

**Procesy geologiczne
w strefie brzegowej morza
– GEOST III**

Książka abstraktów

05–08.06.2018
Jastrzębia Góra

Procesy geologiczne w strefie brzegowej morza – GEOST III

REDAKCJA

Małgorzata Witak

Jarosław Pędziński

Karolina Trzcińska

FOTOGRAFIA NA OKŁADCE

Małgorzata Witak

SKŁAD I DRUK

Zajder.pl – Pro Poligrafia

WYDAWCA

Zajder.pl – Pro Poligrafia

ul. Hebanowskiego 51, 80-766 Gdańsk

tel. 501 223 567

www.zajder.pl

e-mail: biuro@zajder.pl

Copyright © by Zajder.pl – Pro Poligrafia

Gdańsk 2018

ISBN 978-83-936714-6-5

Organizatorzy:

Zakład Geologii Morza, Instytut Oceanografii UG
Sekcja Geologii Morza, Komitet Badań Morza PAN

Patronat Konferencji:

JM Rektor Uniwersytetu Gdańskiego dr hab. Jerzy Piotr Gwizdała, prof. nadzwyczajny
Komitet Badań Morza PAN
Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich

Patronat Honorowy:

Marszałek Województwa Pomorskiego Mieczysław Struk

Komitet Naukowy:

dr hab. Małgorzata Witak, prof. nadzw. (przewodnicząca), UG
prof. dr hab. Ryszard Krzysztof Borówka, US
prof. dr hab. Wacław Florek, AP
prof. dr hab. Andrzej Kostrzewski, UAM
prof. dr hab. Stanisław Musielak, US
prof. dr hab. Stanisław Rudowski, IM
prof. dr hab. Szymon Uścińowicz, PIG-PIB
prof. dr hab. Andrzej Witkowski, US
dr Wojciech Jegliński, PIG-PIB

Komitet Organizacyjny:

dr hab. Małgorzata Witak, prof. nadzw. (przewodnicząca), UG
dr Agnieszka Kubowicz-Grajewska, UG
dr Maria Rucińska-Zjadacz, UG
dr Marzenna Stempień-Sałek, UG
dr Angelika Szmytkiewicz, UG
dr Karol Tylmann, UG
dr Marcin Winowski, UAM
mgr Grzegorz Kolat, UG
mgr Anna Nowacka, UG
mgr Jarosław Pędziński, UG
mgr Karolina Trzcińska, UG



PATRONAT:

PATRONAT HONOROWY:



MIECZYŚLAW STRUK
MARSZAŁEK
WOJEWÓDZTWA POMORSKIEGO



RAMOWY PROGRAM KONFERENCJI

5 czerwca 2018 (wtorek)

17:00 – 19:00 rejestracja uczestników

19:30 – 23:00 kolacja – grill

6 czerwca 2018 (środa)

08:30 – 09:00 rejestracja uczestników

09:00 – 09:15 otwarcie konferencji

09:15 – 11:15 sesja referatowa I

11:15 – 11:45 przerwa kawowa, sesja posterowa

11:45 – 13:30 sesja referatowa II

13:30 – 14:30 obiad

14:45 – 16:30 sesja referatowa III

16:30 – 17:00 przerwa kawowa, sesja posterowa

17:00 – 18:45 sesja referatowa IV

20:00 – 23:00 bankiet

7 czerwca 2018 (czwartek)

09:30 – 18:30 sesja terenowa obejmująca punkty:

– wieża widokowa Kaszubskie Oko w Gniewinie,

– Kopalnia ropy naftowej w Dębkach,

– lunch,

– odkrywka geologiczna w Dmuchowie w rejonie Żarnowca

20:00 – 23:00 ognisko

8 czerwca 2018 (piątek)

wyjazd po śniadaniu

REFERATY

6 czerwca 2018 (środa)

09:15 – 11:15 / sesja referatowa I

Przewodniczący sesji: *prof. dr hab. Andrzej Witkowski*

- 09:15 – 09:35 Cechy litologiczne i geochemiczne osadów morskich z Głębi Bornholmskiej i Gdańskiej - ich znaczenie paleogeograficzne
Joanna Sławińska, Julita Tomkowiak, Sławomir Parasiak, Matthias Moros, Małgorzata Bąk, Ryszard K. Borówka
- 09:35 – 09:55 Litologiczne wskaźniki źródeł i kierunków transportu osadów na zachodnich brzegach Zalewu Puckiego
Szymon Uścińowicz, Adriana Adamusiak, Eliza Białasik, Anna Czepek
- 09:55 – 10:15 Paleokosy w budowie dna Zatoki Puckiej
Radosław Wróblewski, Maria Rucińska-Zjadacz, Janusz Dworniczak, Benedykt Hac, Stanisław Rudowski
- 10:15 – 10:35 Rozkład wielkości cząstek zawieszonych w toni wodnej Zatoki Puckiej
Ewa Szymczak
- 10:35 – 10:55 Dynamika zmian morfologicznych Cypla Rewskiego
Agnieszka Kubowicz-Grajewska, Ewa Szymczak, Maria Rucińska-Zjadacz
- 10:55 – 11:15 dyskusja

11:45 – 13:30 / sesja referatowa II

Przewodniczący sesji: *prof. dr hab. Ryszard Krzysztof Borówka*

- 11:45 – 12:05 Krótkoterminowa prognoza rozwoju wybrzeży mierzejowych (Pobrzeże Południowobałtyckie)
Grzegorz Uścińowicz, Tomasz Szarafin
- 12:05 – 12:25 Modelowanie dynamiki klifów południowego wybrzeża Bałtyku
Lukasz Jasiński, Justyna Pacuła, Marcin Dąbrowski, Janusz Badura, Grzegorz Uścińowicz, Tomasz Szarafin, Leszek Jurys, Jerzy Frydel
- 12:25 – 12:45 Charakterystyka sztormu Ksawery i jego wpływ na morfologię wybrzeża w świetle kolejnych ekstremalnych zdarzeń pogodowych
Paweł Terefenko, Andrzej Giza
- 12:45 – 13:05 Zmiany morfologii dna morskiego na północ od Półwyspu Helskiego – poligon badawczy Kuźnica
Klaudia Kusek, Jarosław Tęgowski, Jarosław Nowak
- 13:05 – 13:25 dyskusja

14:45 – 16:30 / sesja referatowa III

Przewodniczący sesji: *prof. dr hab. Szymon Uścińowicz*

- 14:45 – 15:05 Zakres i dynamika przebudowy podbrzeża – 30 lat pomiarów batymetrycznych w MLB Lubiatowo
Piotr Szmytkiewicz, Grzegorz R. Cerkowniak, Jan Schönhofer, Magdalena Stella
- 15:05 – 15:25 Wstępne wyniki modelowania nabiegania fali na skłon plażowy wielorekowej i dyssypacyjnej strefy brzegowej morza na przykładzie brzegu w MLB Lubiatowo
Michał Morawski, Piotr Szmytkiewicz
- 15:25 – 15:45 Czy wody wiślane docierają do skłonu Półwyspu Helskiego?
Jarosław Pędziński, Małgorzata Witak
- 15:45 – 16:05 Zmiany pokrycia terenu strefy brzegowej Zatoki Pomorskiej w latach 1938 – 2010 przy wykorzystaniu archiwalnych zdjęć lotniczych
Andrzej Giza
- 16:05 – 16:25 dyskusja

17:00 – 18:45 / sesja referatowa IV

Przewodniczący sesji: *prof. dr hab. Stanisław Musielak*

- 17:00 – 17:20 Uwarunkowania morfo- i litodynamiczne w rejonie wybranych lokalizacji falochronów brzegowych na polskim brzegu morskim
Helena Boniecka, Agnieszka Gajda, Alicja Kaźmierczak
- 17:20 – 17:40 Ocena efektywności systemu ochrony brzegu morskiego na wysokości plaży centralnej w Kołobrzegu
Agnieszka Kubowicz-Grajewska, Małgorzata Kosmacz
- 17:40 – 18:00 Wybrane metody akustycznej klasyfikacji osadów dennych w projekcie ECOMAP
Karolina Trzcińska, Jarosław Tęgowski, Aleksandra Kruss
- 18:00 – 18:20 Wiek fazy pomorskiej ostatniego zlodowacenia w świetle datowania eratyków metodą 10-Be
Karol Tylmann, Vincent Rinterknecht, Piotr Paweł Woźniak, Georges Aumaitre, Didier Bourlès, Karim Keddadouche
- 18:20 – 18:40 dyskusja

POSTERY

11:15 – 11:45 sesja posterowa I
16:30 – 17:00 sesja posterowa II

Transport rumowiska w korycie rzeki przymorskiej na przykładzie Kaczej
Dominika Hetko, Ewa Szymczak

Epiliton okrzemkowy Zatoki Gdańskiej
Dominika Hetko, Małgorzata Witak

Makroformy południowej części Morza Północnego – zmienność w czasie i przestrzeni
Klaudia Kusek, Jarosław Tęgowski

Rozpoznanie budowy geologicznej i stanu przybrzeża pomiędzy Chłapowem
a Jastrzębią Górą
*Lesław Mil, Mateusz Damrat, Jerzy Frydel, Dorota Kaulbarsz, Urszula Pączek,
Piotr Przedziecki, Tomasz Szarafin, Grzegorz Uścińowicz*

Morfodynamika plaży we wschodniej części Wybrzeża Trzebiatowskiego
w latach 2008–2018
Paweł Osóch

Rozpoznanie litologiczne przybrzeża na odcinku Lubiato – Chłapowo
*Urszula Pączek, Klaudia Majchrowska, Elżbieta Maszloch, Lucyna Tobojko,
Kamila Wirkus, Tomasz Szarafin*

Sezonowe wahania ilości i jakości materii deponowanej w osadach Zalewu Puckiego
Angelika Szmytkiewicz, Dorota Burska

SPIS TREŚCI

REFERATY

Uwarunkowania morfo- i litodynamiczne w rejonie wybranych lokalizacji falochronów brzegowych na polskim brzegu morskim	15
<i>Helena Boniecka, Agnieszka Gajda, Alicja Kaźmierczak</i>	
Zmiany pokrycia terenu strefy brzegowej Zatoki Pomorskiej w latach 1938–2010 przy wykorzystaniu archiwalnych zdjęć lotniczych	18
<i>Andrzej Giza</i>	
Modelowanie dynamiki klifów południowego wybrzeża Bałtyku	21
<i>Lukasz Jasiński, Justyna Pacuła, Marcin Dąbrowski, Janusz Badura, Grzegorz Uścińowicz, Tomasz Szarafin, Leszek Jurys, Jerzy Frydel</i>	
Ocena efektywności oddziaływania systemu ochrony brzegu morskiego na wysokości plaży centralnej w Kołobrzegu	23
<i>Agnieszka Kubowicz-Grajewska, Małgorzata Kosmacz</i>	
Dynamika zmian morfologicznych Cypla Rewskiego	25
<i>Agnieszka Kubowicz-Grajewska, Ewa Szymczak, Maria Rucińska-Zjadacz</i>	
Zmiany morfologii dna morskiego na północ od Półwyspu Helskiego – poligon badawczy Kuźnica	26
<i>Klaudia Kusek, Jarosław Tęgowski, Jarosław Nowak</i>	
Wstępne wyniki modelowania nabiegania fali na skłon plażowy wielorewowej i dyssypacyjnej strefy brzegowej morza na przykładzie brzegu w MLB Lubiatowo	28
<i>Michał Morawski, Piotr Szmytkiewicz</i>	
Czy wody wiślane docierają do skłonu Półwyspu Helskiego?	30
<i>Jarosław Pędziński, Małgorzata Witak</i>	
Cechy litologiczne i geochemiczne osadów morskich z Głębi Bornholmskiej i Gdańskiej – ich znaczenie paleogeograficzne	32
<i>Joanna Sławińska, Julita Tomkowiak, Sławomir Parasiak, Matthias Moros, Małgorzata Bąk, Ryszard K. Borówka</i>	
Zakres i dynamika przebudowy podbrzeża – 30 lat pomiarów batymetrycznych w MLB Lubiatowo	34
<i>Piotr Szmytkiewicz, Grzegorz R. Cerkowniak, Jan Schönhofer, Magdalena Stella</i>	

Rozkład wielkości cząstek zawieszonych w toni wodnej Zatoki Puckiej	37
<i>Ewa Szymczak</i>	
Charakterystyka sztormu Ksawery i jego wpływ na morfologię wybrzeża w świetle kolejnych ekstremalnych zdarzeń pogodowych.....	39
<i>Paweł Terefenko, Andrzej Giza</i>	
Wybrane metody akustycznej klasyfikacji osadów dennych w projekcje ECOMAP	41
<i>Karolina Trzcńska, Jarosław Tęgowski, Aleksandra Kruss</i>	
Wiek fazy pomorskiej ostatniego zlodowacenia w świetle datowania eratyków metodą 10-Be.....	43
<i>Karol Tylmann, Vincent Rinterknecht, Piotr Paweł Woźniak, Georges Aumaître, Didier Bourlès, Karim Keddadouche</i>	
Krótkoterminowa prognoza rozwoju wybrzeży mierzejowych (Pobrzeże Południowobałtyckie).....	45
<i>Grzegorz Uścińowicz, Tomasz Szarafin</i>	
Litologiczne wskaźniki źródeł i kierunków transportu osadów na zachodnich brzegach Zalewu Puckiego	47
<i>Szymon Uścińowicz, Adriana Adamusiak, Eliza Białasik, Anna Czepek</i>	
Paleokosy w budowie dna Zatoki Puckiej	51
<i>Radosław Wróblewski, Maria Rucińska-Zjadacz, Janusz Dworniczak, Benedykt Hac, Stanisław Rudowski</i>	

POSTERY

Transport rumowiska w korycie rzeki przymorskiej na przykładzie Kaczej	55
<i>Dominika Hetko, Ewa Szymczak</i>	
Epiliton okrzemkowy Zatoki Gdańskiej	57
<i>Dominika Hetko, Małgorzata Witak</i>	
Makroformy południowej części Morza Północnego – zmienność w czasie i przestrzeni	59
<i>Klaudia Kusek, Jarosław Tęgowski</i>	
Rozpoznanie budowy geologicznej i stanu przybrzeża pomiędzy Chłapowem a Jastrzębią Górą	60
<i>Lesław Mil, Mateusz Damrat, Jerzy Frydel, Dorota Kaulbarsz, Urszula Pączek, Piotr Przedziecki, Tomasz Szarafin, Grzegorz Uścińowicz</i>	

Morfodynamika plaży we wschodniej części Wybrzeża Trzebiatowskiego w latach 2008 – 2018	62
<i>Paweł Osóch</i>	

Rozpoznanie litologiczne przybrzeża na odcinku Lubiato – Chłapowo.....	63
<i>Urszula Pączek, Klaudia Majchrowska, Elżbieta Maszloch, Lucyna Tobojko, Kamila Wirkus, Tomasz Szarafin</i>	

Sezonowe wahania ilości i jakości materii deponowanej w osadach Zalewu Puckiego	65
<i>Angelika Szmytkiewicz, Dorota Burska</i>	

SESJA TERENOWA

Rzeźba glacialna okolic rynny Jeziora Żarnowieckiego	69
<i>Karol Tylmann</i>	

Stanowisko Dmuchowo – glina z gładem i izotopy kosmogeniczne	71
<i>Karol Tylmann, Piotr Paweł Woźniak</i>	

ALFABETYCZNY SPIS UCZESTNIKÓW KONFERENCJI	73
--	-----------

REFERATY

Uwarunkowania morfo- i litodynamiczne w rejonie wybranych lokalizacji falochronów brzegowych na polskim brzegu morskim

Helena Boniecka, Agnieszka Gajda, Alicja Kaźmierczak

Instytut Morski w Gdańsku, Zakład Hydrotechniki Morskiej, Gdańsk,
e-mail: helena.boniecka@im.gda.pl

Przyspieszenie procesów erozji w obrębie funkcjonującego systemu erozyjno-akumulacyjnego brzegów Bałtyku południowego, będących pochodną wzrostu poziomu morza i nasilenia się zjawisk hydrodynamicznych oraz rosnącej antropopresji na strefę brzegową, wymusza poszukiwanie rozwiązań ochronnych spowalniających procesy erozyjne i zmniejszających zagrożenie powodzią sztormowymi.

