



Zmiany poziomu morza – przyczyny, skale czasowe i historia ich poznania

Tomasz Boski¹, Andrzej Wilamowski²



T. Boski



A. Wilamowski

Sea level changes – causes, time scales and the history of their recognition. Prz. Geol., 68: 820–823.

A b s t r a c t. Sea level changes provoked by multiple forcings that act in a wide range of time scales attracted human interest for several millennia. However, the bases of modern understanding of this phenomenon and its quantitative expression were achieved during the last two centuries. At present, owing to a series of altimetric observations made by 4 satellite missions in the last 30 years, the mean sea level (MSL) rise calculated for the whole Earth is estimated to be 3–3.5 mm per year, with at least half of this value being attributable to human-induced climate warming. About 125,000 years ago, during the last interglacial (Eemian) that was warmer than the current period, the MSL was about 5 m higher than today. Approximately 116,000 years ago, the sea level began to decline as a result of gradual cooling of the climate

that led to glaciation, which in the Northern Hemisphere had a climax at 20–30 ka BP. The transition from the last glacial maximum to the current warm period, covering the last 20,000 years, includes the transfer of about $35 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ of water from melting ice caps of the Northern Hemisphere to the oceanic reservoir, causing an increase in sea level of about 130 m. The average rate of MSL rise was about 10 mm per year, although over the last seven millennia, the MSL rising rate dropped to about 1–1.5 mm per year. These changes are considered representative of the natural variability of the Earth's climate system over the past 2 million years.

Keywords: sea level change, geological record, tide gauge record, satellite altimetry, anthropogenic impact

Ostatnie dziesięciolecia są najcieplejsze w prawie 200-letnim okresie rejestrowania temperatury powietrza na Ziemi, a według Międzypaństwowego Zespołu ds. Zmian Klimatu przy ONZ (IPCC) to człowiek ponosi bezpośrednią odpowiedzialność za ten stan rzeczy. Na skutek spalania paliw kopalnych i wycięcia lasów zawartość dwutlenku węgla w atmosferze wzrosła w ciągu ostatnich 150 lat o 45% w stosunku do naturalnego maksimum, jakie nastąpiło w czasie ostatniego miliona lat (Oliva, Fernandez, 2020). Jeżeli proces ten nie zostanie zatrzymany, do 2100 r. średnia temperatura na powierzchni Ziemi podniesie się przynajmniej o 1,5°C, a być może i do 4°C (IPCC, 2019).

Jedną z konsekwencji ocieplenia klimatu są zagrożenia narastające na przybrzeżnych obszarach mórz i oceanów, spowodowane podnoszeniem się poziomu wody w tych akwenach (Hinkel i in., 2014; Martinez i in., 2016). Częścią naszej medialnej codzienności stały się spektakularne obrazy domów spadających do morza w strefie przybrzeżnej, pogrążanie się atoli na Pacyfiku i Oceanie Indyjskim, powódzie na ulicach Dżakarty, znikanie plaż w Brazylii i cofanie się klifów bałtyckich. Nic dziwnego, że precyzyjne informacje o tempie wzrostu poziomu wód oceanu światowego są niezbędne do opracowania strategii zarządzania strefami nadbrzeżnymi, które są zasiedlone przez ponad 2 miliardy ludzi.

Polska ma szczególnie istotne powody do opracowania długoterminowej polityki zarządzania strefą brzegową morza, ponieważ nadbrzeżna strefa Bałtyku jest zbudowana z nieskonsolidowanego i łatwo erodowalnego osadu,

przez co linia lądu szybko cofa się na skutek wzrostu poziomu wód morskich oraz zmniejszenia dopływu osadów rzecznych, które są przechwytywane przez zapory wodne.

Wodne zasoby świata są zgromadzone w trzech połączonych ze sobą rezerwuarach: wód oceanicznych (96% zasobów), wód kontynentalnych (1%) i lodowym (3%). Ten ostatni stanowią głównie czapy lodowe Antarktyki oraz Grenlandii. Ocenia się, że całkowite stopnienie tych mas lodu mogłoby podnieść poziom światowego oceanu o 76 m. Transfer wody z jednego rezerwuaru do drugiego nie jest jedyną przyczyną wahań poziomu morza.

