wiedzy coraz bogatszy staje się zestaw metod, przy których pomocy można określić dawny poziom morza. Warto w tym miejscu poprzestać na najczęściej stosowanych. Najwyższy poziom morza określa się poprzez wyznaczenie rzędnej i wieku najdalszego zasięgu morskich osadów brzegowych, plażowych i wałów sztormowych. Poziom najniższy wyznacza się na podstawie najniżej położonych na szelfie morskim osadów lądowych pod osadami morskimi, na przykład torfów. Jeżeli warstwa torfu spoczywa na szelfie na głębokości 130–132 m w stosunku do dzisiejszego poziomu morza to oznacza to, że w tym czasie poziom morza musiał leżeć niżej. W ten sposób przy pomocy klasycznych metod geologicznych, wspomaganych metodami geomorfologicznymi, biologicznymi, geochemicznymi, izotopowymi, archeologicznymi i zapisami historycznymi (BIRD 2001, DOUGLAS i współaut. 2001) określono amplitudę zmian poziomu oceanu światowego w licznych cyklach glacialno-interglacialnych czwartorzędu na 120–150 m (BLOOM 1971, FAIRBRIDGE 1987, FAIRBANKS 1989, LAMBECK 1990, BIRD 2001, KEARNEY 2000, CLARK i MIX 2002). Do podobnych, niekiedy dokładniejszych wyników, doprowadza – stosowane coraz częściej modelowanie objętości i masy lodu w lądolodach, czasach lodowych i lodowcach górskich – w określonej wiekowo fazie rozwoju i zaniku – na podstawie ich zasięgu i przy zastosowaniu modelu glacio-isostaticznego przystosowania (Glacio-Isostatic Adjustment, GIA) (PELTIER 2002, MILNE i współaut. 2002).

Każda zmiana poziomu morza pociąga za sobą skutki przestrzennej zmiany położenia linii brzegowej. Wynika ona albo z „wkraczania” morza na ląd albo z wycofywania się morza z lądu. W skali lokalnej zasięg morza zmienia się także przy jego stałym poziomie, wskutek bądź erozji brzegów przez procesy falowania, głównie sztormowego, bądź sedymentacji. Może to być sedymentacja morska w strefie litoralnej, przybrzeżnej, która powoduje odcinanie zatok morskich systema-

mi mierzejowo-lagunowymi, a może to być sedymentacja lądowa, głównie rzeczna, powodująca wchodzenie delt w morze. Skutki określonej tej samej wartości zmiany poziomu morza, na przykład jego obniżenia o 120–140 m są przestrzennie zróżnicowane i zależne od ukształtowania dna morskiego sąsiadującego z kontynentem. Jeżeli kontynent nie posiada szelfu, np. Afryka, to bezpośrednio do niego przylega głęboki ocean. W takich miejscach znaczne obniżenie poziomu oceanu powoduje jedynie nieznaczne cofnięcie się linii brzegowej, natomiast tam gdzie kontynentom towarzyszą rozległe, płytkie obszary szelfowe, następuje znaczny przyrost powierzchni lądowej, a linia brzegowa cofa się o setki kilometrów. Tak rozległe regresje morskie miały miejsce wielokrotnie w okresie czwartorzędu na wielu obszarach Ziemi. Rozpocynały się one zawsze po optimum termicznym interglacjału i trwały do pesimum termicznego kolejnego glacjału, w którym lądolody, lodowce górskie i wieczna zmarzlina zawierały najwięcej lodu. Ostatnie pesimum termiczne, któremu towarzyszyło maksimum zlodowacenia i minimalny poziom oceanu światowego, leżący o 120–140 m poniżej dzisiejszego, miało miejsce 20 tysięcy lat temu. Regresja morska, która była skutkiem tak znacznego obniżenia się oceanu, rozpoczęła się po optimum klimatycznym ostatniego interglacjału około 120 tysięcy lat temu – trwała więc 100 tysięcy lat. W tym czasie nastąpiły liczne zmiany zarysów kontynentów i mórz jak np.: południowy brzeg Morza Północnego znajdował się około 600 km na północ od dzisiejszego, Kanał La Manche był pomostem lądowym, szerokie pomosty lądowe istniały pomiędzy Nową Gwineą a Australią (Rys. 3). Obszar morza Żółtego i północna część morza Chińskiego aż po Tajwan były lądem, podobnie jak południowa część Morza Południowo-Chińskiego między Borneo Malezją, Wietnamem Sumatrą i Jawą. Rozległy pomost lądowy pomiędzy Alaską i Azją miał wówczas około 1000 km szerokości.



Ryc. 3. Linia brzegowa oceanu w rejonie Australii i Nowej Gwinei podczas ostatniego maksimum glacialnego i minimum poziomu morza (BIRD 2001); BP (Before Present) oznacza lata wstecz od A.D. 1950.

Ostatnia wielka transgresja oceanu światowego rozpoczęła się około 20 tysięcy lat temu jako skutek ocieplania klimatu i topnienia lądolodów, lodowców górskich i wiecznej zmarzliny. Natężenie transgresji morskiej u schyłku ostatniego zlodowacenia było znacznie większe niż poprzedzającej ją regresji, wynikającej z ochładzania się klimatu na po-

czątku tego okresu. Ta prawidłowość działała również we wszystkich poprzednich cyklach glacialno-interglacialnych. Wynika ona z innej prawidłowości, polegającej na tym, że klimat ociepla się znacznie szybciej niż się ochładza. Natężenie wzrostu poziomu oceanu, obliczone przez autora, na podstawie bardzo dokładnej krzywej jego wzrostu w rejonie raf koralowych Barbadosu (PELTIER 2002) wynosiło w okresie od 20 do 7 tysięcy lat temu średnio 8 mm r^{-1} , natomiast największe osiągnęło wartość 19 mm r^{-1} w okresie od 15 do 13 tysięcy lat temu, gdy topnienie lądolodów było najszybsze. Prędkość poziomego przesuwania się linii brzegowej podczas transgresji Morza Północnego w okresie od 12 do 7,8 tysięcy lat temu, obliczona na podstawie mapy zawartej w pracy BEHRE (2007), wynosiła aż 125m na rok, czyli 33 cm na dzień. Około 6 tysięcy lat temu linia brzegowa oceanu światowego osiągnęła poziom niższy od dzisiejszego zaledwie o 2,5–3,5 m (CHURCH i współaut. 2001). Później miały miejsce pewne oscylacje związane z nieznacznymi zmianami poziomu (BIRD 2001, BEHRE 2007), których natężenie było niewielkie i wynosiło w ostatnich dwóch tysiącleciach $0,1\text{--}0,2 \text{ mm r}^{-1}$ (LAMBECK i BARD 2000). Panuje więc pogląd, że ostatnie tysiąclecia to okres wyraźnej stabilizacji poziomu oceanu światowego.