Działania ochronne brzegów morskich prowadzi się w Polsce od bardzo dawna. Od 1873 r. realizowana jest powtarzalna ochrona brzegów morskich. Lokalizacja rejonów brzegu morskiego objętych systematyczną ochroną związana jest ściśle z budową falochronów portowych i rozwojem portów w ujściach rzek przymorskich. Falochrony wysunięte daleko w morze w istotny sposób zaburzają proces swobodnego przemieszczania się osadów. Powodują niewielką akumulację po ich zachodniej stronie i przyspieszenie procesów abrazji po stronie wschodniej. Dotyczy to również rejonów Darłowa i Ustki, gdzie długookresowe procesy erozji brzegów powodują konieczność ochrony coraz dłuższych odcinków brzegu oraz poszukiwanie rozwiązań opartych o całe systemy umocnień brzegowych.

Falochrony brzegowe mogą być realizowane jako konstrukcje o koronie wynurzonej i zanurzonej. W tym drugim przypadku, jeżeli korona konstrukcji jest na poziomie niższym od $\frac{1}{2}$ głębokości to mówimy o progach podwodnych, w przeciwnym razie konstrukcję nazywamy falochronami brzegowymi.

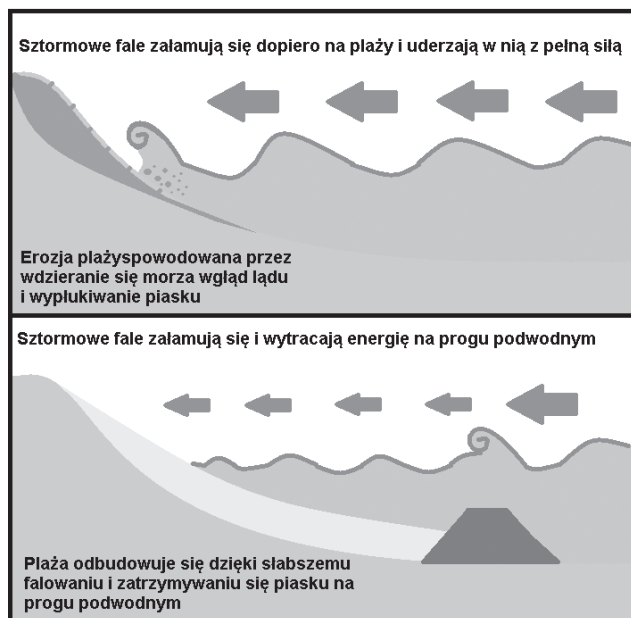
Oddziaływanie progów podwodnych i falochronów brzegowych na strefę brzegową jest nieco odmienne. Zadaniem tych pierwszych jest głównie oddziaływanie na ruch rumowiska i przeciwdziałanie jego wynoszeniu w kierunku odbrzegowym (rys. 1). Falochrony brzegowe przede wszystkim generują odbicie fal, zmniejszając parametry falowania dochodzącego do plaży i nadbrzeża (fot. 1).

W niniejszym artykule przedstawiono wyniki analiz długookresowego wpływu tych dwóch typów konstrukcji na brzeg morski. W tym celu wybrano jako przykładowe rejon Darłowa i Ustki. Wzięto pod uwagę charakter każdego z tych obszarów, historyczny rozwój systemu ochrony brzegów, zmiany położenia linii brzegowej (rys. 2) oraz charakterystykę osadów podbrzeża. Na podstawie materiałów udostępnionych przez Urząd Morski w Słupsku omówiono wyniki kon-

troli okresowej stanu technicznego konstrukcji falochronów brzegowych w Darłowie i progów podwodnych w Ustce przeprowadzonych na zlecenie urzędu. Korzystając zaś z danych przechowywanych w Banku Danych BRZEG dokonano oceny zachodzących procesów erozyjno-akumulacyjnych, parametryzację form strefy przybrzeżnej (rys. 3) oraz ocenę odporności plaży na działanie czynników hydrodynamicznych.

Uzyskane wyniki pozwoliły na ocenę skuteczności tych dwóch typów falochronów i ich wpływu na brzeg. Ponadto umożliwiły one ocenę obecnego stanu brzegu w zbadanych rejonach i wysnucie wniosków na temat możliwości poprawy ich stanu. Badania tego typu powinny być kontynuowane w kolejnych latach, aby dalej monitorować stan brzegu w tych rejonach. Jest to szczególnie istotne w przypadku Ustki, gdzie sztorm w 2017 roku zweryfikował wykonawstwo elementów systemu ochrony brzegu sięjąc znaczne zniszczenia. Dopiero wyniki skaningu z 2017 roku (które na tą chwilę nie były jeszcze dostępne) pozwolą na pełną ocenę zmian jakie zaszły w tym rejonie.

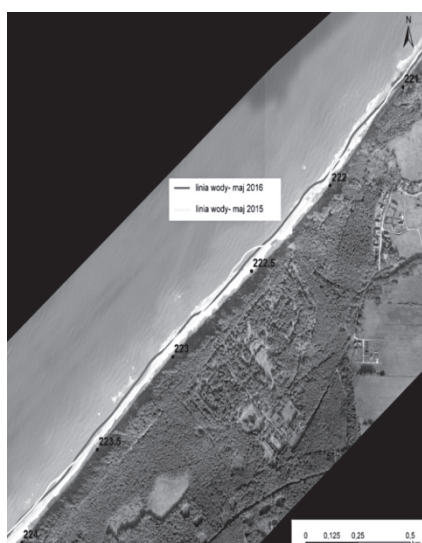
Opracowane dane udowodniły, że brzegiem morskim rządzą skomplikowane mechanizmy i stawianie budowli w jego obrębie, bez względu na przyświecające nam intencje, zawsze powoduje szeroko idące konsekwencje. Zarówno pozytywne, jak i negatywne.



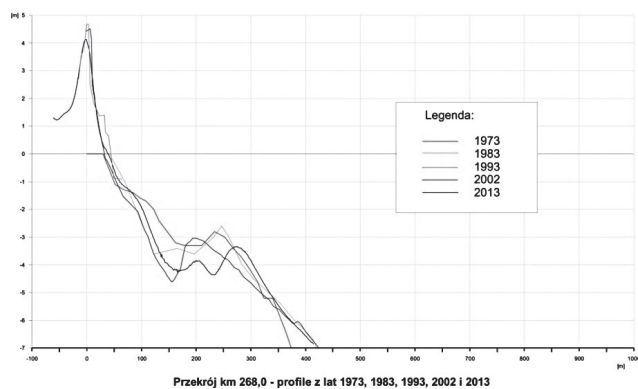
Rys. 1. Schemat oddziaływania progów podwodnych na strefę brzegową



Fot. 1. Falochrony brzegowe rozbijające fale w rejonie Darłowa (Boniecka 2017)



Rys. 2. Położenie linii brzegowej w maju 2015 i 2016 roku na odcinku km 221,5-224,0



Rys. 3. Profile przybrzeża km 268,0 w latach 1973, 1983, 1993, 2002, 2013

Zmiany pokrycia terenu strefy brzegowej Zatoki Pomorskiej w latach 1938 – 2010 przy wykorzystaniu archiwalnych zdjęć lotniczych

Andrzej Giza

Uniwersytet Szczeciński, Instytut Nauk o Morzu,
Zakład Teledetekcji i Kartografii Morskiej, Szczecin,
e-mail: andrzej.giza@usz.edu.pl

Metody teledetekcyjne są przydatne w badaniach strefy brzegowej, a w szczególności do analizy zmian pokrycia terenu. Jest to bardzo powszechna technika wykorzystywana w Polsce, jak i na świecie. Podstawowym źródłem danych są zobrażenia satelitarne, które pozwalają na uzyskanie informacji o stanie środowiska na znaczenie rozleglejszym obszarze niż zobrażenia lotnicze. Zdjęcia lotnicze stanowią z kolei cenne źródło informacji o stanie środowiska, uwieczniając obraz tego stanu w danej chwili z dużą dokładnością. Wykorzystanie archiwalnych zdjęć wykonanych w technologii monochromatycznej daje szerokie możliwości, co potwierdzone jest licznie przeprowadzonymi badaniami w Polsce, jak i na świecie. Jak wykazały badania, wymaga to dużego doświadczenia od fotointerpretatora oraz znajomości warunków fizykogeograficznych analizowanego obszaru.

Wschodnie wybrzeże Zatoki Pomorskiej charakteryzuje się występowaniem dwóch rodzajów brzegów: wydmowego oraz klifowego. Występują tu wysokie klify w rejonie Międzyzdrojów oraz w okolicy Trzęsacza. Obszar badań obejmował również odcinki wydmowe w przeważającej części posiadające piaszczystą plażę, na zapleczu której znajdują się wydmy pokryte szatą roślinną.

Wykorzystana metoda badania zmian pokrycia terenu w polach podstawowych, zawierających fragment powierzchni morza oraz lądu, jest oryginalnym podejściem autora nie spotykanym do tej pory w dostępnej literaturze. Nieco podobną metodę zastosował van der Meulen F. dla wybrzeża Holandii, lecz modelując tylko zmiany pokrycia terenu pod wpływem przewidywanego wzrostu poziomu morza, w komórkach o długości 1000 m i szerokości 50 m, ułożonych równolegle do aktualnej linii brzegowej (Meulen i in. 1991).

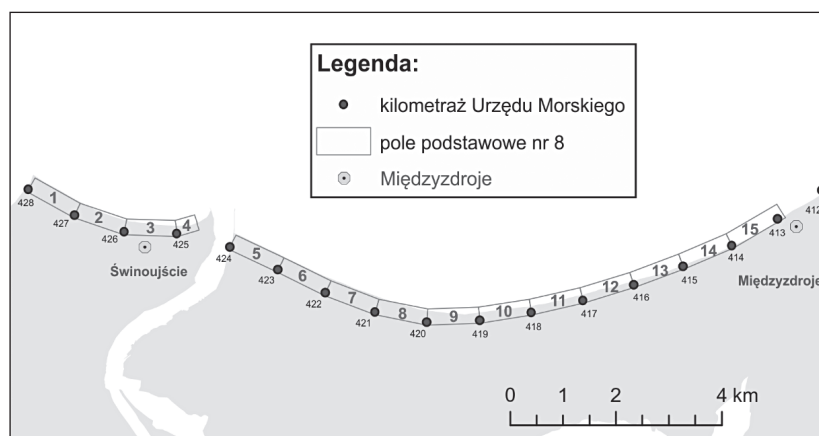
Wybór długookresowej zmienności pokrycia terenu w strefie brzegowej jako zapisu procesu jej dynamiki jest nowym podejściem badawczym, które do tej pory nie było wykorzystywane w badaniach strefy brzegowej dla polskiego wybrzeża Morza Bałtyckiego.

Badania zmienności pokrycia terenu prowadzone były w wydzielonych wzdłuż wybrzeża 51 stałych polach podstawowych o długości 1 km i szerokości

300 m (rys. 1), będących obszarami badawczymi. Uzyskane, na podstawie przeprowadzonej klasyfikacji archiwalnych zdjęć lotniczych, wielkości powierzchni zajmowanej przez poszczególne klasy pozwalają na szczegółowe prześledzenie struktury zmiany pokrycia terenu w strefie brzegowej.

Od 1938 roku na obszarach wydmowych wschodniego wybrzeża Zatoki Pomorskiej obserwowana jest sukcesja szaty roślinnej, dotyczy to głównie klasy drzew i krzewów.

Na podstawie przeprowadzonych badań pokrycia terenu oraz ich zmian, analizowany fragment wybrzeża podzielić można na cztery obszary, na których widoczna jest różna struktura pokrycia terenu oraz różne tempo zachodzących tam przemian.



Rys. 1. Przykład rozmieszczenia pól podstawowych.

Analiza różnic zmian pokrycia terenu pomiędzy poszczególnymi badanymi okresami wykazała, iż dla obszarów akumulacyjnych charakterystyczne jest zmniejszenie się powierzchni zajmowanej przez wodę, wzrost powierzchni nie pokrytej roślinnością oraz przyrost powierzchni zajmowanej przez roślinność. Dla brzegów ustabilizowanych widoczny jest przyrost drzew kosztem powierzchni traw przy jednoczesnych niewielkich zmianach powierzchni zajmowanej przez wodę oraz powierzchnię nie pokrytą roślinnością.

Najbardziej intensywne procesy zachodzą na obszarze od Świnoujścia do Międzyzdrojów, szczególnie w rejonie ujścia Świny, gdzie procesowi naturalnej sukcesji sprzyja intensywne tempo akumulacji, które sięga 1,5 m/rok (Musielak i in. 2005). Pozostałe analizowane obszary wybrzeża w latach 1938–1973 charakteryzuje ustabilizowana powierzchnia, z przewagą akumulacji. W roku 1996 została zaobserwowana zwiększona erozja odzwierciedlająca się w przyroście powierzchni wody na większości obszarów.

Analiza statystyczna oparta na Metodzie Warda wykazała, iż poddane analizie obszary można zgrupować pod względem struktury pokrycia terenu w 5 charakterystycznych grupach, które związane są ściśle z dynamiką brzegów. W zależności od struktury pokrycia terenu można przewidzieć kolejne etapy ewolucji brzegu. Wyniki te zgodne są z modelem rozwoju brzegu wydmowego opartego na zróżnicowaniu szerokości plaży, pasa wydm białych oraz szarych porośniętych zwartą roślinnością (Giza i in. 2005).