Lokalnie obserwowany poziom morza, który intuicyjnie rozpoznajemy jako pozycję lustra wody w stosunku do ustalonego punktu odniesienia, zwykle położonego na wybrzeżu, zależy głównie od czterech czynników:

- zmian objętości zbiornika oceanicznego;
- pionowych ruchów powierzchni lądu lub dna morskiego;
- ilości wody zawartej w każdym z trzech wymienionych rezerwuarów wody;
- temperatury wody, której wzrost powoduje rozprężenie wody i zwiększenie jej objętości.

Do wymienionych czynników dołącza się jeszcze działanie wielu procesów stosunkowo krótkotrwałych, w tym związanych ze stanem atmosfery, retencją opadów atmosferycznych na lądzie (a szczególnie z huraganami tropikalnymi) oraz z ziemskim polem grawitacyjnym, utworzonym głównie przez przyciąganie Księżyca i Słońca (Pugh, 1987).

¹ Centre for Marine and Environmental Research (CIMA), Faculty of Science and Technology, University of Algarve, Campus de Gambelas, P-8005-139 Faro, Portugal; tboski@ualg.pt

² Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; andrzej.wilamowski@pgi.gov.pl

Lokalnie istotną rolę mogą odgrywać pionowe ruchy powierzchni Ziemi, spowodowane tektoniką, izostazją lub kompaktacją osadów. Efektem takich procesów są dziś np. zalane wodą przedmieścia Bangkoku (ryc. 1), czyli wzniesionej w delcie rzeki Chao Phraya (Menam) stolicy Tajlandii. Intensywna eksploatacja wód gruntowych w tym rejonie spowodowała subsydencję obszaru delty, co w połączeniu z globalnym wzrostem poziomu morza doprowadziło do podtopienia peryferii miasta (Phien-Wei i in., 2006).

Poziom morza zmienia się w bardzo szerokim zakresie skali czasowej: od sekund (falowanie) do milionów lat (dynamika kier kontynentalnych), a nakładanie się na siebie złożonych procesów sprawczych powoduje, że ich badanie jest skomplikowane. Szczególne wymagania stawia się danym ilościowym wykorzystywanym do ustalania tzw. średniego poziomu morza (SPM), wyznaczanego do celów kartograficznych i geodezyjnych, oraz do prognozowania wzrostu SPM na podstawie modeli matematycznych.

HISTORIA OBSERWACJI POZIOMU MORZA I ŹRÓDŁA INFORMACJI

Biorąc pod uwagę dużą częstotliwość pływów morskich (dwa razy na dobę) oraz ich spory zakres pionowy (metry), nie jest zaskakujące, że zjawisko to było pierwszym rodzajem zmian wysokości lustra wody morskiej analizowanym przez człowieka (Pugh, 1987). Po raz pierwszy w historii ludzkości struktury portowe dostosowano do pływów ok. 3 tys. lat p.n.e. Dokonano tego w Indiach, w osadzie Lothal w pobliżu dzisiejszego miasta Ahmedabad. Brak znaczących pływów na Morzu Śródziemnym wyjaśnia natomiast zaskoczenie i trudności, jakich kampaniom wojskowym Aleksandra Wielkiego i Juliusza Cezara nastęrczały przyplawy i odpływy Oceanu Indyjskiego oraz Atlantycznego. Okresowość pływów i ich zależność od faz księżyca zostały opisane ok. 300 r. p.n.e. przez Seleukosa z Babilonii i trzy wieki później w dziełach wielkich historyków i geografów rzymskich: Strabona i Pliniusza Starszego (Roller, 2015). Jednak na współczesne wyjaśnienie zjawiska pływów, jako wyniku przyciągania księżycowego i słonecznego, nauka musiała poczekać przeszło tysiąc lat. Zaproponował je Johannes Kepler (1571–1630), narażając się na sprzeciw współczesnych mu myślicieli, np. Galileusza, który nigdy nie zaakceptował tego tłumaczenia i wręcz je ośmieszał (Koestler, 1959). Pół wieku później teoria pływów Keplera została sformalizowana przez Izaaka Newtona (1642–1727), a następnie opisana przez Williama Whewella (1794–1866) z zastosowaniem metody analizy matematycznej Laplace’a (1749–1827).