ZMIANY POZIOMU OCEANU ŚWIATOWEGO W OSTATNICH STU LATACH I ESTYMACJA JEGO WZROSTU DO 2100 ROKU

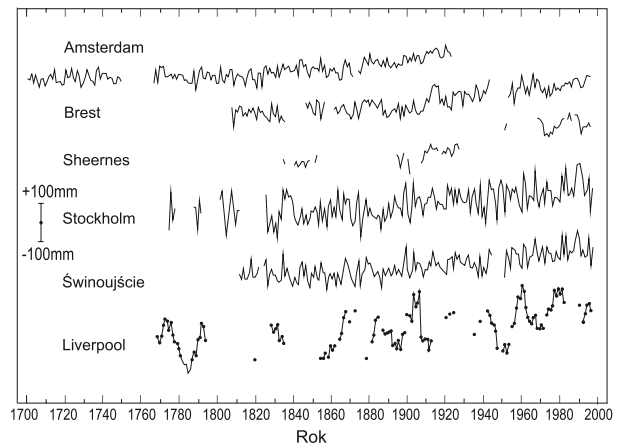
Określenie współczesnego natężenia zmian poziomu morza jest ważne zarówno z powodów naukowych jak i socjoekonomicznych (CAZENAIVE i NEREM 2004). Wielkość tego natężenia jest przedmiotem poważnych kontrowersji – różne metody dają odmienne wyniki (MILLER i DOUGLAS 2004). Zestawienie obserwacji mareograficznych, zwanych też bezpośrednimi, dotyczących natężenia zmian poziomu oceanu światowego w ostatnich stu latach, dokonane przez WHITE'A i współautorów (2001) na podstawie wielu zestawień obejmujących cały świat pozwala obliczyć średnie natężenie tego procesu na $1,7 \pm 0,4 \text{ mm r}^{-1}$ i zmienia się ono w różnych częściach świata od $1,2 \pm 0,4$ do $2,4 \pm 0,9 \text{ mm r}^{-1}$. Są to wartości uzyskane na podstawie danych mareograficznych, skorygowane w taki sposób, że usunięto z nich wpływ pionowych ruchów lądu. Podając te wartości pominięto zawichości i problemy metodologiczne związane z pomiarem poziomu morza i czynnikami, które utrudniają określenie

rzeczywistych zmian poziomu oceanu, jak na przykład problem odchyień jego powierzchni od kształtu geoidy ziemskiej (CLARK 1980, MÖRNER 1980, PUGH 1990). Natomiast metody pośrednie polegające na estymacji zmian objętości i masy wód oceanicznych wskutek topnienia lodowców górskich i lądolodów oraz ogrzewania oceanu wskazywałyby na to, że poziom oceanu podnosi się współcześnie jedynie o $0,5 \text{ mm r}^{-1}$ (MILLER i DOUGLAS 2004). To wszystko oraz czynniki, o których wspomniano przy omawianiu przyczyn względnych zmian poziomu morza powodują, że nie ma jednej uniwersalnej krzywej zmian poziomu oceanu, lecz istnieje szereg krzywych o zasięgu lokalnym bądź regionalnym. Podane wartości pokazują, że natężenie procesu w XX w. jest wyraźnie większe niż w ostatnich dwóch tysiącleciach. Tę zmianę przypisuje się globalnemu ociepleniu klimatu. (TITUS 1987, CHURCH i współaut. 2001). Dla dłuższych serii obserwacji mareograficznych, sięgających XVIII i XIX w., można za-

uważyć pewne przyspieszenie wzrostu poziomu oceanu, oceniane na $0,4\text{--}0,9\text{ mm r}^{-2}$ (WOODWORTH 1990), natomiast na podstawie danych pochodzących jedynie z XX w., zdaniem DOUGLASA (1992), nie można takiego przyspieszenia wzrostu wykryć. Problem jest trudny m.in. z uwagi na międzydekadowe i dłuższe okresy zmienności poziomu morza. Z tego powodu mareografy nie dostarczają wyraźnych wskaźników zmian klimatu w okresach krótszych niż kilkanaście dekad, a tak długookresowych ciągów obserwacyjnych jest jeszcze bardzo mało (DOUGLAS 1992). Sprawę komplikuje także fakt – wykryty przez satelitarną altymetrię – przestrzennie nierównomiernego rozkładu zmian poziomu morza, które w pewnych regionach przekraczają średnią wartość wzrostu nawet 10-krotnie (CAZENAVE i NEREM 2004). Został on wykryty przy pomocy laserowej altymetrii satelitarnej, którą zaczęto stosować w początku lat 90. XX w.. Gdy porównano dane z altymetrii satelitarnej dla lat 90. XX w. z danymi mareograficznymi, zauważono, że tzw. „nadrzeżny wzrost poziomu morza” (coastal sea level rise) jest szybszy od globalnego. Kilkunastoletni okres obserwacji satelitarnych jest jednak zbyt krótki aby wyciągać z tej różnicy daleko idące wnioski (WHITE i współaut. 2005). Niewykluczone bowiem, że szybszy od globalnego wzrost poziomu morza w tej strefie wynika z innych warunków panujących w strefach przybrzeżnych. Mogą na nie mieć wpływ spiętrzenia sztormowe, lokalne wiatry, dopływ wód słodkich z lądu itp. (WHITE i współaut. 2005).

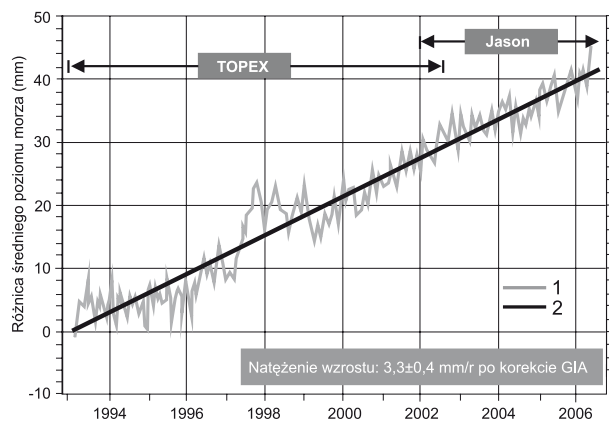
Ostatnio, potwierdziły się jednak wcześniejsze obliczenia WOODWORTHA (1990), które wskazywały na wzrost natężenia zjawiska w czasie. CHURCH i WHITE (2006) wykazali wyraźne przyspieszenie wzrostu poziomu oceanu dla serii czasowej 1870–2001 (Rys. 4). W latach 1870–1935 natężenie wzrostu wynosiło $0,71\pm 0,4\text{ mm r}^{-1}$, a w okresie 1936–2001, wzrosło do $1,84\pm 0,19\text{ mm r}^{-1}$. O tym, że natężenie wzrostu poziomu morza rośnie krzywoliniowo może świadczyć fakt, że według pomiarów satelitarnych natężenie to w latach 1994–2006 wyniosło aż $3,3\pm 0,4\text{ mm r}^{-1}$ (NEREM i współaut. 2007) (Rys. 5). Fakt ten znany był wcześniej z polskich wybrzeży Bałtyku na podstawie danych mareograficznych (ROTNIICKI i BORZYSZKOWSKA 1999).

Analiza zmian poziomu oceanu w XIX i XX w. wskazuje, że istnieje wyraźne przyspieszenie jego wzrostu. W latach 1820–1990



Ryc. 4. Najdłuższe serie obserwacyjne względnego poziomu morza w Europie Północnej (CHURCH i współaut. 2001).

poziom ten podniósł się o 20 cm. Najnowsze prognozy obliczone przy pomocy różnych modeli (CHURCH i współaut. 2001) przewidują według jednego scenariusza wzrost poziomu oceanu do 2100 r. w granicach od 14 do 70 cm przy najczęstszych wskazaniach od 27 do 52 cm. Wielkości te są zależne od tego o ile wzrośnie temperatura powietrza w przedziale od $1,4$ do $4,2^{\circ}\text{C}$. Według drugiego scenariusza, w którym skutki termalnej ekspansji i zmian masy lodu kontynentalnego i wiecznej zmarzliny obliczono przy pomocy innego modelu klimatycznych zmian w przedziale $1,5\text{--}4,5^{\circ}\text{C}$, globalny wzrost poziomu oceanu jest estymowany w przedziale $0,09\text{--}0,88\text{ m}$

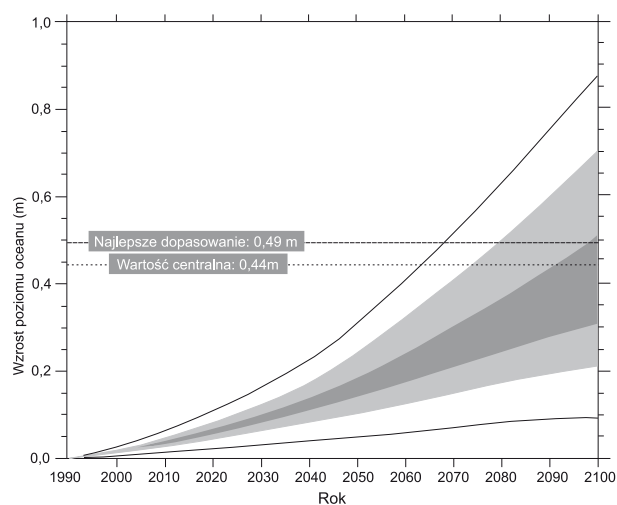


Ryc. 5. Zmiany globalnego średniego poziomu oceanu w latach 1994–2006 na podstawie pomiarów altymetrii satelitarnej w misjach TOPEX i Jason (wg NEREMA i współaut. 2007, zmieniona).