LITERATURA

- Giza A., Furmańczyk K. 2005, Model rozwoju profilu brzegu wydmowego. [W:] Florek W. (red.) *Geologia i geomorfologia Półwyspu i południowego Bałtyku*. Wydawnictwo Pomorskiej Akademii Pedagogicznej w Słupsku, Słupsk.
- Meulen van der F., Witter J. V., Arens S. M. 1991, The use of a GIS in assessing the impacts of sea level rise on nature conservation along the Dutch coast: 1990–2090. *Landscape Ecology* 6, 1, 105–113.
- Musielak S., Furmańczyk K. 2005, Fizyczno-geograficzna charakterystyka odcinka Niechorze-Międzyzdroje. [W:] Furmańczyk K. (red.) *Zintegrowane Zarządzanie Obszarami Przybrzeżnymi w Polsce. Stan obecny i perspektywy*. Oficyna IN PLUS, Szczecin.

Modelowanie dynamiki klifów południowego wybrzeża Bałtyku

Łukasz Jasiński¹, Justyna Pacuła¹, Marcin Dąbrowski¹,
Janusz Badura¹, Grzegorz Uścińowicz², Tomasz Szarafin²,
Leszek Jurys², Jerzy Frydel²

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy,
Oddział Dolnośląski Wrocław, e-mail: ljasi@pgi.gov.pl

² Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy,
Oddział Geologii Morza Gdańsk, e-mail: gusc@pgi.gov.pl

Klifowe wybrzeża morskie ulegają ciągłym przeobrażeniom wskutek erozyjnej działalności morza oraz ruchów masowych po stronie lądowej. Prawidłowe rozpoznanie tych procesów oraz ich hierarchizacja mają kluczowe znaczenie dla ochrony linii brzegowej.

Głównymi czynnikami kontrolującymi stateczność klifów po stronie lądowej są morfologia, budowa geologiczna, kąt nachylenia klifu oraz jego zawodnienie. Nie bez znaczenia są procesy zachodzące w nadbrzeżu i przybrzeżu, jak abrazja i transport osadów wywołanych ruchem falowym (Jurys i Uścińowicz 2014). Nawet niewielkie zmiany morfologii ściany klifu lub dna morskiego z dala od ściany klifu w podwodnym stoku brzegowym mogą mieć wpływ na stan naprężeń w klifie po stronie lądowej, a co za tym idzie jego stateczność i powstawanie osuwisk.

W artykule przedstawiono wyniki prac i przeprowadzonych obliczeń numerycznych stanu naprężeń oraz ich zmian na skutek wspomnianych wyżej czynników dla wybranych odcinków klifu rejonu Kępy Swarzewskiej. Na podstawie analizy materiałów archiwalnych przetworzonych do jednolitego układu odniesienia, map geologicznych, dostępnych danych otworowych, a także analizy zmian strefy brzegowej wykonanej na podstawie naziemnego i lotniczego skaningu laserowego, stworzono profile geologiczne odcinków klifu wraz z ich przedłużeniem do nadbrzeża i przybrzeża. Poszczególnym wydzieleniom w profilu zostały przypisane odpowiednie parametry geotechniczne gruntów.

W oparciu o powyższe dane do programu MATLAB zaimplementowany został schematyczny model strukturalny odcinka klifu w celu wykonania symulacji numerycznych. Do obliczeń numerycznych stanu naprężeń w tak skonstruowanym modelu wykorzystano zmodyfikowaną wersję kodu MILMAIN opartego o metodę elementów skończonych (Dąbrowski i in. 2008).

Wyniki modelowań stanu mechanicznego głównych typów klifów nadmorskich polskiego wybrzeża Bałtyku są częścią zadania badawczego „Kartografii

4D w strefie brzegowej południowego Bałtyku – etap I”, realizowanego na podstawie umowy Nr 12/2016/Wn-07/FG-GO-DN/D o dofinansowanie w formie dotacji podpisanej dnia 26.01.2016 r. przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy i Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

LITERATURA

Jurys L., Uścińowicz Sz. 2014, Naturalne i antropogeniczne czynniki kształtujące procesy geologiczne w pasie polskiego brzegu klifowego. [W:] Sokołowski R. (red.), *Ewolucja środowisk sedymentacyjnych regionu Pobrzeża Kaszubskiego*. Wydział Oceanografii i Geografii Uniwersytetu Gdańskiego, Gdynia, 27–37.

Dabrowski, M., Krotkiewski, M., Schmid, D. W., 2008, MILAMIN: MATLAB based finite element method solver for large problems. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9,4.

Ocena efektywności oddziaływania systemu ochrony brzegu morskiego na wysokości plaży centralnej w Kołobrzegu

Agnieszka Kubowicz-Grajewska, Małgorzata Kosmacz

Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii, Zakład Geologii Morza, Gdynia,
e-mail: a.kubowicz-grajewska@ug.edu.pl, malgorzatakosmacz@wp.pl

Problem cofania się linii brzegowej w rejonie Kołobrzegu znany jest od dekad. Od ponad stu lat obserwuje się procesy abrazji w strefie brzegowej przyległej do miasta. Abrazyjne predyspozycje rejonu w ostatnim stuleciu, wynikające z jego naturalnych uwarunkowań, nasiliła intensyfikacja działań pochodzenia antropogenicznego, polegająca na budowie i modernizacji portu oraz wykonaniu szeregu umocnień brzegowych. Poglębiający się problem abrazji, spowodowany oddziaływaniem wyżej opisanych obiektów i niskiej odporności brzegu, wymusił zastosowanie technicznych form jego ochrony. Pierwsze zabiegi miały miejsce już pod koniec XIX w. Polegały one na wybudowaniu systemu ostróg brzegowych, w późniejszych latach sukcesywnie uzupełnianych na kolejnych odcinkach brzegu. Wykonano także umocnienia brzegowe w postaci różnego typu opasek brzegowych, począwszy od dwurzędowych palisad drewnianych z betonowym wypełnieniem, poprzez zastosowanie tzw. „wave blocków”, kończąc na ściankach szczelnych z oczepek żelbetowym i narzutem ochronnym. W latach osiemdziesiątych XX w. odnotowano, także pierwsze zabiegi polegające na sztucznym zasilaniu brzegu po wschodniej stronie portu. Całkowita ilość wykorzystanego w latach 1982–2001 refulatu wyniosła ok. 800 000 m³. W związku z zastosowaniem „twardych” metod ochrony naniesiony sztucznie osad nie utrzymywał się długo na plaży i w trakcie wezbrań sztormowych bezpowrotnie odprowadzany był w głąb morza.

W 2009 r. Urząd Morski w Słupsku rozpoczął prace inwestycyjne polegające na wykonaniu innowacyjnego projektu systemu ochrony brzegu morskiego na wysokości plaży centralnej w Kołobrzegu. Projekt obejmował swoim zasięgiem trzykilometrowy odcinek zlokalizowany na 330,4–333,4 km, zgodnie z kilometrażem UM. W ramach realizacji przedsięwzięcia wykonano budowę progów podwodnych, odbudowę ostróg brzegowych i sztuczne zasilanie.

W latach 2016–2018, w strefie brzegu morskiego objętego ochroną, przeprowadzono badania terenowe, których głównym celem było określenie morfolitodynamiki brzegu oraz ocena efektywności wspomnianego systemu ochrony. W tym celu na trzykilometrowym odcinku plaży wykonano szereg pomiarów geodezyjnych tj. profili poprzecznych plaży (co ok. 100 mb) oraz zmian położe-

nia linii wody. Ponadto wzdłuż profili poprzecznych plaży i ze strefy płytkiego podbrzeża pobrano próbki osadów powierzchniowych, które zostały poddane analizie granulometrycznej, a uzyskane wyniki analizie statystycznej.

Rezultaty wykonanych badań geodezyjnych zestawiono i porównano z wynikami badań monitoringowych prowadzonych przez Urząd Morski w Słupsku. Analiza i interpretacja wyżej wymienionych wyników wykazała, iż odcinek brzegu, który niegdyś borykał się z intensywnie postępującym procesem abrazji, dzięki zastosowanej metodzie, został ustabilizowany, co więcej po okresach sztormowych ulega odbudowie.

Dynamika zmian morfologicznych Cypla Rewskiego

Agnieszka Kubowicz-Grajewska,
Ewa Szymczak, Maria Rucińska-Zjadacz

Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii, Zakład Geologii Morza, Gdynia,
e-mail: a.kubowicz-grajewska@ug.edu.pl, ewa.szymczak@ug.edu.pl,
maria.rucinska-zjadacz@ug.edu.pl

Cypel Rewski, inaczej nazywany Szpyrkciem, to wąska kosa typu strzałka (za: Leontiew i in. 1982, Huggett 2016) zbudowana głównie z utworów piaszczystych. Rozwinęła się w obszarze równiny aluwialnej w wyniku konwergencji dwóch strumieni rumowiska, zasilających formę z obu stron poprzecznie do jej osi (Rosa 1963). Cypel Rewski usytuowany jest prostopadle do brzegu i wybiega zmieniając swoją szerokość w wody Zatoki Puckiej w kierunku Rewy Mew. Miąższość osadów kosi nie przekracza 1,5 m (Rucińska-Zjadacz i in. 2009). U jej nasady występują utrwalone roślinnością wydmy, których wysokość dochodzi do 2 metrów (Zachowicz i Uścińowicz 2007).

Badania terenowe w obszarze Cypla Rewskiego zostały przeprowadzone w okresie od 2001 do 2015 roku. Poprzecznie do osi cypla wykonano profile niwelacyjne wraz z rejestracją położenia linii wody. Uzyskane wyniki zostały odniesione do archiwalnych opracowań kartograficznych, zdjęć satelitarnych oraz warunków hydrometeorologicznych.

Na podstawie przeprowadzonych badań określono dynamikę zmian kształtu i długości cypla (od 130 m do 1 300 m) w zależności od zmieniających się warunków hydrometeorologicznych. Wyraźną zależność zmian długości cypla zarejestrowano w odniesieniu do zmian poziomu morza. Porównanie uzyskanych wyników wykazało istotną zmianę kształtu i długości oraz położenia formy między 2003 a 2005 rokiem. Długość cypla w tym czasie uległa znacznej redukcji, a oś formy przesunęła w kierunku zachodnim. Pomimo tak dużej zmiany, cypel nadal stanowi formą stabilną z równowagą procesów erozyjno-akumulacyjnych.

LITERATURA

- Huggett R.J. 2016, *Fundamentals of geomorphology*. Routledge, London.
- Leontiew O.K., Nikiforow L.G., Safjanow G.A. 1982, *Geomorfologia brzegów morskich*. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa.
- Rosa B. 1963, O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych. Stud. Soc. Sci. Torunensis. 5.
- Rucińska-Zjadacz M., Rudowski S., Wróblewski R. 2009, *Geneza, rozwój i stan barier piaszczystych Zatoki Puckiej*. [w:] *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. t. V. A. Kostrzewski, R. Paluszkiwicz (red.). Seria Geografia 88, 493–504.
- Zachowicz J., Uścińowicz Sz. 2007, *Objaśnienia do mapy geodynamicznej polskiej strefy brzegowej Bałtyku południowego w skali 1:10 000*, Ark. Rewa. PIG

Zmiany morfologii dna morskiego na północ od Półwyspu Helskiego – poligon badawczy Kuźnica

Klaudia Kusek¹, Jarosław Tęgowski¹, Jarosław Nowak²

¹ Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii, Zakład Geologii Morza, Gdynia,
e-mail: klaudia.kusek@phdstud.ug.edu.pl

² Instytut Morski w Gdańsku, Gdańsk,
e-mail: jaroslaw.nowak@im.gda.pl

Morze Bałtyckie stanowi specyficzny obszar, w obrębie którego działalność procesów pływowych ma znikome znaczenie. Z tego powodu transport materiału osadowego jest w tym akwenie zdominowany przez wpływ falowania wiatrowego oraz wezbrań sztormowych (Zhang et al. 2013, Hannebuch 2015). W południowej części Bałtyku dotychczasowe badania zmian morfologii dna morskiego skupiają się jednak głównie na strefie brzegowej, na którą najczęściej bezpośrednio oddziałuje falowanie wiatrowe (Cerkowniak et al. 2015).

Jedną z najbardziej rozpowszechnionych metod prognozowania procesów kierujących transportem materiału osadowego oraz tworzeniem nowych form akumulacyjnych dna, występujących również na obszarze Morza Bałtyckiego, jest modelowanie numeryczne (Bobertz et al. 2005, Soomere i Viška 2014). Z tego względu istotną rolę przypisuje się dokładnemu zbadaniu wielkości średniej średnicy transportowanego osadu oraz określenie wartości zmiennych hydrodynamicznych związanych z przydenym ruchem rumowiska.

Przykładami takich parametrów są między innymi: wartość naprężenia ścinającego związana z występowaniem siły tarcia pomiędzy dwoma ośrodkami, w tym przypadku wodą morską i osadem oraz liczba Stokesa – bezwymiarowa wielkość fizyczna określająca zachowanie cząstek zawiesiny podczas ruchu płynu (Whitmeyer i Fitzgerald 2008). Istotne znaczenie ma również parametr Shieldsa określający moment, w którym następuje początek ruchu cząstek podczas występowania naprężeń ścinających o określonej wartości.

Wszystkie wymienione wielkości fizyczne odnoszą się do opisu możliwości wystąpienia procesów transportu materiału osadowego oraz ich dynamiki. Bazują zwykle głównie na wartości średniej średnicy ziaren oraz prędkości prądu przydenego.

Celem niniejszego wystąpienia jest ukazanie specyfiki procesów odpowiedzialnych za powstawanie form akumulacyjnych dna morskiego w obrębie północno-zachodniej części poligonu badawczego Kuźnica (na północ od środkowej części Półwyspu Helskiego) przy pośrednim uwzględnieniu wartości ta-

kich zmiennych jak średnica ziaren osadu, temperatura wody, głębokość akwenu, częstotliwość występowania ekstremalnych zdarzeń sztormowych oraz prędkość generowanych przez nie prądów przydennych, a także zestawienie wyników modelowania hydrodynamicznego z wcześniejszymi badaniami hydroakustycznymi.

LITERATURA

- Bobertz, B. et al. 2005, Sediment Properties in the Western Baltic Sea for Use in Sediment Transport Modelling. *Journal of Coastal Research* 14:3, 88-597.
- Cerkowniak G. R., Ostrowski R., Stella M. 2015, Wave-Induced Sediment Motion Beyond the Surf Zone: Case Study of Lubiato (Poland). *Archives of Hydro-Engineering and Environmental Mechanics* 62, 27-39.
- Hannebuch, T.J.J 2015, Land-sea interaction and morphogenesis of coastal foredunes - a modeling case study from the southern Baltic Sea coast. *Coastal Engineering* 99, 148-156.
- Soomere, T., Viška, M. 2014, Simulated wave-driven sediment transport along the eastern coast of the Baltic Sea. *Journal of Marine Systems* 129, 96-105.
- Whitmeyer S. J., Fitzgerald D. M. 2008, Episodic dynamics of a sand wave field. *Marine Geology* 252, 24-37.
- Zhang, W., Deng, J., Harff, J., Schneider, R., Dudzińska-Nowak, J. 2013, A coupled modeling scheme for longshore sediment transport of wave-dominated coasts – a case study from the southern Baltic Sea. *Coastal Engineering* 72, 39-55.