Henry R. Palmer skonstruował w 1831 r. pierwszy wskaźnik rejestrujący wielkość pływów – zainstalowano go w porcie londyńskim. Prace Whewella, w wyniku których powstały tabele pływów dla Zjednoczonego Królestwa, kontynuował Kelvin. Stworzył on urządzenie, zwane maszyną predykcji pływów, będące w rzeczywistości mechanicznym komputerem, którego mechanizm polegał na pracy wielokrążków i kół zębatych (Cartwright, 2000). W drugiej połowie XIX w. kilkadziesiąt wskaźników pływowych umieszczono w pobliżu głównych portów Europy,



Ryc. 1. Delta rzeki Chao Phraya (Menam) na przedmieściach Bangkoku w Tajlandii, zatopiona w wyniku sumowania się lokalnej subsydencji i eustatycznego wzrostu poziomu morza. Fot. T. Boski

Fig. 1. Delta of the Chao Phraya River (Menam) in the suburbs of Bangkok, Thailand, flooded due to combined effect of local subsidence and eustatic MSL. Photo by T. Boski

USA i Australii, aby wspomóc nawigację handlową bądź do celów wojskowych.

Funkcja pływomierza polega na rejestrowaniu amplitudy przyplawów i odpływów oraz określaniu na tej podstawie średniego poziomu morza (SPM) w nawiązaniu do stałego punktu odniesienia na lądzie. Te punkty odniesienia, z przypisaną im wartością „zero” poziomu morza, stały się kluczowym elementem rozwoju krajowych systemów geodezyjnych i kartograficznych. SPM wyznaczony tą metodą pokrywa się z geoidą, czyli powierzchnią, na której przyciąganie ziemskie ma tę samą wartość.

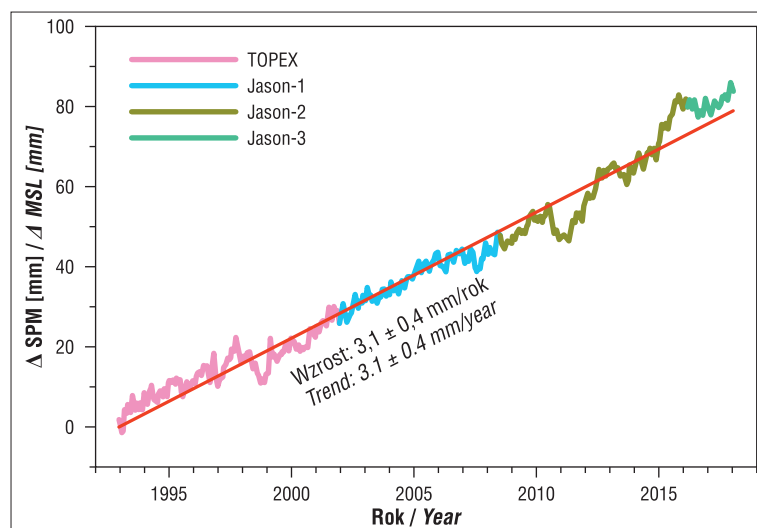
Nowy rozdział badań nad wysokością zwierciadła mórz rozpoczął się w 1978 r., kiedy USA umieściły na orbicie okołoziemskiej satelitę SEASAT. Satelita ten, mimo że po 106 dniach ucichł z niewiadomych przyczyn, dostarczył pierwszych danych o ukształtowaniu powierzchni oceanu światowego, dostosowującego się do zróżnicowania siły ciężkości. Po 14 latach przerwy regularne pomiary wysokości zwierciadła morza w stosunku do powierzchni elipsoidy wzorcowej Ziemi rozpoczął w 1992 r. francusko-amerykański satelita TOPEX/Poseidon. Przez ponad 13 lat zainstalowane na nim dalmierze laserowe dokonywały systematycznych pomiarów altymetrycznych (tj. poziomu powierzchni morza w stosunku do powierzchni elipsoidy wzorcowej) z dokładnością $\pm 3,5$ cm. Kontynuację tej misji z wciąż rosnącą precyzją, zapewniły satelitarne misje NASA we współpracy z ESA: Jason I, II i III (Niedzielski, Kosek, 2011).