Tabela 1. Estymowany udział ekspansji termalnej i topnienia lodów kontynentalnych we wzroście poziomu oceanu światowego w latach 1990–2100 (wg CHURCHA i współaut. 2001).

Źródło wzrostu	Wartość centralna		Najlepsze dopasowanie	
	m	%	m	%
Ekspansja termalna	0,27	61,35	0,28	57,00
Lodowce górskie	0,13	29,56	0,16	32,70
Łądolód grenlandzki	0,04	9,11	0,06	12,30
Łądolód antarktyczny	-0,008	-1,82	-0,01	-2,00
Suma	0,44	100,00	0,49	100,00

przy wartości centralnej 0,49 m (Rys. 6). Natężenie procesu w okresie 1990–2100 będzie wzrastało, w zależności od przyjętego modelu i scenariusza, od 2,2 do 4,4 razy w stosunku do natężenia w XX w. Obliczono także, w jakim stopniu odpowiedzialna będzie za ten wzrost ekspansja termalna, a w jakim topnienie lodowców górskich i łądolodów (Tabela 1) (CHURCH i współaut. 2001). Według tych estymacji wzrost poziomu oceanu będzie w



Ryc. 6. Prognozowany globalny wzrost poziomu oceanu w latach 1990–2100 na podstawie 35 scenariuszy Ogólnego Modelu Cyrkulacji Atmosfera-Ocean (AOGCM); intensywniejszy odcień szarości oznacza zakres większej liczby scenariuszy (wg CHURCHA i współaut. 2001, zmieniona).

największym stopniu zależał od ekspansji termalnej (57–61%), w mniejszym stopniu od topnienia lodowców górskich (30–32%), a w najmniejszym od topnienia łądolodu grenlandzkiego (9–12%). Antarktyda z uwagi na minimalny przyrost masy lodowej, obserwowany od pewnego czasu, będzie zmniejszała natężenie wzrostu poziomu oceanu w granicach 2% (Tabela 1).

SKUTKI WSPÓŁCZESNEJ TRANSGRESJI MORSKIEJ

Skala obserwowanego współczesnego przyspieszonego wzrostu poziomu oceanu jest tego rzędu, że nie pozwala obserwować transgresji bezpośrednio. Jej skutki odczuwamy w sposób pośredni. Globalne ocieplenie to również zwiększenie dynamiki atmosfery, co powoduje że zwiększa się częstość, czas trwania i siła spiętrzeń sztormowych (NICHOLLS i współaut. 1999, ROTNICKI i BORZYSZKOWSKA 1999, ZHANG i współaut. 2000). To zjawisko wpływa z kolei na wielkość względnego wzrostu poziomu morza. Można to wyjaśnić w następujący sposób. Wyobraźmy sobie sytuację, w której przez cały rok X mareograf notuje zawsze ten sam stan, np. H=500 cm. Oznacza to, że jest to rok całkowicie bezwietrzny, a więc bez falowania wiatrowego i spiętrzeń sztormowych. Średni poziom morza będzie wynosił w tym roku 500

cm. W pierwszej połowie następnego roku Y sytuacja się powtarza (H=500 cm), natomiast przez całe drugie półrocze pojawia się spiętrzenie sztormowe o stałej sile i wysokości 50 cm, które powoduje podniesienie stanu wody do H=550 cm; średni stan dla tego roku wyniesie więc $(500+550)/2 = 525$ cm. Czy to oznacza, że poziom morza podniósł się z roku na rok o 25 cm? Oczywiście nie. Wzrosła natomiast średnia z zapisu stanów na mareografie. Należy uzmysłowić sobie, że w wartościach wzrostu poziomu oceanu notowanych na mareografach, tylko część to wzrost powolny, „czysty”, rzeczywisty, wynikający z ekspansji termalnej i topnienia lodów na kontynentach, pozostała część to efekt wzrostu dynamiki atmosfery, a więc wzrostu częstości, wysokości i gwałtowności spiętrzeń sztormowych, co w chwili obecnej

jest najbardziej widocznym i odczuwalnym przejawem zachodzących zmian klimatycznych na wybrzeżach. Powoduje to zwiększoną erozję brzegów morskich i wzrost natężenia ich cofania się – współczesny ocean w taki sposób wkracza na ląd – tak przejawia się współczesna transgresja morska. Szczególnie trudna jest sytuacja piaszczystych barier (mierzei), wysp koralowych, ale przede wszystkim wielkich delt rzecznych, takich jak Mississippi, Gangesu i Bramaputry, których powierzchnia z natury rzeczy ledwie wystaje nad poziom morza, nawet w odległości dziesiątki kilometrów od niego; w dodatku, znaczna ich część to obszary depresyjne, położone poniżej poziomu morza. Tam wzrost poziomu morza i towarzyszące mu spiętrzenia sztormowe, wywoływane coraz częstszymi cyklonami, zagraża egzystencji milionów ludzi. Natura takich obszarów powoduje, że spiętrzenia sztormowe sięgają daleko w głąb lądu. W dodatku, gdy pojawiają się jednocześnie z powodzią rzeczno-morską, przynoszą katastrofalne skutki: w 1971 r. zatopienie części Bangladeszu zabiło 300 tysięcy ludzi. Podniesienie się poziomu oceanu o 1 m, co nastąpi przed 2200 r. spowoduje zalanie 17% powierzchni Bangladeszu, na której zamieszkuje wiele milionów ludzi (MISDORP 1990). Wzrost poziomu oceanu o 50 cm do 2100 r. zatopi 10% bardzo gęsto zaludnionej powierzchni tego kraju.

Naturalna subsydencja to obniżanie powierzchni lądu wskutek kompaktacji młodych osadów delt rzecznych i barier piaszczystych (mierzei) pod wpływem ich własnego ciężaru.

W wielu miejscach efekt wzrostu poziomu oceanu, częstości spiętrzeń sztormowych i wysokich pływów na morzach pływowych jest potęgowany przez działalność człowieka, który wywołuje, lub zwiększa subsydencję wskutek eksploatacji ropy naftowej, gazu ziemnego, a przede wszystkim wód podziemnych, np. dla potrzeb przemysłu, intensywnego ogrodnictwa czy rozwoju turystyki. Pierwszy przykład to Wenecja. Plac Św. Marka leży na rzędnej 1,10 m n.p.m. – w 1980 r. była ona o 22 cm niższa niż w 1908 r. W tej wartości mieści się 3,6 cm subsydencji naturalnej, 9,1 cm wzrostu poziomu oceanu i aż 9,3 cm subsydencji antropogenicznej. W latach 1931–1945 jedynie 8 pływów przekroczyło

tę wysokość, wkraczając na Plac Św. Marka, podczas gdy od 1971 do 1985 r. aż 49 razy (SVABAGLIA i współaut. 1990). Przez siedem wieków Republiki Weneckiej (XII–XVIII w.) zanotowano mniej takich pływów (51) niż od 1914 do 1966 r., gdy wspomniany plac był zalewany 53 razy (SVABAGLIA i współaut. 1990). Powierzchnia delty Chao Phraya, na której znajduje się Bangkok, wskutek nadmiernej eksploatacji wód podziemnych, w latach 1933–1978 podlegała subsydencji 12 mm r⁻¹, a w końcu XX w. już 70 mm r⁻¹. Względny wzrost poziomu morza na brzegu tej delty w Zatoce Syjamskiej wynosi od 10 do 30 mm r⁻¹, podczas gdy absolutny wzrost poziomu oceanu wynosi obecnie 3,3 mm r⁻¹. Na delcie Chao Phraya znajduje się 5,5 miliony Bangkok (MISDORP 1990).