Wstępne wyniki modelowania nabiegania fali na skłon plażowy wielorewowej i dyssypacyjnej strefy brzegowej morza na przykładzie brzegu w MLB Lubiatowo

Michał Morawski, Piotr Szmytkiewicz

Instytut Budownictwa Wodnego Polskiej Akademii Nauk, Gdańsk,
e-mail: m.morawski@ibwpan.gda.pl, p.szmytkiewicz@ibwpan.gda.pl

W literaturze przedmiotu proces nabiegania fali na skłon plażowy charakteryzowany jest poprzez wysokość nabiegnięcia fali (*run-up*) R_u . Wielkość R_u to maksymalne pionowe wzniesienie poziomu wody w trakcie napływu fali na skłon plażowy.

Istnieje szereg formuł empirycznych pozwalających obliczać wysokość nabiegania fali. Jedną z pierwszych, mających jednocześnie fundamentalne znaczenie dla rozwoju opisu procesu nabiegania, była tzw. formuła Hunta (Hunt 1959):

$$\frac{R_u}{H_o} = \frac{\operatorname{tg}\beta}{(H_o/L_o)^{1/2}} = \xi_o \quad (1)$$

gdzie:

β - nachylenie brzegu,

H_o - wysokość fali głębokowodnej,

L_o - długość fali głębokowodnej.

Należy zaznaczyć, że reguła Hunta powstała na bazie badań laboratoryjnych i w zasadzie ważna jest tylko dla fali monochromatycznej. W kolejnych latach badania laboratoryjne i terenowe procesu nabiegania na różnych typach brzegów i różnych typów wymuszeń (fale regularne, nieregularne, podgrawitacyjne) były i są kontynuowane (zob. np. Ahrens 1981, Holman 1986, Mase 1989, Kobayashi 1997, Stockdon i in. 2006, McCall i in. 2010, Andrzejewski 2012).

Od 2018 r. w Morskim Laboratorium Brzegowym IBW PAN w Lubiatowie prowadzone są własne pomiary nabiegania fali na skłon plażowy. Brzeg morski w rejonie Laboratorium jest brzegiem dyssypacyjnym (brzeg piaszczysty $d_{50} \approx 0,22$ mm, średnie nachylenie brzegu $\beta \approx 0,015$) i wielorewowym (w analizowanym obszarze brzegowym występują 3–4 stabilne rewy).

Metodyka prowadzonych pomiarów obejmuje: wykorzystanie boi falowej posadowionej na głębokości ok. 18 m; sondy mierzącej wzniesienie swobodne

powierzchni wody na głębokości ok. 0,5 m; wykonywanie regularnych pomiarów tachimetrycznych i batymetrycznych oraz rejestrację obrazu nabiegania fali na brzeg za pomocą dwóch zsynchronizowanych ze sobą kamer cyfrowych.

Analiza wyników badań terenowych prowadzona jest dwutorowo. Z jednej strony zaadaptowano istniejące empiryczne formuły nabiegania. Z drugiej strony zaadaptowano model Kobayashiego (Kobayashi 1997), który uwzględniając zasadę zachowania masy, pędu i energii pozwala obliczać transformację fali poczynając od otwartego morza aż do nabiegnięcia fali na brzeg. Oba podejścia są weryfikowane prowadzonymi pomiarami *in situ*.

W wyniku przeprowadzonej krytycznej analizy zaproponowano własną formułę pozwalającą obliczać wysokość nabiegania fali na dyssypacyjny i wielorewowy brzeg w MLB Lubiatowo.

Podziękowania

Przedstawione w pracy wyniki otrzymano dzięki realizacji grantu nr UMO-2016/21/N/ST8/02390 sfinansowny przez „Narodowe Centrum Nauki”.

LITERATURA

- Ahrens J. P. 1981, *Irregular wave runup on smooth slopes*. CETA No. 81-17. Ft. Belvoir, VA: U.S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center.
- Andrzejewski P. 2012, Wykorzystanie technik video do monitoringu zagrożeń w strefie brzegowej, [w:] Musielak, S., Wiśniewski, B., (red.) *Zintegrowane Zarządzanie Obszarami Przybrzeżnymi w Polsce – stan obecny i perspektywy, część 4, Zagrożenia i systemy ostrzegania*, Szczecin, 105-112.
- Holman R. A. 1986, Extreme value statistics for wave runup on a natural beach. *Coastal Engineering* 9, 6, 527–544.
- Hunt I. A. 1959, Design of seawalls and breakwaters. *Journal of Waterways and Harbours Division, ASCE*, 85,3, 123–152.
- Kobayashi N. 1997, *Wave runup and overtopping on beaches and coastal structures*. Research Report No. CACR-97-09. Newark, DE: University of Delaware, Center for Applied Coastal Research.
- Mase H. 1989, Random wave runup height on gentle slope. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, ASCE*, 115,5, 649–661.
- McCall R.T., van Thiel de Vries J., Plant N.G., van Dongeren A., Roelvink J.A., Thompson D.M. and Reniers A.J.H.M. 2010, Two-dimensional time dependent hurricane overwash and erosion modeling at Santa Rosa Island. *Coastal Engineering* 57, 668–683.
- Stockdon H. F., Holman R.A., Howd P. A., Sallenger A. H. 2006, Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering* 53, 573–588.

Czy wody wiślane docierają do skłonu Półwyspu Helskiego?

Jarosław Pędziński, Małgorzata Witak

Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii, Zakład Geologii Morza, Gdynia,
e-mail: jaroslaw.pedzinski@ug.edu.pl, malgorzata.witak@ug.edu.pl

Okrzemki stanowią główny składnik mikroflory rozmaitych zbiorników wodnych. Pełnią rolę indykatorów zmian środowiskowych, ponieważ reagują na fluktuacje parametrów, w tym temperatury, nasłonecznienia, głębokości, pH, zasolenia, warunków tlenowych, zawartości składników pokarmowych i materii organicznej. Nawet niewielkie zmiany warunków środowiskowych powodują istotne przekształcenia struktury zbiorowisk okrzemkowych, które zachowując się w osadach tworzą odmienne tafocenozy.

Celem badań było określenie różnorodności gatunkowej tafocenoz okrzemkowych w dwóch rejonach Zatoki Gdańskiej oraz określenie wpływu wód wiślanych na warunki środowiskowe. Badaniom diatomologicznym poddano 6 rdzeni osadów (20-30 cm) pobranych sondą typu Box Corer przez Oddział Geologii Morza PIG-PIB w Gdańsku w 2007 r. Punkty poboru zlokalizowane są na przedłużeniu profilu Wisły (G1, G3, G4) oraz w pobliżu Cypla Helskiego (G104, G105, G106). Próbkę osadów przeznaczone do analizy diatomologicznej były preparowane zgodnie ze standardową procedurą Battarbee'go (1986). Zgodnie z instrukcją Schradera i Gersonde (1978) w każdym preparacie zidentyfikowano od 300 do 500 okryw okrzemek zachowanych w całości lub większej części. Następnie obliczono udział procentowy wszystkich odnotowanych gatunków, podgatunków i form. Zidentyfikowane okrzemki zostały podzielone na grupy ekologiczne na podstawie ich preferencji względem siedliska, zasolenia, trofii i saprobii oraz obliczono udział procentowy wyróżnionych grup ekologicznych. W celu oszacowania koncentracji okrzemek w 1 gr suchego osadu zastosowano technikę Bodéna (1991).

W analizowanych rdzeniach flora okrzemkowa jest liczna, zróżnicowana pod względem gatunkowym. Miejscami zachowana była w słabym stopniu co utrudniało identyfikację. Ogółem zidentyfikowano 198 gatunków, podgatunków i form, należących do 55 rodzajów. W badanych tafocenozach większe zróżnicowanie taksonomiczne obserwowano w obrębie okrzemek bentosowych, natomiast pod względem frekwencji, zdecydowanie przeważały formy planktonowe. W rejonie Wiśloujścia dominowały gatunki należące do oligohalobów indifferentnych reprezentowanych przez *Aulacoseira ambigua*, *Stephanodiscus parvus*, *S. hantzschii* oraz oligohalobów halofilnych *Cyclotella atomus*, *C. meneghiniana*.

W rejonie Półwyspu Helskiego największą frekwencję osiągnęły formy morskie i brakiczne. Pierwszą grupę reprezentowały *Catenula adhaerens*, *Opephora krumbeinii*, *Pauliella taeniata*, *Skeletonema marinoi*, *Thalassiosira levanderi*, drugą *Cyclotella choctawhatcheeana*, *Opephora guenter-grassii* oraz spory z rodzaju *Chaetoceros* spp., *Ch. wighamii*. W obu obszarach flora okrzemkowa była zdominowana przez gatunki o wysokich wymaganiach edaficznych – eutrafenty i eu-mezotrafenty.

W rejonie Wiślouchcia najczęściej obserwowano polisaproby i α -mezosaproby – okrzemki tolerujące wysokie zanieczyszczenie wód. Tę grupę reprezentują formy słodkowodne *Stephanodiscus hantzschii* (23%) *S. parvus* (11%) oraz *Aulacoseira ambigua* (6%) oraz halofilne *Cyclotella atomus* (28%) i *C. meneghiniana* (25%). W miarę oddalania od strefy brzegowej ich frekwencja maleje do 1–9%. Ich miejsce w zbiorowisku zajmują gatunki preferujące wody mniej zanieczyszczone *Amphora pediculus*, *Catenula adhaerens*, *Cocconeis neothumensis*, *Opephora guenter-grassii* i *O. krumbeinii*.

Występowanie gatunków wiślanych w rejonie Cypla Helskiego jasno wskazuje na istotne oddziaływanie Wisły na stan ekologiczny Zatoki Gdańskiej. Wraz ze wzrostem odległości od strefy przyujściowej, wpływ wód wiślanych na rozwój flory okrzemkowej maleje, o czym świadczy wyraźny spadek udziału okrzemek słodkowodnych i halofilnych oraz polisaprobów i α -mezosaprobów zachowanych w osadach skłonu Półwyspu Helskiego. Dodatkowym źródłem soli biogenicznych w rejonie cypla mogą być lokalne zrzuty komunalne z czym związana jest przewaga eutrafentów i eu-mezotrafentów w bentosie okrzemkowym.

LITERATURA

- Battarbee R.W. 1986, Diatom analysis. [w:] *Handbook of Holocene paleoecology and paleohydrology*, Berglund B.E. (red.), John Wiley & Sons, London, 527 – 570.
- Bodén P. 1991, Reproducibility in the Random Settling Method for Quantitative Diatom Analysis. *Micro-paleontology* 37,3, 313 – 319.
- Schrader H., Gersonde R. 1978, Diatoms and silicoflagellates in the eight meters sections of the lower Pleistocene at Capo Rossello. *Utrecht Micropaleontological Bulletin* 17, 129 – 176.

Cechy litologiczne i geochemiczne osadów morskich z Głębi Bornholmskiej i Gdańskiej – ich znaczenie paleogeograficzne

Joanna Sławińska¹, Julita Tomkowiak¹, Sławomir Parasiak¹,
Matthias Moros², Małgorzata Bąk³, Ryszard K. Borówka¹

¹ Uniwersytet Szczeciński, Wydział Nauk o Ziemi, Zakład Geologii i Paleogeografii, Szczecin,
e-mail: ryszard.borowka@usz.edu.pl

² Leibniz Institute for Baltic Sea Research Warnemünde, Department of Marine Geology, Rostock,

³ Uniwersytet Szczeciński, Wydział Nauk o Ziemi, Zakład Paleooceanologii, Szczecin.

Badaniami litologicznymi i geochemicznymi objęto dwa ok. 10-metrowe rdzenie osadów morskich pobrane przy pomocy wibrosondy w Basenie Bornholmskim (M86/24-3; φ - 55° 22,65 N; γ - 15° 21,80 E; głęb. 98 m) oraz na obszarze Głębi Gdańskiej (P475/12-7; φ - 54° 49,39 N; γ - 19° 11,14 E; głęb. 105 m). Uzyskane rdzenie poddano skanowaniu XRF w laboratorium Leibniz Institute for Baltic Sea Research w Warnemünde, a następnie opróbowano z rozdzielczością co 1 cm. W laboratorium Zakładu Geologii i Paleogeografii Uniwersytetu Szczecińskiego wykonano dla poszczególnych próbek następujące analizy laboratoryjne oraz oznaczenia:

- strat na prażeniu w temperaturze 550 °C – co 1 cm;
- uziarnienia metodą laserową – co 2 cm;
- zawartości pierwiastków biogennych (C, N, S) – co 2 cm;
- zawartości węgla organicznego (TOC) – co 2 cm;
- zawartości wybranych pierwiastków (Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn, Cu, Zn, Pb) metodą spektrometrii absorpcji atomowej – co 6 cm.

Dodatkowo, dla 45 próbek pobranych z obu profili oznaczono wiek radiowęglowy szczątków makroskopowych organizmów morskich (głównie muszli *Macoma balthica*), metodą AMS w Poznańskim Laboratorium C-14, a następnie po kalibracji uzyskanych wyników z wykorzystaniem krzywej Marine13 (Reimer i in. 2013) opracowano dla tych profili modele wiek-głębokość, wykorzystując program OxCal.

Uzyskane dane umożliwiły rekonstrukcję warunków sedymentacji osadów morskich w analizowanych basenach podczas ostatnich ok. 7500 lat kal. BP. Pozwoliły również na wykazanie związku pomiędzy cechami litologicznymi i geochemicznymi deponowanych osadów a zmianami środowiskowymi oraz działalnością człowieka na terenie sąsiednich obszarów lądowych.

LITERATURA

Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk C., Caitlin R., Hai E.B., Edwards R.L. 2013, Intcal13 and marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869-1887.