Informacji na temat poziomu mórz przed drugą połową XIX w. dostarczają obserwacje geologiczne i archeologiczne. Natomiast wiedzę, że epoki lodowcowe na półkuli północnej przyczyniły się do zmian całkowitej objętości wody w oceanach, zawdzięczamy szwajcarskiemu naturalistcie Luisowi Agassizowi (1807–1873). Jednak dopiero od drugiej połowy ubiegłego stulecia, wraz z rozwojem technik izotopowych umożliwiających obliczanie wieku skał lub osadów i znalezisk archeologicznych oraz ilości lodu na powierzchni Ziemi, dane o poziomach morza w dziejach geologicznych (w czasie setek tysięcy i milionów lat) zaczęły nabierać znaczenia ilościowego. Dzięki temu możliwe jest odtworzenie poziomu mórz w ciągu ostatnie-

go miliona lat z dokładnością do 1 metra, a w ciągu ostatnich 120 tys. lat – 1 decymetra.

WYNIKI SATELITARNYCH OBSERWACJI ZMIAN POZIOMU MORZA – OSTATNIE 30 LAT

Zintegrowane dla całego globu wyniki serii obserwacji altymetrycznych, wykonanych przez 4 misje satelitarne, wskazują, że trend wzrostu poziomu morza w ostatnich dekadach wynosi 3,1 mm/rok (ryc. 2). Jest to tendencja uśredniona, nieuwzględniająca wahań klimatycznych i związanych z nimi zmian ilości wody w jej trzech głównych rezerwuarach (oceany, lodowce, wody śródlądowe). Na podstawie tych obserwacji nie dowiemy się na przykład, że deszczowy rok w Australii spowodował przeniesienie znacznych mas wody do środkowej, bezodpływowej części kontynentu, a co za tym idzie spadek poziomu wód oceanicznych (Llovel i in., 2010).



Ryc. 2. Zmiany średniego światowego poziomu morza zarejestrowane w trakcie 4 serii obserwacji satelitarnych (dane Uniwersytetu Kolorado – <https://sealevel.colorado.edu>)

Fig. 2. Changes in global mean sea level based on 4 series of satellite observations (based on data from the University of Colorado – <https://sealevel.colorado.edu>)

ZMIANY POZIOMU MORZA REJESTROWANE OD POŁOWY XIX W. NA PODSTAWIE WSKAZAŃ PŁYWOMIERZY

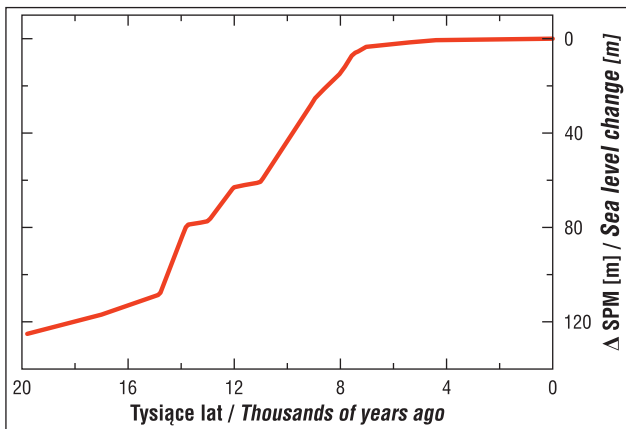
Analiza zarejestrowanych serii pływowych stała się z biegiem czasu głównym narzędziem do badania krótkotrwałych oscylacji poziomu morza, wywołanych zmianami ciśnienia atmosferycznego, tsunami i tektoniką, ale także do śledzenia zmian w skali lat i dziesięcioleci. Analiza tych rejestrów, obejmujących ostatnie dwa stulecia, jest skoordynowana międzynarodowo przez Stały Serwis Średniego Poziomu Morza (PSMSL) w Anglii. Pomimo trudności, jakie sprawia korelacja poziomu morza w punktach obserwacyjnych rozproszonych po całym świecie, rejestry pływomierzy wskazują na przyspieszenie podnoszenia się zwierciadła oceanów od początku XX w., zbieżne w czasie z gwałtownym wzrostem emisji gazów o efekcie cieplarnianym i ocieplaniem się klimatu, a zatem spowodowane przez działalność człowieka. Średnia prędkość wzrostu