Inną przyczyną szybszego względnego wzrostu poziomu oceanu i zatapiania wielkich delt świata jest budowa zbiorników retencyjnych w górnych i środkowych biegach rzek, które zbudowały te delty, oraz budowa wałów przeciwpowodziowych wzdłuż ich dolnych i deltowych odcinków. Zbiorniki zaporowe zmniejszają o 85% transport zawiesiny, z której zbudowane są delty. Jeżeli koryta rzeczne na delcie są obudowane wałami przeciwpowodziowymi, to pozostałe 15% zawiesiny jest odtransportowane do morza (TITUS 1987). Obydwa rodzaje budowli hydrotechnicznych zatrzymały naturalny proces nadbudowy powierzchni delty i jej rozrostu. Działa jednak subsydencja i przyspieszony wzrost poziomu oceanu. W ten sposób delta Mississippi, której przyrost wynosił około 100 mil kwadratowych na rok do końca lat 20. XX w., traci od lat 60. XX w. od 30 do 60 mil kwadratowych rocznie¹. Aż 68,67% tych strat wywołały wymienione czynniki antropogeniczne (PENLAND i współaut. 2002). Te same procesy spowodowały gwałtowny wzrost erozji brzegu delty Nilu w rejonie Rosetty z 30–50 m r⁻¹ do 75–150 m r⁻¹ po wybudowaniu tamy asuańskiej na Nilu w 1964 (MISDORP 1990).

Podsumowując problematykę związaną ze współczesną transgresją morską należy wymienić spodziewane jej najważniejsze fizyczne skutki (TITUS 1990).

1. Zatopienie najniższej położonych obszarów, a więc tych leżących poniżej 0,5 m n.p.m. oraz powiększanie obszarów depre-

¹Informacja ustna uzyskana od Prof. Dr Shea Penlanda z Wydziału Geologii i Geofizyki Uniwersytetu w Nowym Orleanie otrzymana w dniu 9 marca 2003 r. w rejonie Fourchon Beach u ujścia Mississippi.

syjnych, co powoduje zmianę suchych obszarów lądowych w podmokłe i zabagnione, natomiast dzisiaj bagnistych w otwarte powierzchnie wodne.

2. Przesunięcie w kierunku lądu równi pływowej w strefie nadbrzeżnej mórz pływowych, czego skutkiem jest okresowe pojawianie się morza na dotychczasowym lądzie w cyklu zbliżonym do dobowego. Najbardziej zagrożone tymi dwoma pierwszymi skutkami są obszary delt rzecznych, inne niziny nadbrzeżne, niskie wybrzeża barierowo-lagunowe, i wyspy koralowe.

3. Zwiększona erozja brzegów morskich, zarówno klifów, jak i nizin nadmorskich, w tym rozległych nizin podmokłych marszów, posiadających ogromne znaczenie dla zachowania bioróżnorodności, zwłaszcza awiofauny. Ocenia się, że absolutne podniesienie poziomu oceanu o 40 cm do 2080 r. spowoduje utratę 22% podmokłych nizin nadmorskich i marszów, a tam gdzie czynniki antropogeniczne, omówione powyżej, zwiększają względny wzrost poziomu oceanu, ta utrata może osiągnąć nawet 70% (NICHOLLS i współaut. 1999). Zalanie lądu przez transgredujące morze, gdy jego poziom wzrasta o 0,5 m sięga dalej niżby to wynikało jedynie z położenia poziomicy 0,5 m n.p.m., ponieważ procesowi temu towarzyszy zwiększona erozja brzegów na co wskazuje tzw. „reguła Bruuna” (TITUS 1990, ZHANG i współaut. 2004). Wzrost dynamiki coraz cieplejszej atmosfery powoduje wzrost częstości i siły śpiętrzeń sztormowych (ROTNICKI i BORZYSZKOWSKA 1999, ZHANG i współaut. 2000), co powoduje znacznie intensywniejsze cofanie klifów i wkraczanie morza na ląd, a na wybrzeżach barierowo-lagunowych coraz częstsza erozja brzegów domorskich i przerzucanie przez sztormy materiału piaszczystego ponad barierą do laguny. Wyspy barierowe towarzyszące np. delcie Mississippi w czasie wzrostu poziomu morza w ubiegłym wieku są coraz częściej przerywane i rozmywane (TITUS 1990). Estymacje na najbliższe 100 lat mówią o 15–20%

wzroście intensywności przesuwania się brzegu morskiego. Na niskich wybrzeżach piaszczystych, gdzie w górnej części plaży powstały wcześniej systemy wydm przednich, stanowiących naturalną ochronę lądu przed erozją, teraz są one niszczone, co ułatwia dalszą erozję niskiego brzegu. Najbardziej zagrożone obszary nizin nadmorskich to południowa część basenu Morza Śródziemnego, Południowa i Południowo-Wschodnia Azja, wyspy koralowe Oceanu Indyjskiego i Pacyfiku, a dalej atlantyczne wybrzeża Ameryki Środkowej i Północnej, Karaiby i wybrzeża południowego Bałtyku (NICHOLLS i współaut. 1999). Szczególnie zagrożony jest obszar południowych i wschodnich wybrzeży Morza Północnego, szczególnie Holandii. Kraj ten jednak po katastrofalnym spiętrzeniu sztormowym w 1953 r. podjął wieloletni plan budowy systemu ochrony kraju, tzw. Projekt Delta. Budowę tego systemu zakończono w 1996 r. System ten ma chronić Holandię przed kilkumetrowym wzrostem poziomu oceanu i spiętrzeniami sztormowymi o prawdopodobieństwie wystąpienia raz na 4000 lat (DE RONDE 1990).

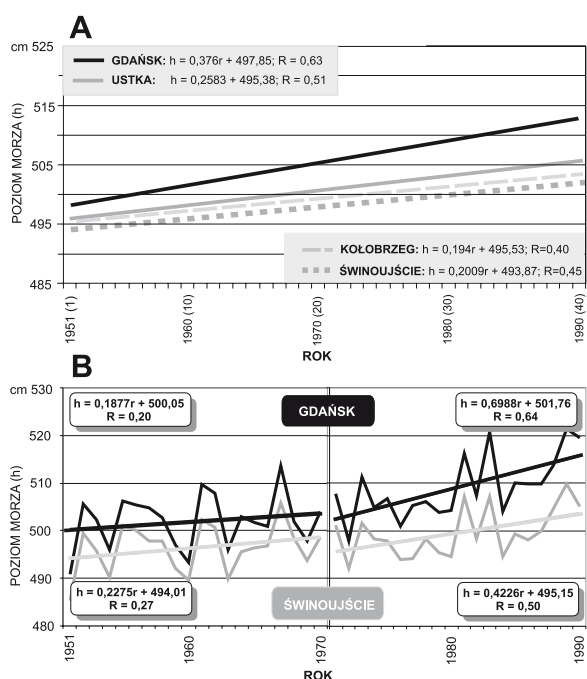
4. Intruzje słonych wód w strefy nadbrzeżne lądów. W miarę wzrostu poziomu oceanu wody słone w strefie nadbrzeżnego lądu podnoszą swój poziom powodując zmniejszanie miąższości występującego nad nim poziomu wód słodkich. Według reguły GHYBENA-HERZBERGA, Podniesienie poziomu oceanu o 1 cm powoduje, że spąg soczewki wody słodkiej pod piaszczystymi barierami podnosi się o 41 cm, co szybko spłaszcza tę soczewkę i prowadzi w końcu do jej zaniku (TITUS 1990). Zwiększa się również zasolenie podmokłych obszarów nadbrzeżnych oraz wody w estuariach, co narusza istniejące tam ekosystemy.