Zakres i dynamika przebudowy podbrzeża – 30 lat pomiarów batymetrycznych w MLB Lubiatowo

Piotr Szmytkiewicz, Grzegorz R. Cerkowniak,
Jan Schönhofer, Magdalena Stella

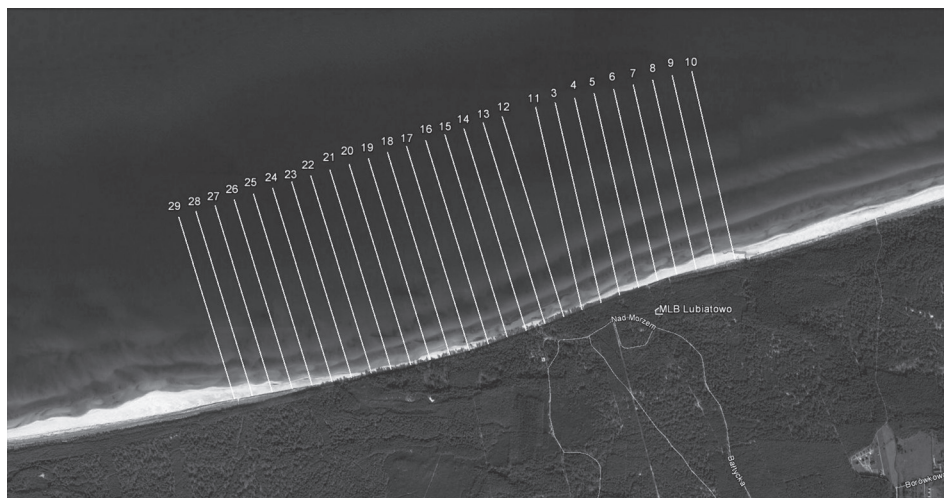
Instytut Budownictwa Wodnego Polskiej Akademii Nauk, Gdynia,
e-mail: P.Szmytkiewicz@ibwpan.gda.pl

Zgodnie z hipotezą Bruuna (1954) kształt profilu poprzecznego podbrzeża oscyluje wokół pewnego charakterystycznego kształtu, tzw. profilu równowagi. Geometria tego profilu zależy od: (1) lokalnej budowy geologicznej i cech geomorfologicznych profilu; (2) rodzaju i charakterystyki osadu powierzchniowego (jego średnicy, wysortowania oraz prędkości opadania ziaren) oraz (3) warunków hydro-, lito- oraz morfodynamicznych akwenu. W 1966 r. Onoszko przeprowadzając doświadczenia w laboratorium hydraulicznym wykazał słuszność tej hipotezy (Onoszko, 1966). Począwszy od lat 70-tych XX wieku powstało szereg modeli opisujących kształt profilu podbrzeża. Dobrym podsumowaniem stanu wiedzy na ten temat jest praca Roelvinka i Brokera (1993).

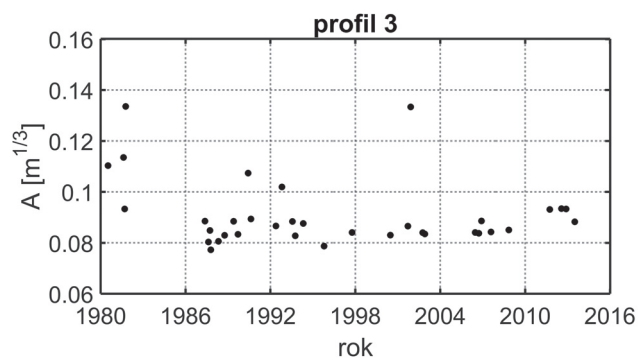
Celem niniejszej pracy jest określenie wpływu budowy geologicznej i cech geomorfologicznych terenu na kształt profilu równowagi, zakres i dynamikę przebudowy podbrzeża oraz charakterystyczne parametry morfometryczne podbrzeża (położenie rew) w okolicy Morskiego Laboratorium Brzegowego w Lubiatowie (MLB).

Każdy posiadany profil aproksymowano funkcją Deana ($z = Ax^n$, gdzie z – rzędna terenu, a – stała dla danego profilu wyznaczana podczas aproksymacji, x – odległość od linii wody, $n = 2/3$) z poprawką Prusaka i in. (1997), określono powierzchnię czynną profilu S (powierzchnia pomiędzy rzędną 0 m i – 6 m p.p.m.) oraz wyznaczono położenie grzbietów rew w funkcji odległości od brzegu. Na rys. 2, 3 i 4 przedstawiono przykładowe wyniki przeprowadzonych analiz.

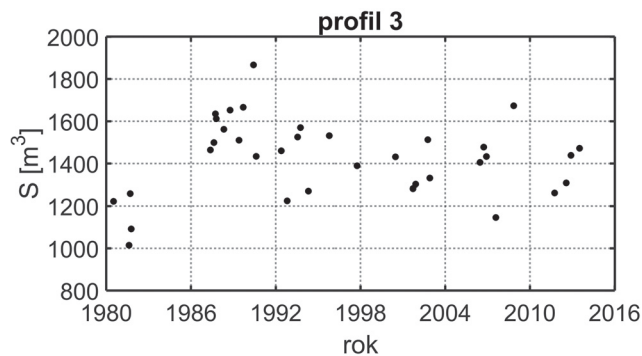
Otrzymane wartości współczynników A , S i parametrów morfometrycznych wszystkich profili analizowano pod kątem ich różnic, podobieństw, wyodrębnienia charakterystycznych linii trendu oraz fluktuacji stochastycznych. Szczególny nacisk położono na określenie potencjalnego wpływu budowy geologicznej podbrzeża na zmiany owych wielkości na przestrzeni dekad.



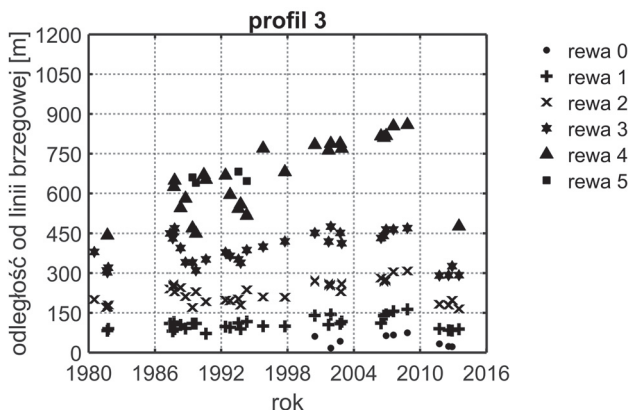
Rys. 1. Położenie profili poprzecznych do brzegu poddanych analizie



Rys. 2. Zmiana współczynnika a profilu nr 3 w latach 1980 – 2013



Rys. 3. Zmiana powierzchni czynnej profilu nr 3 w latach 1980 – 2013



Rys. 4. Zmiany położenia szczytów rew względem chwilowego (podczas pomiaru) położenia linii wody w profilu nr 3 w latach 1980 – 2013

LITERATURA

- Bruun P. 1954, *Coast erosion and the development of beach profiles*. Beach erosion board technical memorandum. No. 44. U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station. Vicksburg, MS.
- Onoszko J., 1966, *Dynamika profilu brzegu piaszczystego pod wpływem działania fal o kierunku prostopadłym do linii brzegowej w świetle badań laboratoryjnych*. Wydawnictwo IBW PAN, Gdańsk.
- Pruszek Z., Różyński G., Zeidler R.B. 1997, Statistical properties of multiple bars. *Coastal Engineering* 31,4, 263–280.
- Roelvink J.A., Broker I. 1993, Cross-shore profile models. *Coastal Engineering* 21, 1–3, 163–191.

Rozkład wielkości cząstek zawieszonych w toni wodnej Zatoki Puckiej

Ewa Szymczak

Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii, Zakład Geologii Morza, Gdynia,
e-mail: ewa.szymczak@ug.edu.pl

Rozkład wielkości cząstek zawiesiny jest zasadniczym parametrem w badaniach dotyczących sedimentacji osadów. Od wielkości cząstek zawiesiny zależy również ich rola w kształtowaniu warunków fizyczno-chemicznych oraz biologicznych w zbiornikach wodnych. Cząstki większe, np. ziarna piasku są istotne przy transporcie masy. Cząstki mniejsze zaś, odpowiadają za procesy biochemiczne, np. wiązanie i transport niebezpiecznych substancji (Burska i Graca 2011).

Pomiary *in situ* wielkości cząstek zawieszonych prowadzone były od 3 III do 12 VIII 2016 roku, jednak zarejestrowane wyniki obejmują okres 3 III–5 V 2016 roku. Zestaw pomiarowy, na którym zamontowano zanurzeniowy czujnik sedimentacji LISST-25X, prądomierz ADCP, sondę CTD eksponowany był w Zatoce Puckiej na wysokości miejscowości Jastarnia (54,673°N; 18,622°E) na głębokości 20 m (ok. 1 m nad dnem). Czujnik laserowy zaprogramowano tak by w ciągu doby dokonywał 120 pomiarów.

W całym okresie pomiarowym frakcjami dominującymi w zawieszynie były mułki gruboziarniste (63%) i piaski drobnoziarniste (33%). Udział pozostałych frakcji tj. mułków średnioziarnistych i piasków średnioziarnistych nie przekraczał łącznie 4%. Największą dynamikę zmian wielkości cząstek w zawieszynie zaobserwowano między 29 marca a 8 kwietnia. Stwierdzono obecność cząstek których średnica zmieniała się od 8,77 do 274,7 μm , a więc od mułków średnioziarnistych do piasków średnioziarnistych. Były to skrajne rozmiary cząstek zanotowane w całym okresie pomiarowym. Średnia wartość całkowitej koncentracji objętości cząstek w tym czasie wyniosła 693 $\mu\text{L/L}$ (zmieniała się od 17,4 do 8989,26 $\mu\text{L/L}$) podczas gdy średnia wartość parametru w całym okresie prowadzenia badań nie przekraczała 180 $\mu\text{L/L}$. Średnie prędkości prądów (0,407 cm/s) z przełomu marca i kwietnia, podobnie jak ich kierunki, mierzone na wysokości posadowienia czujnika laserowego, nie odbiegały wartościami od wyników uzyskanych w całym sezonie pomiarowym (0,413 cm/s). Zmiany zasolenia i temperatury wód skorelowane z kierunkami prądów wskazują, że tak duże zróżnicowanie parametrów cząstek zawiesiny może być konsekwencją wpływu na powierzchnię wód z głębokich warstw, transportowanych rynną równoległą do Półwyspu Helskiego, mający charakter upwellingu (Nowacki i in. 2009, Matciak i in. 2011). Warunkowane napływem wód zmiany warunków termohalinowych – wzrost zasolenia

i towarzyszący mu spadek temperatury wód oraz ich dynamika wpływają na powstawanie w toni wodnej agregatów. Osady powierzchniowe, pobrane w miejscu posadowienia zestawu pomiarowego, charakteryzują się większym udziałem frakcji mułków średnio- i droбноziarnistych, pozwala to także wnioskować o transporcie zawiesiny w toni wodnej w postaci agregatów charakteryzujących się podobnymi rozmiarami. Świadczą o tym także wartości statystycznych wskaźników uziarnienia wskazujące na wzbogacanie zawiesiny we frakcje grubsze – frakcje, które powstają w procesie flokulacji. Proces ten wpływa także na okresowy deficyt zawiesiny z uwagi na wzrost efektywnych rozmiarów cząstek, które umożliwiają ich depozycję. Prędkości prądów wskazują także na możliwość re-suspensji osadów, a co za tym idzie okresowy wzrost koncentracji zawiesiny.

LITERATURA

Burska D., Graca B. 2011, Węgiel i substancje biogeniczne w zawieszynie, transformacja zawiesiny w środowisku morskim i procesy wymiany składników na granicy woda morska–osad. [W:] Uścińowicz Sz., (red.) *Geochemia osadów powierzchniowych Morza Bałtyckiego*, Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa, 326–342.

Matciak M., Nowacki J., Krzymiński W. 2011, Upwelling intrusion into shallow Puck Lagoon, a part of Puck Bay (the Baltic Sea). *Oceanological and Hydrobiological Studies*, 40,2, 108–111.

Nowacki J., Matciak M., Szymelfenig M., Kowalewski M. 2009, Upwelling characteristic in the Puck Bay (the Baltic Sea), *Oceanological and Hydrobiological Studies*, 38, 2, 3–16.

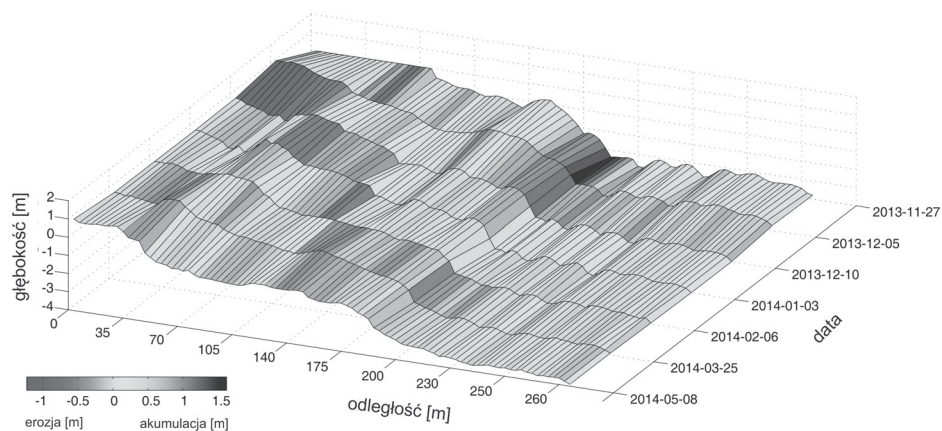
Charakterystyka sztormu Ksawery i jego wpływ na morfologię wybrzeża w świetle kolejnych ekstremalnych zdarzeń pogodowych

Paweł Terefenko, Andrzej Giza

Uniwersytet Szczeciński, Wydział Nauk o Ziemi, Szczecin,
e-mail: pawel.terefenko@usz.edu.pl, andrzej.giza@usz.edu.pl

Obszary przybrzeżne są coraz częściej jednym z głównych celów działań zarówno badawczych, jak i planistycznych (Cieślak 1995), w szczególności w okresie intensywnie postępujących zmian klimatycznych, których odzwierciedleniem jest stale rosnąca liczba spiętrzeń sztormowych (Tonnison i in. 2013, Terefenko i in. 2017). Zimowe wezbrania są ważnym czynnikiem kształtującym polskie wybrzeże, a w połączeniu z podniesionym poziomem wody powodują intensywną erozję brzegu.

W niniejszej pracy scharakteryzowane zostały warunki meteorologiczne i hydrologiczne sztormu Ksawery, który pustoszył polskie wybrzeże między 5 a 7 grudnia 2013 r. oraz jego wpływ na wybrzeże na przykładzie profili batymetrycznych i topograficznych wykonanych w rejonie Międzyzdrojów. Zmiany w profilach plaży oraz podbrzeża spowodowane ocenianym wezbraniem zostały porównane z efektami mniejszych zdarzeń sztormowych, które miały miejsce później, w 2014 roku (Rys. 1).



Rys. 1. Wybrane profile wzdłuż mola w Międzyzdrojach pomierzone w okresie od 27.11.2013 do 08.05.2014 z graficzną prezentacją wartości erozji i akumulacji pomiędzy profilami.