poziomu morza w ubiegłym stuleciu wynosi 1,8 mm/rok, jednak wykazuje tendencję do przyspieszenia w latach 1993–2009 do 3,1 mm/rok (Jevrejeva i in., 2014). Wzrost ten nie odzwierciedla zmian poziomu morza w pasie wysokich szerokości geograficznych na półkuli północnej, gdzie następują izostatyczne ruchy wznoszące skorupę ziemską, spowodowane przez odkształcenia po stopniowaniu ostatniego lądolodu.

ZMIANY POZIOMU MORZA W CIĄGU OSTATNICH 125 TYS. LAT – WYNIKAJĄCE Z DANYCH GEOLOGICZNYCH

Instrumentalne pomiary zmian poziomu morza, których dokładność wciąż rośnie, obejmują bardzo krótki okres w stosunku do skali czasowej procesów kontrolujących objętość wody oceanicznej. Geologiczny zapis tych zmian (w tym także wskaźniki izotopowe) świadczy o tym, że podczas ostatniego interglacjału eemskiego (ok. 125 tys. lat temu), który był okresem cieplejszym niż czasy nam współczesne, średni poziom oceanu był od 4 do 9 m wyższy niż obecnie. Mniej więcej 116 tys. lat temu poziom morza zaczął się obniżać na skutek stopniowego oziębienia klimatu, doprowadzającego w rezultacie do zlodowacenia na dużym obszarze półkuli północnej. Maksymalny zasięg lądolód ten osiągnął ok. 20–30 tys. lat temu, kiedy to zajął powierzchnię ~5,5 mln km². W tym czasie blisko połowa naszego kraju znajdowała się pod kilkusetmetrową warstwą lodu (Hughes i in., 2016).

W czasie transformacji klimatu od ostatniego zlodowacenia do obecnego okresu ciepłego, obejmującej ostatnie 20 tys. lat, nastąpił transfer ok. $35 \cdot 10^6$ km³ wody z topniejących lądolodów, głównie skandynawskiego i laurentyjskiego, do zbiornika oceanicznego. Proces ten został zrekonstruowany na podstawie wyników badań raf koralowych (Fairbanks, 1998), osadów estuaryjnych (Boski i in., 2008) i tarasów morskich (Lambeck i in., 2001) w różnych częściach globu. Pomimo pewnych różnic w wyliczeniach można stwierdzić, że w skali globalnej topnienie lądolodów doprowadziło do podniesienia się poziomu morza o ok. 120 m i do zalania 36 mln km² szelfów kontynentalnych. Uśredniona prędkość wzrostu poziomu oceanów pomiędzy końcem maksymalnego zlodowacenia i środkowym holocenem wynosiła ok. 6 mm na rok (ryc. 3). Prawdopodobnie proces ten odbywał się skokowo i okresowo osiągał aż czterokrotnie szybsze tempo. Ostatni taki skok, czyli puls wody topnieniowej, wydarzył się 8,5–8,0 tys. lat temu, powodując chwilowe oziębienie klimatu ~8,2 tys. lat temu (Barber i in., 1999). Nastąpiło to, kiedy została przerwana tama lodowa w rejonie Zatoki Hudsona, zatrzymująca wodę w gigantycznym jeziorze Agassiza, zajmującym wówczas północną część USA i południową Kanadę, utworzonym przez wodę nagromadzoną z topniejącego lądolodu laurentyjskiego (Godbout i in., 2020). W ciągu następujących 7 tysiącleci prędkość podnoszenia się SPM spadła do ok. 1–1,5 mm/rok i była wynikiem ogrzewania się oceanów, a także dopływu wody z lodowców górskich oraz prawdopodobnie z Grenlandii (Vasskog i in.,



Ryc. 3. Zmiana średniego poziomu mórz (SPM) w ciągu ostatnich 20 tys. lat (kompilacja na podstawie: Fairbanks, 1989; Bard i in., 2010; Delgado i in., 2012; Murray-Wallace, Woodroffe, 2014)

Fig. 3. Mean sea level change within the last 20,000 years (compilation based on: Fairbanks, 1989; Bard et al., 2010; Delgado et al., 2012; Murray-Wallace, Woodroffe, 2014)

2015). Opisane zmiany są uważane za reprezentatywne dla naturalnej zmienności systemu klimatycznego Ziemi w ciągu ostatnich 2 milionów lat.