5. Wzrost zmętnienia wód przybrzeżnych. Wzmoczona erozja brzegów powoduje zwiększenie koncentracji zawiesiny w wodzie co zmienia wyraźnie warunki rozwoju w nich życia organicznego.

ZAGROŻENIA POLSKICH WYBRZEŻY BAŁTYKU

Na polskim wybrzeżu znajdują się 4 stacje mareograficzne mające ponad stuletnie obserwacje poziomu morza. Są to: Świnoujście (od 1812 r.), Kołobrzeg, Ustka i Gdańsk. Według DZIADZIUSZKI i JEDNORAŁA (1996), średni poziom morza podnosił się w Świnoujściu w okresie 1812–1990 o 0,79mm r⁻¹, a w Gdańsku (1886–1990) o 1,50mm r⁻¹. Względny

wzrost poziomu Bałtyku ma charakter krzywoliniowy. W II połowie XX w. natężenie procesu jest wyraźnie wyższe od obserwowanego w całym ponad stuletnim okresie. Warto też zauważyć, że w latach 1971–1990 jest znacznie wyższe niż w w poprzednim dwudziestolecu (Rys. 7, Tabela 2). Estymację względnego wzrostu poziomu morza do



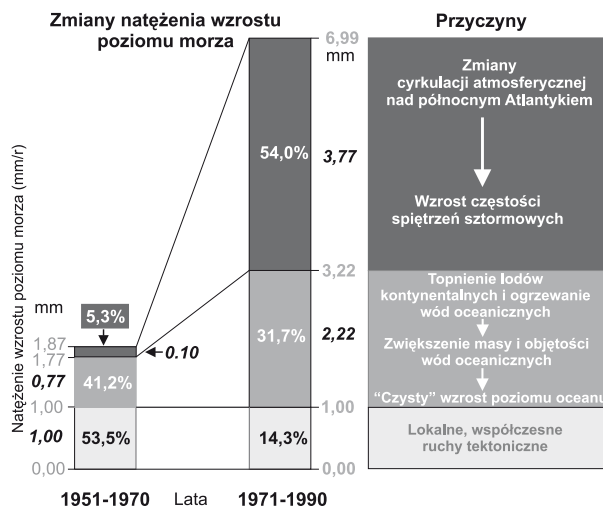
Ryc. 7. Wzrost średniego poziomu morza w czterech stacjach mareograficznych na polskim wybrzeżu Bałtyku.

A – w latach 1951–1990 i B – w rozbiu na dwa dwudziestolecia 1951–1970 i 1971–1990 (ROTNIKI i BORZYSZKOWSKA 1999).

2100 roku obliczono na podstawie równania regresji prostoliniowej dla lat 1971–1990 (ROTNIKI i BORZYSZKOWSKA 1999). Prognozowany wzrost – poza Gdańskiem – jest bardzo zbliżony do najlepszego dopasowania estymacji IPCC² wynoszącej 0,49m (CHURCH i współaut. 2001). Obserwuje się znaczny

Tabela 2. Natężenie względnego wzrostu poziomu Bałtyku na polskim wybrzeżu w czterdziestoleciu 1951–1990 i estymacja jego wzrostu do 2100 roku (ROTNIKI i BORZYSZKOWSKA 1999)

Stacja mareograficzna	Natężenie wzrostu w poszczególnych okresach			Estymacja wzrostu poziomu morza do 2100 r.
	1951–1990	1951–1970	1971–1990	
	mm r ⁻¹	mm r ⁻¹	mm r ⁻¹	cm
Świnoujście	2,01	2,27	4,23	42,3
Kołobrzeg	1,94	0,80	5,25	52,5
Ustka	2,58	0,79	3,95	39,5
Gdańsk	3,76	1,87	6,99	69,9



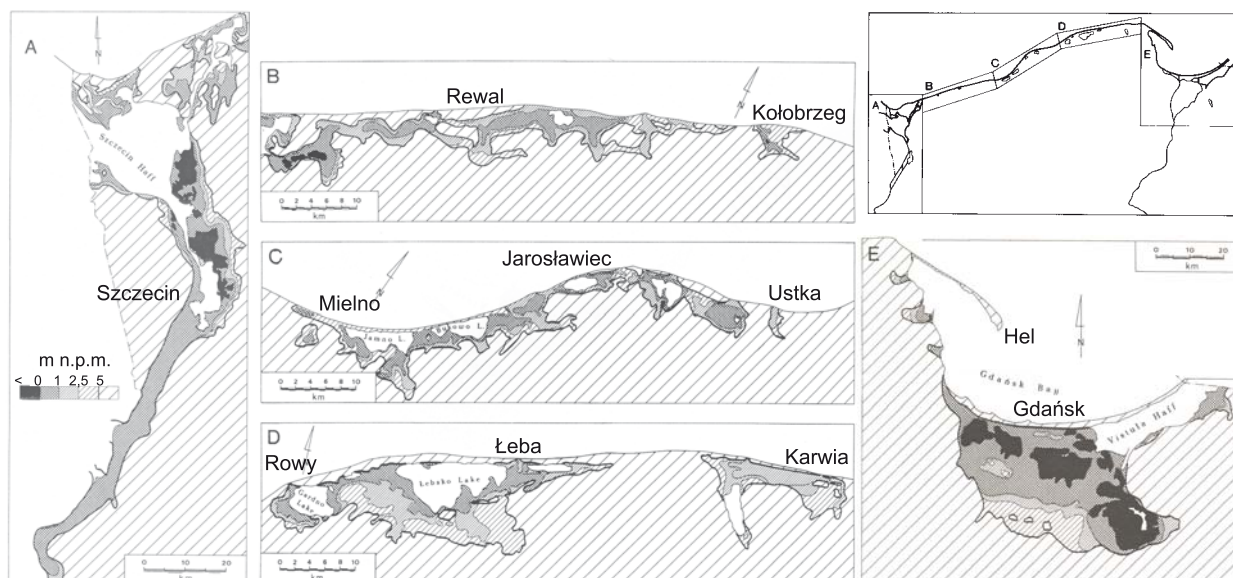
Ryc. 8. Główne składniki natężenia względnego wzrostu poziomu Bałtyku w Gdańsku i ich zmiany w czasie dwudziestolecia 1951–1970 i 1971–1990.