Uzyskane wyniki wskazują, że sztorm Ksawery całkowicie przebudował profil wybrzeża w obszarze Zatoki Pomorskiej. Erozji uległ przede wszystkim dolny odcinek plaży powodując znaczny ubytek materiału. Średnie różnice wysokości wynosiły na tym odcinku brzegu około -0,5 m osiągając w skrajnych przypadkach maksymalnie -1,5 m. Akumulację obserwuje się okolicach 1 metra głębokości. W dalszej części podbrzeża dominują procesy erozyjne o średniej wartości 0,27 m i maksymalnej 0,62 m, z niewielkim wyjątkiem na głębokości 2 metrów. Choć efekty erozji spowodowane przez ten sztorm są znaczne, obserwowano, że w niektórych sekcjach są one porównywalne z efektami krótkich i znacznie słabszych sztormów, które dotknęły badany obszar w następnym roku.

LITERATURA

- Cieślak A. 1995, Contemporary coastal Transformation – The Coastal Management and Protection Aspect. *Journal of Coastal Research SI* 22, 63–71.
- Terefenko P., Paprotny D., Giza A., Kubicki A., Winowski M. 2017, Analiza wpływu orkanów Barbara i Aleks na morfologię wybrzeża klifowego wyspy Wolin. [W:] A. Kostrzewski, M. Winowski (red.) *Geokosystem Wybrzeży Morskich 3: Monitoring funkcjonowania i przemian wybrzeży morskich*, 177–182.
- Tõnisson H., Suursaar U., Ravis R., Kont A., Orviku K. 2013, Observations and analysis of coastal in the West Estonian Archipelago caused by storm Ulli (?Emil) in January 2012. *Journal of Coastal Research SI* 65, 832–837.

Wybrane metody akustycznej klasyfikacji osadów dennych w projekcie ECOMAP

Karolina Trzcińska, Jarosław Tęgowski, Aleksandra Kruss

Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii, Zakład Geologii Morza, Gdynia,

e-mail: karolina.trzcinska@phdstud.ug.edu.pl, j.tegowski@ug.edu.pl, aleksandra.kruss@ug.edu.pl

Intensywna eksploracja zasobów morskich w XXI wieku stwarza potrzebę szczegółowego rozpoznania dna morskiego. W mapowaniu i inwentaryzacji obszarów dennych, wszechstronne zastosowanie znalazły metody hydroakustyczne, stosujące rejestracje rozpraszanych wstecz sygnałów akustycznych od osadów dennych. W ostatnich latach zostały rozwinięte metody mapowania i wydzielania obszarów dna morskiego o zróżnicowanych typach budowy, rozmaitych osadach i różnym stopniu pokrycia roślinnością. Rezultaty klasyfikacji dna morskiego mają zastosowanie w mapowaniu siedlisk oraz w ochronie zasobów przyrody. Stanowią one cenne informacje wykorzystywane w planowaniu przestrzennym i projektowaniu obiektów i budowli hydrotechnicznych umieszczanych na dnie morza, a także są źródłem informacji dla instytucji rządowych zajmujących się administrowaniem strefą przybrzeżną i ochroną jej zasobów. Wspomagają także analizę procesów geologicznych, a zwłaszcza monitorowanie transportu osadów dennych.

W ostatnich latach szeroko rozwinięto metody klasyfikacji typów osadów dennych bazujące na pomiarach dna echosondą jednowiązkową, sonarem bocznym oraz echosondą wielowiązkową. Metody klasyfikacji osadów morskich stosujące rejestracje echosondą jednowiązkową wykorzystują cechy obwiedni echa sygnałów odbitych od dna oraz modele teoretyczne opisujące zjawisko rozpraszania wstecznego od dna morskiego. Takie metody klasyfikacji są szeroko rozpowszechnione w komercyjnych programach jak np. RoxAnn, VisualHabitat, QTC. Charakteryzują się one wysoką skutecznością potwierdzoną walidacją polegającą na poborze prób osadów z dna w miejscu pomiarów hydroakustycznych (Hutin i in. 2005, Tęgowski 2006).

Klasyfikacja osadów dennych stosująca rejestracje sonarem bocznym lub echosondą wielowiązkową często wykorzystuje jednocześnie dane zarejestrowane przez obydwa urządzenia do algorytmów klasyfikacyjnych. Są to wysokiej rozdzielczości mapy batymetryczne oraz mapy rozkładu wartości natężenia dźwięku odbitego wstecz od dna morskiego (Parnum i in. 2004, Kostylev i in. 2001). Najczęściej wykorzystywane algorytmy klasyfikacyjne to analiza skupień parametrów opisujących powierzchnię terenu oraz rozkład przestrzenny natężeń sygnałów akustycznych odbitych od dna morskiego. Do klasyfikacji dna jest także

stosowana analiza tekstur jego powierzchni, np. analiza obiektowa OBIA (Monte-reale Gavazzi i in. 2016).

Celem badań jest opracowanie metody klasyfikacji osadów dennych dla rejestracji echosondą wielowiązkową, wykorzystującej obwiednie echa sygnałów odbitych od dna, jak w przypadku echosondy jednowiązkowej. Nowa metoda zapewnia zwiększenie dokładności pomiarów poprzez wykorzystanie informacji zawartej w poszczególnych wiązkach odbiorczych echosondy wielowiązkowej. Prezentowane są wstępne wyniki klasyfikacji osadów przeprowadzonej dla testowego zbioru danych zarejestrowanych przez echosondę i WBMS firmy NORBIT. Szerokość wiązki nadawczej wynosiła 160° w kierunku prostopadłym do ruchu statku. Generowano dźwięk o częstotliwości 400 kHz, a rozproszony wstecz od dna sygnał był rejestrowany za pomocą 512 wirtualnych wiązek. Rejestracje przeprowadzono w rzece Kolumbia na wysokości miasta Portland, Stan Oregon, Stany Zjednoczone. Opracowane przez autorów oprogramowanie umożliwia odkodowanie informacji zapisanych w bazach danych, które nie są dostępne podczas standardowej procedury ich przetwarzania w komercyjnych programach analizy rejestracji z echosond wielowiązkowych, takich jak Fledermaus, Qimera czy Hypack. Dla zarejestrowanych sygnałów obliczono szereg parametrów transformacji falkowej i parametrów statystycznych, które następnie zastosowano do klasyfikacji wykorzystującej metodę k-średnich analizy skupień. Procedury klasyfikacyjne stosujące zbliżone metody wykazywały już wysoką efektywność i zgodność z próbami osadów przy analizie rejestracji z echosondy jednowiązkowej (Tęgowski 2006).

Podziękowania.

Praca została wykonana w ramach projektu sfinansowanego przez NCBR oraz BONUS EEIG – ECOMAP „Baltic Sea environmental assessments by innovative opto-acoustic remote sensing, mapping, and monitoring” nr BONUS-BB/ECOMAP/07/2017. Dane testowe zostały dostarczone przez firmę NORBIT, producenta echosondy wielowiązkowej.

LITERATURA

- Hutin E., Simard Y., Archambault P. 2005, Acoustic detection of a scallop bed from a single-beam echosounder in the St. Lawrence. *ICES Journal of Marine Science* 62, 966–983.
- Tęgowski J. 2006, Akustyczna klasyfikacja osadów dennych. *IO PAN Rozprawy i monografie, Sopot*, 220.
- Kostylev V.E., Todd B.J., Fader G.B.J., Courtney R.C., Cameron G.D.M., Pickrill R.A. 2001, Benthic habitat mapping on the Scotian Shelf based on multibeam bathymetry, surficial geology and sea floor photographs. *Marine Ecology Progress Series* 219, 121–137.
- Monteale Gavazzi G., Madricardo F., Janowski L., Kruss A., Blondel P., Sigovini M., Fogliani F. 2016, Evaluation of seabed mapping methods for fine-scale classification of extremely shallow benthic habitats – Application to the Venice Lagoon, Italy. *Elsevier, Estuarine, Coastal and Shelf Science* 170, 45–60.
- Parnum I.M., Siwabessy P.J.W., Gavrilov A.N. 2004, Identification of seafloor habitats in coastal shelf waters using a multibeam echosounder. *Gold Coast, Australia 3-5 November 2004*.

Wiek fazy pomorskiej ostatniego zlodowacenia w świetle datowania eratyków metodą 10-Be

Karol Tylmann¹, Vincent Rinterknecht², Piotr Paweł Woźniak³, Georges Aumaître⁴, Didier Bourlès⁴, Karim Keddadouche⁴

¹ Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii, Zakład Geologii Morza, Gdynia, k.tylmann@ug.edu.pl

² Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, Laboratoire de Géographie Physique, CNRS, UMR 8591, Francja,

³ Uniwersytet Gdański, Instytut Geografii, Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, Gdańsk,

⁴ Aix Marseille Université, CNRS, IRD, Collège de France, CEREGE, Plateau de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix-en-Provence, Francja.

Ostatnie zlodowacenie plejstocenijskie na terenie Polski, zwane też zlodowaczeniem wisły lub vistulianem (*ang. Weichselian*), osiągnęło swój maksymalny zasięg ok. 24-19 tys. lat BP. Po tym okresie lądolód w reakcji na postępujące ocieplenie klimatyczne rozpoczął swój odwrót, podczas którego mogły zdarzać się oscylacje (ponowne nasunięcia) krawędzi lodowej o różnym zasięgu. Ok. 16 tys. lat BP, czoło lądolodu znajdowało się w południowej części Pojezierza Pomorskiego, gdzie tworzyły się rozległe sandry oraz liczne i wyraźne formy morenowe. Świadczą one o dłuższym postoju krawędzi lodowej na tym obszarze podczas tzw. fazy pomorskiej.

W referacie prezentujemy najnowsze wyniki datowania metodą izotopu kosmogenicznego 10-Be głazów narzutowych występujących na obszarze Pomorza. Metoda ta pozwala na określenie czasu ekspozycji badanej powierzchni skalnej na działanie promieniowania kosmicznego, a więc w przypadku eratyków, na określenie czasu ich wytopienia z lądolodu. Datowaniu poddano 28 głazów zlokalizowanych w szerokim transekcie od obszaru w okolicach Szczecina na zachodzie po Półwysep i Pojezierze Kaszubskie na wschodzie. Dodatkowo przeliczono wiek 10 eratyków z zachodniego Pomorza (obszaru zajętego przez łob Odry ostatniego lądolodu) wydatowanych w 2005 roku, zgodnie z obecnie obowiązującą dawką roczną izotopu 10-Be. Cały analizowany zestaw danych zawiera więc wiek ekspozycji dla 38 głazów narzutowych pozostawionych przez ostatni lądolód na terenie Pomorza.

Uzyskane wyniki sugerują, iż początek deglacji lądolodu fazy pomorskiej miał miejsce nieco wcześniej niż do tej pory sądzono. Średni wiek ekspozycji dla analizowanych eratyków wynosi bowiem $17,2 \pm 0,4$ tys. lat. Wynik ten należy interpretować jako minimalny wiek deglacji, a więc wiek maksymalnego zasięgu lądolodu podczas fazy pomorskiej jest wyższy. Analiza przestrzennego

zróznicowania dat 10-Be wskazuje, iż na środkowym i wschodnim Pomorzu deglacja nastąpiła nieco wcześniej niż w obszarze lobu Odry. Może to mieć związek z tym, iż w obszarze lobu Odry funkcjonował w tym czasie najprawdopodobniej strumień lodowy. Na podstawie uzyskanych wyników oraz wieku recesji lądolodu z linii jego maksymalnego zasięgu na południe od Pomorza, obliczono możliwe tempo recesji południowego sektora ostatniego lądolodu skandynawskiego. Pozwoliło to na pośrednie oszacowanie wieku faz glacialnych młodszych od fazy pomorskiej, a związanych już z deglacją południowej części niecki Bałtyku.

Krótkoterminowa prognoza rozwoju wybrzeży mierzejowych (Pobrzeże Południowobałtyckie)

Grzegorz Uścińowicz, Tomasz Szarafin

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy,
Oddział Geologii Morza, Gdańsk,
e-mail: grzegorz.uscinowicz@pgi.gov.pl

Prognozowanie zmian strefy brzegowej jest niezwykle istotne z punktu widzenia właściwego zarządzania tą strefą. Silna presja na rozwój obszarów przybrzeżnych zwiększa znaczenie prognozowania zmian. W prezentacji przedstawiono warianty prognostyczne (prognozy) dla różnych trendów rozwojowych, wybrzeży morskich zdominowanych falowaniem dla okresu najbliższych 15 lat, na przykładzie wybrzeża południowego Bałtyku (rejon między miejscowościami Władysławowo i Lubiatowo). Główną ideą było porównanie zmian za pomocą różnych geoprzetwarzalnych technik i metod statystycznych opartych na analizach przestrzennych różnorodnych materiałów kartograficznych oraz ekstrapolacji trendów historycznych. Podstawowym założeniem do osiągnięcia tego celu było wdrożenie zasady rozwiązywania problemów, która pozwala zaimplementować możliwie najmniej założeń. Wykonane prace mające na celu odwzorowanie przebiegu linii brzegowej w różnych okresach czasu ujawniły istotne zmiany w jej położeniu. W ramach pracy wykonano prognozowanie w oparciu o następujące podstawy: (1) prognoza zmian położenia linii brzegowej; (2) prognoza zmian położenia podstawy wydmy; (3) prognoza uśredniona położenia linii brzegowej (oparta o obliczenia w ramach poligonów identyfikowanych jako obszary erozji i akumulacji). Wszystkie prezentowane prognozy charakteryzują się pewną zmiennością i specyficznymi cechami. W opinii autorów „uśredniona prognoza” jest najbardziej odpowiednia do masowej wizualizacji zmian linii brzegowej. Uśrednia ona krótkoterminowe zmienne, które mogą wpływać na przejrzystość obrazu. Pozwala to również uniknąć kumulowania błędów, które mogą mieć wpływ na prognozowane zmiany linii brzegowej. Największe prognozowane zmiany oparte o przebieg linii brzegowej (1) mogą przekroczyć 100 m. Jednak wartość ta jest bardzo dyskusyjna. Natomiast prognoza oparta na przebiegu podstawy wydmy (2) wykazuje bardziej stabilną sytuację, a spodziewane zmiany mają marginalny zasięg np. największe różnice między dwiema liniami prognostycznymi wygenerowanymi na podstawie wskaźnika z okresów 2010–2016 i 2001–2016 mogą sięgać 40 m. Uśredniona prognoza (3), która według autorów jest najodpowiedniejsza do wizualizacji zbiorczej, wskazuje, że zmiany linii brzegowej wpływać będą na pas plaży i mogą dochodzić do ok. 12 m. Największe erozyjne zmiany

linii brzegowej prognozuje się w rejonie 144–145 km i 155,5 km gdzie mogą powodować erozję podstawy wydmy przedniej.