Obecnie tempo eustatycznego wzrostu poziomu morza na kuli ziemskiej jest szacowane na 3–3,5 mm/rok. Biorąc pod uwagę naturalną prędkość podnoszenia się SPM w górnym holocenie (1–1,5 mm/rok), przynajmniej 70% współczesnego tempa wzrostu poziomu można przypisać ociepleniu klimatycznemu spowodowanemu przez emisję gazów cieplarnianych. Na obserwowany wzrost SPM w równych częściach składają się: zwiększenie objętości wody morskiej na skutek wzrostu jej temperatury i przyrost jej masy spowodowany przez topnienie czap lodowych Grenlandii (Mouginot i in., 2019), Zachodniej Antarktydy (DeConto, Pollard, 2016; Golledge i in., 2019) oraz lodowców górskich. Szczególnie niepokojące jest przyspieszenie utraty masy lodu na Grenlandii, dochodzące już do 400 mld t wody rocznie, i przeliczające się na jeden dodatkowy milimetr wzrostu poziomu morza rocznie. Należy jednak zaznaczyć, że na rocznie uśrednioną dla całego globu prędkość podnoszenia się poziomu morza (3,5 mm/rok) mogą się lokalnie nakładać efekty pionowych ruchów powierzchni Ziemi. Na przykład u wybrzeży Finlandii morze cofa się, gdyż w wyniku kompensacji izostatycznej ląd podnosi się od czasu stopnienia skandynawskiej czapy lodowej. Odwrotny trend obserwuje się w okolicach Dżakarty i Bangkoku (ryc. 1). Według prognoz Międzynarodowego Zespołu ds. Zmiany Klimatu (IPCC) możemy się spodziewać, że gdy do 2100 r. średnia temperatura powietrza na świecie wzrośnie o 1,5°C, zwierciadło mórz podniesie się o minimum 50 cm. A więc od naszego zachowania w najbliższych dziesięcioleciach będzie zależeć przyszłość stref brzegowych całego globu.

Autorzy dziękują za wsparcie badań naukowych ze środków statutowych PIG-PIB (temat nr 61-2801-1501-00-0) oraz Recenzentom – Profesorowi Leszkowi Marksowi i Profesorowi Szymonowi Uścińowiczowi, a także i Redakcji za cenne uwagi.

LITERATURA

BARBER D.C., DYKE A., HILLAIRE-MARCEL C., JENNINGS A.E., ANDREWS J.T., KERWIN M.T., BILODEAU G., MCNEELY G., SOUTHON J., MOREHEAD M.D., GAGNON J.-M. 1999 – Forcing of

the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lake. *Nature*, 400: 344–348.

BARD E., HAMELIN B., DELANGHE-SABATIER D. 2010 – Deglacial Meltwater Pulse 1B and Younger Dryas Sea Levels Revisited with Boreholes at Tahiti. *Science*, 327: 1235–1237.

BOSKI T., CAMACHO S., MOURA D., FLETCHER W., WILAMOWSKI A., VEIGA-PIRES C., CORREIA V., LOUREIRO C., SANTANA P. 2008 – Chronology of the sedimentary processes during the postglacial sea level rise in two estuaries of the Algarve coast, Southern Portugal. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 77: 230–244.

CARTWRIGHT D.W. 2000 – *Tides: A Scientific History*. Cambridge University Press: 286.

DECONTO R.M., POLLARD D. 2016 – Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise. *Nature*, 531: 591–597.

DELGADO J., BOSKI T., NIETO J.M., PEREIRA L., MOURA D., GOMES A., SOUSA C., GARCÍA-TENORIO R. 2012 – Sea-level rise and anthropogenic activities recorded in the late Pleistocene/Holocene sedimentary infill of the Guadiana Estuary (SW Iberia). *Quaternary Sci. Rev.*, 33: 121–141.