Na podstawie danych zawartych w pracy ROTNIKI i BORZYSZKOWSKIEJ 1999; natężenie współczesnych ruchów tektonicznych na podstawie ZUCHIEWICZA i współaut. 2007.

wzrost częstości wezbrań sztormowych, co jest tendencją ogólnoświatową (NICHOLAS i współaut. 1999, ZHANG i współaut. 2000). W latach 1971–1990, w stosunku do całego czterdziestolecia 1951–1990, częstość spiętrzeń sztormowych wzrosła w Świnoujściu o 26%, w Kołobrzegu o 40%, w Ustce o 45% a w Gdańsku aż o 75% (ROTNIKI i BORZYSZKOWSKA 1999). Liczba spiętrzeń sztormowych powyżej stanu alarmowego (570 cm), w kolejnych dziesięcioleciach

okresu 1951–1990, np we Władysławowie, wynosiła kolejno: 12, 11, 21, i 38 (DZIADZIUSZKO i MALICKI 1993). Wysoki wzrost wartości średniej poziomu morza w Gdańsku (6,99 mm r⁻¹) jest najprawdopodobniej spowodowany zwiększeniem częstości i wysokości spiętrzeń sztormowych na wybrzeżu gdańskim, wywoływanych przez wiatry północne. Przy tym kierunku wia-

²IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Changes



Ryc. 9. Obszary najbardziej zagrożone wzrostem poziomu Bałtyku na polskim wybrzeżu (ROTNICKI i BORÓWKA 1990).

tru mamy do czynienia z długim rozbiegiem fali sztormowej, co powoduje wysokie spiętrzenia wody na omawianym wybrzeżu. W całym czterdziestoleciu 1951–1990, natężenie względnego wzrostu średniej wartości poziomu morza wynosiło $3,76 \text{ mm r}^{-1}$, natomiast w pierwszym dwudziestoleciu, 1951–1970, natężenie wzrostu wynosiło jedynie $1,87 \text{ mm r}^{-1}$, z czego 1 mm (53,5%) przypadał na współczesne obniżające ruchy skorupy ziemskiej (ZUCHIEWICZ i współaut. 2007), $0,77 \text{ mm r}^{-1}$ (41,2%) na „czysty” wzrost, a jedynie $0,1 \text{ mm r}^{-1}$ wynikało z częstości spiętrzeń sztormowych (Rys. 8). W kolejnym dwudziestoleciu (1971–1990) istotnie zwiększyło się natężenie wzrostu poziomu morza do $6,99 \text{ mm r}^{-1}$ i zmieniła się struktura przyczyn wzrostu poziomu morza. Stałym składnikiem pozostawał 1 mm r^{-1} wynikający z współczesnych obniżających ruchów tektonicznych; jego procentowy udział zmniejszył się jednak do 14,3%. Następnym składnikiem wzrostu natężenia procesu w Gdańsku to „czysty” wzrost poziomu oceanu światowego. Jego natężenie bezwzględnie wzrosło z $0,77 \text{ mm r}^{-1}$ do $2,22 \text{ mm r}^{-1}$, ale udział procentowy tego składnika w całej wartości natężenia procesu zmniejszył się z 41,2% do 31,7%. Stało się tak dlatego, że wskutek znacznego wzrostu częstości stanów wysokich morza i spiętrzeń sztormowych w dwudziestoleciu 1971–1999, to one istotnie podniosły średnią wartość natężenia wzrostu poziomu morza. Udział składnika sztormowego wzrósł ogromnie w wartości

bezwzględnej z $0,10$ do $3,77 \text{ mm r}^{-1}$. Stał się on składnikiem dominującym (54,0%) wśród odpowiedzialnych za średnią wartość natężenia wzrostu poziomu morza w Gdańsku (Rys. 8). Ten przykład pokazuje, jak zmienia się w czasie struktura czynników mających wpływ na średnią wartość wzrostu poziomu morza. W całym czterdziestoleciu 1951–1990 udział spiętrzeń sztormowych w kształtowaniu wartości średniej wzrostu poziomu morza wyniósł jedynie 31,9%, to w drugim dwudziestoleciu tego okresu (1971–1990) wpływ spiętrzeń sztormowych na średnią wartość wzrostu poziomu morza stał się czynnikiem dominującym tego wzrostu (54,0%) (ROTNICKI i BORZYSZKOWSKA 1999). Wzrost częstości i wysokości spiętrzeń sztormowych dowodzi wzrostu dynamiki atmosfery i zmian jej cyrkulacji, co jest skutkiem ocieplania.

Najbardziej zagrożone obszary na Polskim wybrzeżu to Żuławy Wiślane i otoczenie Zalewu Szczecińskiego wraz z doliną dolnej Odry (Rys. 9). Według obliczeń z 1990 r. (ROTNICKI i BORÓWKA 1990), depresje obejmują 642 km^2 , z czego 85% przypada na Żuławy Wiślane, 14% na otoczenie Zalewu Szczecińskiego i dolinę dolnej Odry i tylko 1% na wybrzeże środkowe. Po wzniesieniu poziomu morza o $0,5 \text{ m}$, ten obszar bezpośredniego zagrożenia zwiększy się do 1720 km^2 . Ukształtowanie nizin nadmorskich w Polsce jest takie, że z obszaru położonego na wysokości od 0 do 1 m n.p.m. widocznego na mapkach (Rys. 9), aż 75% to powierzchnia leżąca na wysokości od

0 do 0,5 m n.p.m. – znajduje się ona więc w zasięgu bezpośredniego zagrożenia wzrostem poziomu morza do 2100 r. Jest to obszar zamieszkiwany przez ponad 100 tysięcy ludzi (ROTNIKI i BORÓWKA 1990). Procesy działające w danym środowisku reagują na wpływy zewnętrzne. Jeżeli w dolinie dolnej Odry obszar zagrożony sięga prawie do Kostrzyna (Rys. 9A), to nie oznacza to, że tak daleko będzie sięgała płytka zatoka morska. Oznacza to jednak, że zmieniają się tam w istotny sposób warunki środowiskowe. Podnoszenie się poziomu morza to coraz częstsze i dalej sięgające wlewy wód morskich w dolinę rzeczną, czyli tzw. „cofki”. Podpiętrzają one płynące z południa wody rzeczne i powodują coraz częstsze powodzie na równinie zalewowej. Skutkiem tego jest intensywniejsza depozycja zasolonych mąd rzecznych na równinie zalewowej, a przez to agradacja tej równiny, czyli

dostosowanie rzednych dna doliny do podnoszącego się poziomu morza. To czy podniesienie poziomu morza o 0,5 m spowoduje zwiększenie powierzchni jezior przybrzeżnych, otoczonych często torfowiskami, zależy będzie reakcji roślinności torfowiskowej. Jeżeli przyrost ich biomasy będzie nadążał za podnoszącym się poziomem wody, to nie spowoduje to zasadniczych zmian zasięgu przestrzennego jeziora i otaczających je torfowisk. W takiej sytuacji zwiększenie zasolenia wód tych zbiorników, spowoduje zmiany w szacie roślinnej i pojawienie się roślinności halofilnej. Wybrzeże środkowe, intensywnie wykorzystywane dla celów rekreacyjnych i turystycznych, jest zagrożone w sposób szczególnie dokuczliwy i niebezpieczny erozją brzegu morskiego i jego cofaniem się – dokonuje się to zwłaszcza podczas coraz częstszych i silniejszych spiętrzeń sztormowych.

ZAKOŃCZENIE

W świecie znane są następujące opcje reakcji człowieka na wzrost poziomu oceanu: (i) wycofanie się, (ii) adaptacja do nowych warunków i (iii) ochrona za wszelką cenę, tzw. „hard protection”. Wycofanie nie oznacza porzucenia istniejących osiedli. W niektórych krajach, jak np. w USA, sprawy te są regulowane prawnie i ich realizacja jest zabezpieczona w prawie karnym i cywilnym. Wycofanie to stopniowa relokacja osadnictwa z zagrożonej strefy na obszary bezpieczne w określonej perspektywie czasowej. Oznacza to demontaż zagrożonych osiedli, budynków i ulic, łącznie z ich infrastrukturą i wszelkimi zanieczyszczeniami i śmieciškami, jak np. na Long Beach Island (USA, stan New Jersey). Chodzi m.in. o zabezpieczenie szelfu morskiego przed zakwaszeniem wód, co mogłoby uruchomić rozpuszczanie węglanów i dodatkową, niekontrolowaną emisję CO₂. Należałoby życzyć sobie, aby podobne myślenie stało się powszechne wśród jednostek samorządowych różnych szczebli, a także władz państwowych na polskim wybrzeżu. Czy np. Jastrzębia Góra lub Ustronie Morskie biorą pod uwagę w planach rozwojowych opcję wycofania się? Dom nad klifem to dzisiaj sprawa zbyt kosztowna, zwłaszcza, że z reguły jego ochrona nie obciąża u nas właściciela, lecz podatnika.