Praca została zrealizowana w ramach zadania badawczego „Kartografii 4D w strefie brzegowej południowego Bałtyku – etap I” realizowanego na podstawie umowy Nr 12/2016/Wn-07/FG-GO-DN/D o dofinansowanie w formie dotacji podpisanej dnia 26.01.2016 r. przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy i Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

Litologiczne wskaźniki źródeł i kierunków transportu osadów na zachodnich brzegach Zalewu Puckiego

Szymon Uścińowicz¹, Adriana Adamusiak²,

Eliza Białasik², Anna Czepek²

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, Gdańsk, e-mail: szymon.uscinowicz@pgi.gov.pl

² Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii, Zakład Geologii Morza, Gdynia.

Celem pracy jest przedstawienie cech litologicznych osadów źródłowych dostarczanych do Zalewu Puckiego oraz różnicowania tych cech w procesach transportu w jego strefie brzegowej. Przedstawiono wyniki trzech prac magisterskich dotyczących w/w zagadnień wykonanych w latach 2009–2013 w Zakładzie Geologii Morza Instytutu Oceanografii Uniwersytetu Gdańskiego (Adamusiak 2009, Białasik 2009, Czepek 2013).

Badania wykonano w następujących rejonach i zakresach:

1. Pomiędzy Puckiem a ujściem Potoku Błędzickowskiego, na odcinku od 111,5 km do 114,0 km wybrzeża polskiego pobrano próbki żwirów. Z plaży (linii wody) pobrano 14 próbek co ok. 250 m oraz pobrano 3 próbki osadów wodnolodowcowych z aktywnych odcinków Klifu Puckiego. Analizy składu petrograficznego i morfometrii żwirów wykonano we frakcji 8,0-16,0 mm w składzie petrograficznym wyróżniono: skały krystaliczne, piaskowce, wapienie. Pomierzono osie a, b, c oraz sklasyfikowano ziarna każdej z grup wg. diagramu Zingga.
2. W rejonie ujścia Potoku Błędzickowskiego, na odcinku od Cypla Rzurowskiego do Klifu Puckiego, na odcinku od 110 km do 111,7 km wybrzeża pobrano w odstępach co około 150 m 12 próbek piasków z wału plażowego oraz 3 próbki ze stożka ujściowego potoku. Pobrano również 7 próbek z 2 km koryta Potoku Błędzickowskiego (od ujścia do Błędzikowa).
3. W rejonie ujścia Gizdepki, na odcinku od południowej części Klifu Osłonińskiego do Rezerwatu Beka, na odcinku od 105,7 km do 107,7 km wybrzeża pobrano co ok. 200 m 10 próbek piasków z wału plażowego oraz 4 próbki ze stożka ujściowego potoku. Pobrano również 6 próbek z 6 km koryta Gizdepki.

Zakres analiz dla rejonów ujścia Potoku Błędzickowskiego i Gizdepki był dla wszystkich próbek taki sam i obejmował analizę uziarnienia oraz analizę składu mineralno-petrograficznego we frakcji 1,0-2,0 mm, gdzie wyróżniano: kwarc, skalenie, okruchy skał krystalicznych, piaskowce oraz węglany.

W składzie petrograficznym żwirów z osadów wodnolodowcowych Klifu Puckiego skały krystaliczne i wapienie występują w podobnych ilościach. Udział

piaskowców jest mniejszy. Zarówno wśród skał krystalicznych jak i wapieni żwiry sferoidalne występują nieco częściej niż dyskoidalne. Trend zmian składu petrograficznego żwirów plażowych (zmniejszanie się ilości wapieni a wzrost skał krystalicznych) oraz zmian formy żwirów (zmniejszanie się udziału żwirów sferoidalnych a wzrost dyskoidalnych) we wszystkich grupach petrograficznych jednoznacznie wskazują na kierunek transportu od Pucka ku południowi, do ujścia potoku Błądzikowskiego.

W korycie Potoku Błądzikowskiego występują na ogół piaski średnio- i gruboziarniste, średniowysortowne. Zawartość ziaren kwarcu w próbkach z koryta Potoku Błądzikowskiego wynosi 54–74%, okruchów skał krystalicznych 13–20%, skaleni 3–7%, piaskowców 5–22%, a okruchów wapieni 1–4%. Istotne jest, że do ujścia potoku docierają piaski o podwyższonych zawartościach kwarcu (ok. 70%) i obniżonych zawartościach okruchów skał osadowych; głównie wapieni (ok. 1%).

Pomiędzy Klifem Puckim a ujściem Potoku Błądzikowskiego na wale plażowym występują średnio wysortowane piaski gruboziarniste ze żwirem. Zawartość kwarcu jest podobna jak w osadach Potoku Błądzikowskiego (65–68%), natomiast odznaczają się wyższą zawartością okruchów skał krystalicznych (15–21%) i wapieni (6–7%). Na stożku ujściowym Potoku Błądzikowskiego dochodzi do mieszania osadów transportowanych od Klifu Puckiego i przez potok. Występują piaski grubo- i średnioziarniste z domieszką żwiru drobnoziarnistego o zróżnicowanym składzie mineralno-petrograficznym.

Na odcinku od ujścia Potoku Błądzikowskiego do Cypla Rzucewskiego również występują piaski gruboziarniste, przy czym zaznacza się tu w kierunku cypla trend zmniejszania się średniej średnicy ziaren i polepszenia wysortowania. Równocześnie wzrasta zawartość kwarcu, a zmniejsza się zawartość okruchów skał krystalicznych i wapieni. Trendy te wyraźnie wskazują na kierunek transportu osadów z NW na SE, od Klifu Puckiego i ujścia Potoku Błądzikowskiego do Cypla Rzucewskiego. Biorąc pod uwagę skład mineralno-petrograficzny piasków tego odcinka, szczególnie zawartość piaskowców (2–5%) i wapieni (1–3%) należy sądzić, że głównym źródłem osadów transportowanych w kierunku Cypla Rzucewskiego jest Klif Pucki, a Potok Błądzikowski ma mniejsze znaczenie. Biorąc pod uwagę, że po południowej stronie Cypla ponownie pojawia się osad o grubszych ziarnach i o słabszym wysortowaniu, a także zwiększa się zawartość wapieni sądzić można, że docierają tu również osady z kierunku południowego, z Klifu Osłonińskiego.

W korycie Gizdepki występują na ogół piaski średnio- i gruboziarniste, średniowysortowne. Zawartość ziaren kwarcu w próbkach z koryta Gizdepki wynosi 57–62%, okruchów skał krystalicznych 21–24%, skaleni 5–6%, piaskowców 10–12%, a okruchów wapieni 1–3%. Podobnie jak w Potoku Błądzikowskim,

do ujścia docierają piaski o zawartości wapieni obniżonych do ok. 1%, przy jednocześnie najwyższej zawartości kwarcu (62%).

Pomiędzy Klifem Osłonińskim a ujściem Gizdepki na wale plażowym występują średnio- i źle wysortowane piaski gruboziarniste ze żwirem. Zawartość kwarcu wynosi 70–78%, a okruchów wapieni (1–4%). Na stożku ujściowym Gizdepki łączą się osady transportowane od Klifu Osłonińskiego i przez potok. Występują piaski źle wysortowane piaski średnio- i gruboziarniste z domieszką żwiru drobnoziarnistego o zróżnicowanym składzie mineralno-petrograficznym.

Na odcinku od ujścia Gizdepki do Beki również występują piaski gruboziarniste o nieznacznie lepszym wysortowaniu, przy czym zaznacza się tu w kierunku Beki wyraźny wzrost wysortowania osadów przy niewielkiej zmienności średniej średnicy ziaren. Równocześnie wzrasta zawartość kwarcu, a zmniejsza się zawartość okruchów skał krystalicznych i wapieni. Trendy te wyraźnie wskazują na kierunek transportu osadów z N na S, od Klifu Osłonińskiego i ujścia Gizdepki w kierunku Rezerwatu Beka. Podobnie jak w przypadku Potoku Błądzikowskiego, biorąc pod uwagę skład mineralno-petrograficzny piasków tego odcinka, szczególnie zawartość piaskowców (2-3%) i wapieni (0,7-0,0%) należy sądzić, że głównym źródłem osadów transportowanych w kierunku Rezerwatu Beka jest Klif Osłoniński, a Gizdepka ma mniejsze znaczenie.

Kierunki transportu osadów ustalone na podstawie zróżnicowania parametrów litologicznych porównano z wynikami modelowania litodynamicznego. Obliczenia wzdłużbrzgowego transportu osadów wykonane dla brzegów Zalewu Puckiego w rejonie Osłonina (Skaja i in. 2002a) wskazują, że w rejonie Osłonina występuje wypadkowy transport skierowany w kierunku S o wartości około 290 m³/rok. Natomiast w rejonie Rzucewa, na południe od Cypla, dominuje transport skierowany na N o wartości około 540 m³/rok (Skaja i in. 2002b). Potwierdza to, że Cypel Rzucewski budowany jest nie tylko przez osady pochodzące z Klifu Puckiego i Potoku Błądzikowskiego, ale również częściowo z materiału pochodzącego z Klifu Osłonińskiego. Ponadto w rejonie Klifu Osłonińskiego występuje dywergencja kierunków transportu osadów, część jest transportowana ku północy, w kierunku Cypla Rzucewskiego, a część na południe, w kierunku ujścia Gizdepki i Rezerwatu Beka.

LITERATURA

- Adamusiak A. 2009, *Morfologia i skład petrograficzny żwirów plażowych Klifu Puckiego*. Praca magisterska. Archiwum Instytutu Oceanografii, Uniwersytet Gdański.
- Białasik E. 2009, *Zmienność składu mineralno-petrograficznego osadów piaszczystych w rejonie ujścia do morza Potoku Błądzikowskiego*. Praca magisterska. Archiwum Instytutu Oceanografii, Uniwersytet Gdański.
- Czepek A. 2013, *Zmienność składu mineralno-petrograficznego osadów w rejonie ujścia Gizdepki do Zalewu Puckiego*. Praca magisterska. Archiwum Instytutu Oceanografii, Uniwersytet Gdański.
- Skaja M., Ostrowski R., Szmytkiewicz M. 2002a, Wpływ planowanego betonowego przyczółka i stałego pomostu w Osłoninie (KM 107.07) na brzeg morski w bezpośrednim sąsiedztwie i na przedpolu konstrukcji w promie-

niu 1 km. Podatność projektowanej budowli na oddziaływania hydrometeorologiczne w warunkach prognozowanego wzrostu poziomu morza. *Raport IBW PAN dla Urzędu Gminy w Pucku*, 7.

Skaja M., Ostrowski R., Szmytkiewicz M. 2002 b, Wpływ planowanego betonowego przyczółka i stałego pomostu w Rzućwie (KM 109.52) na brzeg morski w bezpośrednim sąsiedztwie i na przedpolu konstrukcji w promieniu 1 km. Podatność projektowanej budowli na oddziaływania hydrometeorologiczne w warunkach prognozowanego wzrostu poziomu morza. *Raport IBW PAN dla Urzędu Gminy w Pucku*, 8.

Paleokosy w budowie dna Zatoki Puckiej

Radosław Wróblewski^{1,3}, Maria Rucińska-Zjadacz²,
Janusz Dworniczak¹, Benedykt Hac³, Stanisław Rudowski³

¹ Uniwersytet Gdański, Instytut Geografii, Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, Gdańsk, e-mail: radoslaw.wroblewski@ug.edu.pl

² Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii, Zakład Geologii Morza, Gdynia, e-mail: maria.rucinska-zjadacz@ug.edu.pl

³ Instytut Morski w Gdańsku, Zakład Oceanografii Operacyjnej, Gdańsk, e-mail: Janusz.Dworniczak@im.gda.pl, Benedykt.Hac@im.gda.pl, Stanislaw.Rudowski@im.gda.pl

Na podstawie analizy danych batymetrycznych i sejsmoakustycznych uzyskanych przez Instytut Morski w Gdańsku oraz analizy map, studiów publikacji i dostępnych materiałów źródłowych przedstawiono charakterystykę paleokos, rozpoznanych w budowie dna przybrzeża Kępy Oksywskiej.

Poligon badawczy stanowi fragment dna o powierzchni około 4 km², o głębokości od 12 do 27,5 m p.p.m. Dno jest nierówne, z deniwelacjami rzędu 1-3 m, o złożonej genezie. Część zachodnia i południowo-zachodnia analizowanego obszaru to reliktowe formy rzeźby morenowej z nałożonymi formami morskimi akumulacyjnymi i erozyjnymi (strefa poligenetyczna). Centralna część analizowanego fragmentu dna to pas z serią piaszczystych wałów z grzbietami ułożonymi skośnie w relacji do brzegu. Formy te wyklinowują się ku NNE. Są to dobrze wykształcone i zachowane paleokosy, których powstanie związane jest z rozwojem brzegu przy poziomie morza niższym od obecnego o około 15–25 m. Stanowią element większego ciągu form barierowych typu azowskiego dobrze widocznych w batymetrii zachodniej części Zatoki Puckiej. Deniwelacje w tej części dna dochodzą do 3 m. Między formami paleokos znajdują się niecki. Mają one w miarę wyrównane dno i głębokość od około 22,5 m w części południowo-zachodniej do około 26 m p.p.m. w części północno-wschodniej. Północno-wschodnią i wschodnią część analizowanego obszaru stanowi równina akumulacyjna. Dno w jej obrębie jest niemal płaskie, bez stwierdzonych deniwelacji i nierówności, łagodnie nachylone w kierunku centrum Zatoki Puckiej.

Paleokosy analizowanego fragmentu dna mają przebieg SSW-NNE. Tworzą wyraźne wały odchodzące od strefy poligenetycznej w głąb zbiornika. Mają około 1500 m długości i od 250 do prawie 350 m szerokości. Powierzchnia grzbietowa paleokos obniża się w kierunku północnym od około 19 m p.p.m. do około 23 m p.p.m. Podstawa paleokos znajduje się na głębokości od 22 m p.p.m. w części południowej do około 25,5 m w części północnej. Wysokość względna paleokos wynosi około 2-3 m. Paleokosy zbudowane są z morskich piasków i żwirów, przekątnie warstwowanych, o zmiennej miąższości, znacznej w obrębie wału

paleokosy (nawet ponad 4 m w osi grzbietu). Spąg paleokos stanowi nagromadzenie żwirów o charakterze bruku erozyjnego, które zalegają na nierównej powierzchni glin.

Powstawaniu barier w rejonie Zatoki Puckiej sprzyjały obfite zasoby rumowiska oraz intensywny transport wzdłuż brzegów rozwijającego się Bałtyku. W czasie transgresji litorynowej szybkie podnoszenie poziomu morza i przemieszczanie linii brzegowej powodowało intensywne przerabianie osadów mierzei. Powstające przy niższym poziomie morza formy barierowe, a wśród nich omawiane paleokosy, mogły ulec zachowaniu na dnie w sytuacji gwałtownej zmiany poziomu morza, w sprzyjających warunkach jakie istniały na obszarze dna zachodniej części Zatoki Puckiej osłanianej narastającym Półwyspem Helskim.