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.

GODBOUT P.-M., ROY M., VEILLETTE J.J. 2020 – A detailed lake-level reconstruction shows evidence for two abrupt lake drawdowns in the late-stage history of the eastern Lake Agassiz-Ojibway basin. *Quaternary Sci. Rev.*, 238.

GOLLEDGE N.R., KELLER E.D., GOMEZ N., NAUGHTEN K.A., BERNALES J., TRUSEL L.D., EDWARDS T.L. 2019 – Global environmental consequences of twenty-first-century ice-sheet melt. *Nature*, 566: 65–72.

HINKEL J., LINCKE D., VAFEDIS A.T., PERRETTE M., NICHOLLS R.J., TOL R.S.J., MARZEION B., FETTWEIS X., IONESCU C., LEVERMANN A. 2014 – Coastal flood damage and adaptation costs under 21st century sea-level rise. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 111: 3292–3297.

HUGHES A.L.C., GYLLENCREUTZ R., LOHNE O.S., MANGERUD J., SVENDSEN J.I. 2016 – The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction. *Boreas*, 45: 1–45.

IPCC 2019 – Global warming of 1.5°C. IPCC Special Report on Global Warming of 1.5°C; <https://www.ipcc.ch/sr15/download/#full>

JEVREJEVA S., MOORE J.C., GRINSTED A., MATTHEWS A.P., SPADA G. 2014 – Trends and acceleration in global and regional sea levels since 1807. *Global and Planetary Change*, 113: 11–22.

KOESTLER A. 1959 – *The Sleepwalkers: A History of Man's Changing Vision of the Universe*. Arkana: 617.

LAMBECK K., ROUBY H., PURCELL A., SUN Y., SAMBRIDGE M. 2014 – Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 111 (43): 15296–15303.

LLOVELL W., BECKER M., CAZENAVE A., CRÉTAUX J.-F., RAMILLIEN G. 2010 – Global land water storage change from GRACE over 2002–2009; Inference on sea level. *Compt. Rendus Geosci.*, 342: 179–188.

MARTÍNEZ-GRAÑA A.M., BOSKI T., GOY J.L., ZAZO C., DABRIO C.J. 2016 – Coastal-flood risk management in central Algarve: Vulnerability and flood risk indices (South Portugal). *Ecological Indicators*, 71: 302–316.

MOUGINOT J., RIGNOT E., BJØRK A.A., VAN DEN BROEKE M., MILLAN R., MORLIGHEM M., NOËL B., SCHEUCHL B., WOOD M. 2019 – Forty-six years of Greenland Ice Sheet mass balance from 1972 to 2018. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 116 (19): 9239–9244.

MURRAY-WALLACE C.V., WOODROFFE C.D. 2014 – *Quaternary Sea-level Changes: a Global Perspective*. Cambridge University Press: 484.

NIEDZIELSKI T., KOSEK W. 2011 – Minimum time span of TOPEX/Poseidon, Jason-1 and Jason-2 global altimeter data to detect a significant trend and acceleration in sea level change. *Adv. Space Res.*, 47: 1248–1255.

OLIVA M., RUIZ FERNANDEZ J. (red.) 2020 – *Past Antarctica: Paleoclimatology and Climate Change*. Elsevier Sci.: 326.

PHIEN-WEI N., GIAO P.H., NUTALAYA P. 2006 – Land subsidence in Bangkok, Thailand. *Engineering Geol.*, 82: 187–201.

PUGH D.T. 1987 – *Tides, surges, and mean sea level*. John Wiley & Sons Ltd.: 463.

ROLLER D.W. 2015 – *The Discovery of the World in Classical Greece and Rome*. Tauris IB, London: 294.

UNIVERSITY OF COLORADO – <https://sealevel.colorado.edu>
VASSKOG K., LANGEBROEK P.M., ANDREWS J.T., NILSEN J.E.O., NESJE A. 2015 – The Greenland Ice Sheet during the last glacial cycle: Current ice loss and contribution to sea-level rise from a palaeoclimatic perspective. *Earth-Sci. Rev.*, 150: 45–67.

Praca wpłynęła do redakcji 12.03.2020 r.
Aceptowano do druku 8.10.2020 r.