Opcja dostosowania, to np. powszechne konstruowanie domów na palach nad Zatoką Meksykańską i na niskich barierach

piaszczystych wybrzeża atlantyckiego USA. Ochrona za wszelką cenę to np. otoczenie zagrożonych miast, jak Nowego Orleanu czy Houston, groblami ziemno-betonowo-stalowymi. O wyborze opcji decyduje rachunek ekonomiczny, a więc wartość zagrożonego obszaru lub jego wartość pozaekonomiczna, wartość kulturowa. Dotyczy to miejsc występowania tzw. światowego dziedzictwa kulturowego ludzkości, np. Wenecji, lub obszarów bezcennych z uwagi na unikalne zasoby bioróżnorodności.

Trzeba pamiętać, że pojęcie strefy wybrzeża jest tu stosowane bardzo umownie. Na Żuławach Wiślanych i w otoczeniu Zalewu Szczecińskiego strefa zagrożona wzrostem poziomu morza sięga w głąb lądu na odległość kilkudziesięciu kilometrów. Z tego powodu opracowanie planów ochrony wybrzeży i zabezpieczenie odpowiednich środków finansowych wykracza poza poziom i możliwości poszczególnych instytucji branżowych i samorządowych – wymaga to opracowania odpowiedniej strategii na poziomie państwa. Nie ma dzisiaj na świecie państwa, może poza Holandią, które mogłoby ponieść ciężar finansowy ochrony całego wybrzeża. Z tego powodu konieczne jest widzenie całościowe problemu w skali państwa i wybór poszczególnych opcji zachowań w odniesieniu do poszczególnych obszarów wybrzeża i skupienie ochrony na obszarach najważniejszych.

MARINE TRANSGRESSION AND ITS EFFECTS

Summary

The paper assesses the current state of knowledge about marine transgressions in the past and the contemporary sea-level rise as a result of a global change in the climate, *viz.* its warming. Next, the main tectonic and climatic causes of absolute and relative changes in the sea-level are considered. Marine transgressions controlled by climate are caused by melting of glaciers, inland ices and permafrost. Warming of ocean water due to rise of atmospheric temperature is the next reason of sea level rise and marine transgression. In consequence, low lying areas, like river deltas, coastal alluvial plains, sandy barriers and coral islands are flooded. The tendency and rate of the sea-level rise over the last 150 years is discussed against the background of what we know about the recent geological past, namely the end of the last Pleistocene Glaciation, during which the rate of sea-level change was much more rapid than today. Great marine transgression was the result of

disappearance of inland ices, ice caps, and permafrost since 20 thousands years. In consequence, many areas were flooded and coast lines were shifted some tens and hundreds kilometers. The rate of the present day sea-level rise is about 3.3 ± 0.4 mm yr⁻¹ and seems to be accelerated. Our knowledge of the past warns us that a rise in the sea-level of 0.5 m over the next one hundred years is a real danger for all low lying areas which are dense populated. In turn, an estimation is made of the sea-level rise by the year 2100, and the physical effects of this process on coastal zone. In the Polish coastal zone the threatened area include 1720 km², mainly in the Vistula River Delta and in the Lower Odra valley in the vicinity of the Szczecin Haff. The paper closes with a discussion of the choice of responses to the danger for the coastal zone posed by the sea level rise that are open to man.

LITERATURA

- BEHRE K.-E., 2007. *A new Holocene sea-level curve for the southern North Sea*. Boreas 36, 82-102.
- BERGER W. H., WINTERER E. L., 1974. *Late stratigraphy and the fluctuating carbonate line*. [W:] *Pelagic sediments: On Land and under the Sea*. HSÜ K. J., JENKYN H. C. (red.). International Association of Sedimentologists, 11-48.
- BIRD E., 2001. *Coastal Geomorphology*. Wiley & Sons, 1-322.
- BLOOM A. L., 1971. *Glacial-Eustatic and Isostatic Controls of Sea Level Since the Last Glaciation*. [W:] *The Late Cenozoic Glacial Ages*. TUREKIAN K. K. (red.), Yale University Press, 355-379.
- CABANES C., CAZENAVE A., LE PROVOST C., 2001. *Sea Level Rise During Past 40 Years Determined from Satellite and in Situ Observations*. Science 294, 840-842.
- CAZENAVE A., DOMINH K., GENNERO M. C., FERRET B., 1998. *Global mean sea level changes observed from TOPEX-POSEIDON and ERS-1*. Phys. Chem. Earth 23, 1069-75.
- CAZENAVE A., NEREM R. S., 2004. *Present-day sea level change: Observations and causes*. Rev. Geophys. 42, 1-20.
- CHURCH J. A., WHITE N. J., 2006. *A 20th century acceleration in global sea-level rise*. Geophys. Res. Letters 33, L01602.
- CHURCH J. A., GREGORY J. M., HUYBRECHTS P., KUHN M., LAMBECK K., NHUAN M. T., QIN D., WOODWORTH P. L., 2001. *Changes in Sea Level*. [W:] *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC*. HOUGHTON J. T., DING Y., GRIGGS D. J., NOGUER M., VAN DER LINDEN P. J., DAI X., MASKELL K., JOHNSON C. A. (red.). Cambridge University Press, Cambridge, New York, 639-693.
- CLARK J. A., 1980. *A numerical model of worldwide sea level changes on a viscoelastic earth*. [W:] *Earth rheology, isostasy and eustasy*. MÖRNER N. A (red.). Wiley & Son, 525-534.
- CLARK P. U., MIX A. C., 2002. *Ice sheet and sea level of the Last Glacial Maximum*. Quater. Sci. Rev. 21, 1-7.
- DE RONDE J. G., 1990. *Environmental impact of enclosure dams in the Netherlands*. [W:] *Changing climate and the coast. 1*. TITUS J., WEDGE R., PSUTY N. FANCHER (red.). US Army Corps of Engineers, Environmental Protection Agency, National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington, 229-234.
- DOUGLAS B. C., 1995. *Global sea level change: Determination and interpretation*. Rev. Geophys. 33, 1425-1432.
- DOUGLAS B. C., KEARNEY M. S., LEATHERMAN S. P., 2001. *Sea level rise - history and consequences*. Int. Geophys. Ser. 75, 1-232.
- DOUGLAS B. C., PELTIER W. R., 2002. *The Puzzle of Global Sea-Level Rise*. Physics Today 55, 35-41.
- DZIADZIUŠKO Z., JEDNORAŁ T., 1987. *Wahania poziomu morza na polskim wybrzeżu Bałtyku*. Materiały i Studia Oceanologiczne 52, 215-238.
- DZIADZIUŠKO Z., MALICKI J., 1993. *Wzrost zagrożenia powodzią sztormowymi polskiego wybrzeża Bałtyku*. Gazeta Obserwatora IMGW 42, 6-12.
- DZIADZIUŠKO Z., JEDNORAŁ T., 1996. *Zagrożenia powodziowe powodowane spiętrzaniem sztormowymi u brzegów Bałtyku i Zalewu Wiślanego*. Wiadomości Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej, XIX (XL), 123-133.
- FAIRBANKS R. G., 1989. *A 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.
- FAIRBRIDGE R. W., 1987. *The spectra of sealevel in a Holocene time frame*. [W:] *Climate: History, Periodicity and Predictability*. RAMPINO M. R., SANDERS J. E., NEWMAN W. S., KONGSSON L. K. (red.). Van Nostrand, New York, 127-142.
- FORNEY G. G., 1975. *Permo-Triassic sea-level change*. J. Geol., 83, 773-779.
- FU L. L., TRAON P.-Y., 2006. *Satellite altimetry and ocean dynamics*. Comptes Rendus Geosci. 338, 1063-1076.
- GIGNOUX M., 1950: *Géologie Stratigraphique*. Masson & C^{ie}, Paris.
- HALLAM A., 1984. *Pre-Quaternary Sea-Level Changes*. Ann. Rev. Earth Plan. Sci. 12, 205-243.

- KEARNEY M. S., 2000. *Late holocene sea level variations*. [W:] *Sea Level Rise*. DOUGLAS B. C., KEARNEY M. S., LEATHERMAN S. P. (red.). Academic Press A Harcourt Science and Technology Company, San Diego, 13–36.
- KRAFT J. C., CHRZASTOWSKI M. J., BELKNAP D. F., TOSCANO M. A., FLETCHER C.H., 1987. *Morphostratigraphy, sedimentary sequences and response to a relative rise in sea level along the Delaware coast*. [W:] *Sea Level Fluctuation and Coastal Evolution*. NUMMEDAL D., PILKEY O.H., HOWARD J. D. (Red.). Tulsa Oklahoma: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, *Special Publication*, 41, 129–144.
- LAMB H. H., 1977. *Climate. Present, Past and Future. 2: Climatic history and the future*. Methuen & Co LTD, 1–835.
- LAMBECK K., 1990. *Late Pleistocene, Holocene and present sea-levels: constraints on future change*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (Global and Planetary Change section) 89, 205–217.
- LAMBECK K., BARD E., 2000. *Sea level change along the French Mediterranean coast since the time of the Last Glacial Maximum*. *Earth Planet. Sci. Lett.* 175, 203–222.
- LEA D. W., MARTIN P. A., PAK D.K., SPERO H. J., 2002. *Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core*. *Quater. Sci. Rev.* 21, 283–293.
- MIALI A. D., 1990. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer Verlag, New York, Berlin, Heidelberg, London, Paris, Tokyo, Hong Kong.
- MILLER L., DOUGLAS B. C., 2004. *Mass and volume contributions to twentieth-century global sea level rise*. *Nature* 428, 406–409.
- MILNE G. A., MITROVICA J. X., SCHRAG D. P., 2002. *Estimating past continental ice volume from sea-level data*. *Quater. Sci. Rev.* 21, 361–376.
- MISDORP R., 1990. *Existing Problems in Coastal Zones: A Concern of IPCC?* [W:] *Changing Climate and the Coast. 1*. TITUS J., WEDGE R., PSUTY N. FANCHER (red.). US Army Corps of Engineers, Environmental Protection Agency, National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington, 95–100.
- MÖRNER N. A., 1980: *Fennoscandian Uplift: Geological Data and their Geodynamical Implication*. [W:] *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. MÖRNER N. A. (red.). Wiley & Son, 251–284.
- MÖRNER N. A., 1995: *Sea level changes*. *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Supplement Band 102*, 223–232.
- MÜLLER R. D., SRDOLIAS M., GAINA C., STEINBERGER B., HEINE C., 2008. *Long-Term Sea-Level Fluctuations Driven by Ocean Basin Dynamics*. *Science* 319, 1357–1362.
- NEREM R. S., LEULIETTE É., CAZENAVE A., 2006. *Present-day sea-level change: A review*. *Comptes Rendus Geosciences*, 338, 1077–1083.
- NEREM R. S., CAZENAVE A., CHAMBERS D. P. FU L. L. LEULIETTE E. W., MITCHUM G. T., 2007. *Comment on "Estimating future sea level change from past records" by Nils Axel Mörner*. *Global and Planetary Change* 55, 358–360.
- NICHOLLS R. J., HOOZEMANS M. J., MARCHAND M., 1999. *Increasing flood risk and wetland losses due to global sea-level rise: regional and global analyses*. *Global Environ. Change* 9, S69–S87.
- PELTIER W. R., 2002. *On eustatic sea level history: Last Glacial Maximum to Holocene*. *Quater. Sci. Rev.* 21, 377–396.
- PENLAND S. BEAL A. D., BRITSCH L. D., JEFFRESS S., 2002. *Geologic classification of coastal land loss between 1932 and 1990 in the Mississippi River Delta Plain, Southern Louisiana*. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 52, 799–807.
- PUGH D., 1990. *Sea-level change and challenge*. *Nature & Resources, Ocean and Coastal Res.* 26, 36–46.
- ROTNICKI K., BORÓWKA R. K., 1990. *Impact of a future sea level rise in the Polish Baltic coastal zone*. [W:] *Changing Climate and the Coast. 2*. TITUS J., WEDGE R., PSUTY N., FANCHER J. (red.). US Army Corps of Engineers, Environmental Protection Agency, National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington, 247–263.
- ROTNICKI K., BORZYSZKOWSKA W., 1999. *Przyspieszony wzrost poziomu morza i jego składowe na polskim wybrzeżu Bałtyku w latach 1952–1990*. [W:] *Ewolucja geosystemów nadmorskich południowego Bałtyku* (BORÓWKA R. K., MLYNARCZYK Z., WOJCIECHOWSKI A. (red.)). Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań-Szczecin, 141–160.
- RUSSEL K. L., 1968. *Oceanic ridges and eustatic changes in sea level*. *Nature* 218, 861–862.
- SCHOFF T. J. M., 1980. *Paleoceanography*. Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts and London, England.
- SUESS E., 1906: *The Face of the Earth*. Clarendon Press, Oxford.
- SVABAGLIA A., CLINI C., DE SIERVO F., FERRO G., 1990. *Venice: an anticipatory experience of problems created by sea level rise*. [W:] *Changing Climate and the Coast. 2*. TITUS J., WEDGE R., PSUTY N. FANCHER (red.). US Army Corps of Engineers, Environmental Protection Agency, National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington, 139–159.
- TITUS J. G., 1987. *Sea level rise and wetland loss: an overview*. [W:] *Greenhaous Effect-Sea Level Rise and Coastal Wetlands*. TITUS J. G. (Red.). United States Environmental Protection Agency, Washington, 1–35.
- TITUS J. G., 1990. *An Overview of the Effects of Global Warming on the Coast*. [W:] *Changing Climate and the Coast. 1*. TITUS J., WEDGE R., PSUTY N. FANCHER (red.). US Army Corps of Engineers, Environmental Protection Agency, National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington, 63–85.
- VILIBIĆ I., 1997. *Global sea level rise? New technique for the absolute sea level measurement*. *Geofizika* 14, 119–131.
- WAELEBROECK C., LABEYRIE L., MICHEL E., DUPLESSY J. C., MCMANUS J. F., LAMBECK K., BALBON E., LABRACHERIE M., 2002. *Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records*. *Quater. Sci. Rev.* 21, 295–305.
- WHITE N. J., CHURCH J. A., GREGORY J. M., 2005. *Coastal and global averaged sea level rise for 1950 to 2000*. *Geophysic Res Letters* 32, 1–4.
- WILLIAMSON P., 1992. *Reducing Uncertainties; Coastal Connections*. IGBP, Stockholm, 19–21.
- WOODWORTH P. L., 1990. *A search for acceleration in records of European eman sea levl*. *Int. J. Climatol.* 10, 129–143.
- WOODWORTH P. L., AARUP T., MERRIFIELD M., MITCHUM G. T. LE PROVOST C., 2003. *Measuring Progress of the Global Sea Level Observing System*. EOS, Transactions American Geophysical Union, 84, 565.
- ZHANG K., DOUGLAS B., C., LEATHERMAN S. P., 2000. *Twentieth-Century storm activity along the U.S. East Coast*. *J. Climate* 13, 1748–1761.
- ZUCHIEWICZ W., BADURA J., JAROSIŃSKI M., 2007. *Neotectonics of Poland: an overview of active faulting*. *Studia Quaternaria* 24, 5–20.