POSTERY

Transport rumowiska w korycie rzeki przymorskiej na przykładzie Kaczaj

Dominika Hetko¹, Ewa Szymczak²

¹ Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii, Gdynia,
e-mail: dhetko96@vp.pl

² Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii, Zakład Geologii Morza, Gdynia,
e-mail: ewa.szymczak@ug.edu.pl

Kacza należy do największych cieków przepływających przez Trójmiasto. Długość rzeki wynosi 14,8 km, średnia szerokość koryta nie przekracza 2 m. Powierzchnia zlewni Kaczaj zajmuje 53,8 km². Rzeka posiada trzy nazwane dopływy: Potok Wiczliński, Źródło Marii (największy dopływ) i Potok Przemysłowy oraz kilka nienazwanych, mniejszych dopływów (<https://kzg.pl>). Kaczą spośród innych cieków wyróżnia duży spadek wynoszący 10,6‰, co pozwala sklasyfikować ciek jako potok górski (Szukalski 1974). Potoki górskie to cieki nie tylko o znacznym spadku, ale także o dużej szorstkości dennej i wysokiej dynamice zjawisk związanych z ruchem wód, zwłaszcza wód wezbraniowych (Bartnik 2006). Największe wartości przepływu Kaczaj notowane są w czasie roztopów z początkiem wiosny, a także w czasie wezbrań opadowych. Te ostatnie mogą przybierać katastrofalne skutki. Bezpośrednio z zagadnieniem przepływu wiąże się transport rumowiska rzeczno-ego, w tym materiału wleczonego, który w korytach rzek i potoków odgrywa największą rolę morfotwórczą (Krzemiński 2012).

Badania zostały przeprowadzone w dwóch profilach zlokalizowanych w różnych odcinkach cieku – naturalnym i uregulowanym. Pierwsze stanowisko (I) znajdowało się na obszarze rezerwatu Kacze Łęgi, natomiast drugie (II) nieopodal ujścia rzeki do Zatoki Gdańskiej. Badania terenowe, obejmujące pomiary geometrii koryta, prędkości przepływu a także pobór osadów korytowych i pomiar wielkości cząstek transportowanych w zawiesinie, prowadzono w maju, czerwcu, wrześniu oraz październiku 2017 roku.

Najniższe średnie prędkości przepływu w I i II profilu wyniosły odpowiednio 0,14 m³ s⁻¹ i 0,20 m³ s⁻¹, odnotowano je w czerwcu, a najwyższe 0,46 m³ s⁻¹ oraz 0,49 m³ s⁻¹ podczas wezbrania opadowego w październiku. Analizy granulometryczne osadów korytowych wraz z otoczkami wykazały ich zróżnicowanie litologiczne w profilach, a także w zależności od warunków przepływu. Materiał rumowiskowy stanowi w przeważającej mierze piasek o różnej granulacji, w korycie występują także żwiry i otoczaki. W zależności od warunków przepływu podlegają one erozji, są przemieszczane na drodze trakcji lub saltacji, a także przy niewielkich prędkościach przepływu, poza strefą nurtu, są deponowane. Charak-

ter uziarnienia, a także wysortowania osadów korytowych zmienia się z biegiem rzeki. Osady korytowe w I profilu reprezentowane są częściej przez grubsze frakcje i należą do słabo wysortowanych podczas gdy w profilu II dominują piaski średnio- i gruboziarniste o umiarkowanym wysortowaniu. W suspensji transportowane są osady, których średnice mieszczą się w przedziale od 22 do 177 μm . Zaobserwowano podobną zależność – rumowisko unoszone o większej frakcji dominuje w I profilu. Niezależnie od lokalizacji osady transportowane w suspensji są bardzo dobrze wysortowane.

Parametry te pozwalają uznać, że w I profilu dominują procesy erozji, transportu i redepozycji osadów korytowych, a w profilu II rumowisko znajduje się w tranzyście lub jest deponowane.

LITERATURA

- Bartnik W. 2006, Charakterystyka hydromorfologiczna rzek i potoków górskich. *Infrastruktura i ekologia terenów wiejskich*, 4,1, PAN Oddz. Kraków, 143–174.
- Krzemień K. (red.), *Struktura koryt rzek i potoków, studium metodyczne*. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków.
- Szukalski J., 1974, *Środowisko geograficzne Trójmiasta*. Wydawnictwo Uczelniane UG, Gdańsk.
- <https://kzg.pl/geograficzne/wody-powierzchniowe/rzeki-potoki-kanaly/> – dostęp 05.04.2017.

Epiliton okrzemkowy Zatoki Gdańskiej

Dominika Hetko¹, Małgorzata Witak²

¹ Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii Gdynia,
e-mail: dhetko96@vp.pl

² Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii, Zakład Geologii Morza, Gdynia,
e-mail: malgorzata.witak@ug.edu.pl

Okrzemki są jednokomórkowymi glonami o wielkości od 4 do 1500 μm zbudowanymi z pancerzyków wysyconych uwodnioną krzemionką (Witak 2010). Obecność okrzemek w różnych ekosystemach wodnych wszystkich stref klimatycznych świadczy o ich zdolnościach adaptacyjnych. Rozwój flory okrzemkowej stymuluje wiele czynników środowiskowych tj. dostępność światła, temperatura i głębokość wód zbiornika, jej skład chemiczny, odczyn pH oraz zawartość składników pokarmowych i materii organicznej. Część okrzemek należy do form eurytopowych i ma szeroką tolerancję na zmieniające się czynniki środowiska. Ich przeciwieństwem są gatunki stenotopowe, które są bardzo wrażliwe i szybko reagują na zmiany parametrów fizyko-chemicznych. Takie okrzemki są dla badaczy szczególnie cenne, bowiem mają wartość bioindykacyjną. Okrzemki mogą również występować na różnego rodzaju podłożu np. na głazach, roślinach, piasku, mule, tworząc odpowiednio epiliton, epifiton, epipsammon i epipelon.

Wartości autekologiczne czyli preferencje środowiskowe względem np. zasolenia, pH, trofii, saprobii są dla wielu gatunków okrzemek znane. Na ich podstawie tworzy się bazy danych ekologicznych np. OMNIDIA. Niemniej, wymagania poszczególnych gatunków okrzemek bentosowych odnośnie typu dna (kamienistego, piaszczystego, mulistego) są nadal nierozpoznane. Celem badań było rozpoznanie składu gatunkowego zbiorowisk okrzemkowych występujących na głazach Zatoki Gdańskiej.

Obiektem zainteresowania w niniejszej pracy są okrzemki epilityczne zasiedlające głazy w strefie brzegowej akwenu pomiędzy Gdynią a Sopotem. Pierwszy obszar badań zlokalizowany jest od plaży miejskiej w Gdyni do końca Bulwaru Nadmorskiego – na tym odcinku wyodrębniono 6 stanowisk z których pobrano materiał okrzemkowy. Drugi obszar mieścił się od Gdyni Orłowo do moła w Sopocie – na obszarze tym wyodrębniono 4 stanowiska badawcze.

Materiał okrzemkowy został poddany analizie laboratoryjnej (Batterbee 1986), a następnie mikroskopowej. Oznaczono łącznie 78 gatunków i 26 rodzajów. Zidentyfikowane taksony zostały zanalizowane pod względem następujących parametrów ekologicznych: habitatu, zasolenia, pH, trofii oraz saprobowości (Krammer i Lange-Bertalot 1986, 1988, 1991a, 1991b, Denys 1991, van Dam i in. 1994). Pomędzy wydzielonymi obszarami widoczna jest zmienność gatunkowa

okrzemek. Do dominujących gatunków w pierwszym obszarze należą *Diatoma moniliformis*, *Rhoicosphaenia abbreviata*, *Nitzschia frustulum* oraz *Epithemia sorex*, natomiast w drugim obszarze dominatami są: *Epithemia sorex*, *Rhoicosphaenia abbreviata* oraz *Nitzschia frustulum*. W całym obszarze badań dominują oligohaloby halofilne, które należą do słodkowodnych okrzemek mających optimum przy zasoleniu < 5 PSU. Niskie zasolenie w strefie przybrzeżnej Zatoki Gdańskiej spowodowane jest dopływem wód Wisły oraz rzeki Kaczej uchodzącej w Gdyni Orłowo. Przewaga eutrafitów w badanych zbiorowiskach świadczy o wysokiej żyzności wód w badanym obszarze. Pomiędzy dwoma wydzielonymi obszarami widoczne są różnice pod względem pH oraz saprobowości. W odcinku pierwszym dominują alkalibionty oraz β -mezo-oligosaproby, natomiast w drugim odcinku znaczący udział mają okrzemki alkalifilne oraz β -mezosaproby. Takie wyniki świadczą o relatywnie czystych wodach w obu aglomeracjach miejskich.

LITERATURA

- Battarbee, R.W. 1986, Diatom analysis, [W:] Berglund B.E. (red.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley and sons. Ltd., London, 527–570.
- Denys L. 1991, a check-list of the diatoms in the Holocene deposits of the western Belgian coastal plain with a survey of their apparent ecological requirements. I. Introduction, ecological code and complete list. *Professional Paper Belgium Geological Survey*, 246, 1–41.
- Krammer K., Lange-Bertalot H. 1986, Bacillariophyceae. 1. Teil: Naviculaceae. [W:] H. Ettl, J. Gerloff, H. Heynig, D. Mollenhauer (Eds.), *Süsswasserflora von Mitteleuropa, Band 2/1*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, New York.
- Krammer K., Lange-Bertalot H. 1988, Bacillariophyceae. 2. Teil: Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae. [W:] H. Ettl, J. Gerloff, H. Heynig, D. Mollenhauer (Eds.), *Süsswasserflora von Mitteleuropa, Band 2/2*. VEB Gustav Fischer Verlag, Jena.
- Krammer, K., & Lange-Bertalot, H. (1991a). Bacillariophyceae. 3. Teil: Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae. [W:] H. Ettl, J. Gerloff, H. Heynig, D. Mollenhauer (Eds.), *Süsswasserflora von Mitteleuropa, Band 2/3*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena.
- Krammer, K. & Lange-Bertalot, H. (1991b). Bacillariophyceae. 4. Teil: Achna thaceae, Kritische Ergänzungen zu Navicula (Lineolatae) und Gomphonema, Gesamtliteraturverzeichnis Teil 1–4. [W:] H. Ettl, J. Gerloff, H. Heynig, D. Mollenhauer (Eds.), *Süsswasserflora von Mitteleuropa, Band 2/4*. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena.
- Van Dam H., Mertens A. Sinkeldam J. 1994, a coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands. *Netherlands Journal of Aquatic Ecology*, 28, 117–133.
- Witak, M., 2010. Flora okrzemkowa, [W:] Bolałek J. (red.), *Fizyczne, biologiczne i chemiczne badania morskich osadów dennych*. Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, 234–246.

Makroformy południowej części Morza Północnego – zmienność w czasie i przestrzeni

Klaudia Kusek, Jarosław Tęgowski

Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii, Zakład Geologii Morza, Gdynia,
e-mail: klaudia.kusek@phdstud.ug.edu.pl, jaroslaw.tegowski@ug.edu.pl

Megaripplemarki, fale piaszczyste oraz wały piaszczyste są stosunkowo dużymi formami akumulacyjnymi obserwowanymi powszechnie w płytkich środowiskach dna szelfowych mórz epikontynentalnych, szczególnie podczas występowania zjawisk pływowych (Gerkema 2000, Hulscher i Dohmen-Janssen 2005). Ich położenie jest zmienne w czasie ze względu na migrację materiału osadowego pod wpływem działalności prądów przydennych o zmiennych kierunkach (Knaapen i Hulscher 2002, Li i in. 2016).

Niniejsza praca przedstawia szereg zjawisk fizycznych, które mogą powodować powstawanie makroform dna morskiego, a także ma na celu ocenę ich istotności w transporcie osadów. Prezentowane są również metody używane podczas monitoringu obszarów ich występowania. Podsumowuje wyniki badań prowadzonych przy użyciu dwuwymiarowych numerycznych modeli morfologicznych pozwalających na opisanie działalności procesów hydrodynamicznych na obszarze południowej części Morza Północnego, pomiędzy wybrzeżami Belgii, Holandii i Wielkiej Brytanii. Uwzględniono w szczególności prędkości prądów pływowych, średnie średnice ziaren materiału osadowego oraz występowanie naprężeń ścinających limitujących transport rumowiska przydenne.

Przedstawione rezultaty badań wskazują, że w obrębie Morza Północnego działalność procesów pływowych ma decydujące znaczenie dla powstawania makroform dna morskiego, głównie fal piaszczystych i wałów piaszczystych, przy jednoczesnym znikomym wpływie innych procesów hydrodynamicznych mających miejsce na tym obszarze. Jednocześnie zweryfikowane zostały wyniki prowadzonych wcześniej badań z użyciem modelowania hydrodynamicznego oraz ich korelacja z wartościami wysokości i rozstępu dużych form akumulacyjnych określonymi przy użyciu metod hydroakustycznych.

LITERATURA

- Gerkema T. 2000, a linear stability analysis of tidally generated sand waves. *Journal of Fluid Mechanics* 417, 303-322.
- Hulscher S. J., Dohmen-Janssen C. M. 2005, Introduction to special section on Marine Sand Wave and River Dune Dynamics. *Journal of Geophysical Research* 110, F04S01.
- Knaapen M.A., Hulscher S.J. 2002, Regeneration of sand waves after dredging. *Coastal Engineering* 46, 277-289.
- Li D., Wang X., Wang X. et al. 2016, Sediment mathematical model for sand ridges and sand waves, *Acta Oceanologica Sinica* 35,5, 141-149.
- Whitmeyer S. J., Fitzgerald D. M. 2008, Episodic dynamics of a sand wave field. *Marine Geology* 252, 24-37.

Rozpoznanie budowy geologicznej i stanu przybrzeża pomiędzy Chłapowem a Jastrzębią Górą

Lesław Mił, Mateusz Damrat, Jerzy Frydel, Dorota Kaulbarsz,
Urszula Pączek, Piotr Przeddziecki, Tomasz Szarafin,
Grzegorz Uścińowicz

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, Gdańsk, e-mail: leslaw.mil@pgi.gov.pl, mateusz.damrat@pgi.gov.pl, jerzy.frydel@pgi.gov.pl, dorota.kaulbarsz@pgi.gov.pl, urszula.paczek@pgi.gov.pl, potr.przeddziecki@pgi.gov.pl, tomasz.szarafin@pgi.gov.pl, grzegorz.uscinowicz@pgi.gov.pl

Oddział Geologii Morza Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego (PIG-PIB), w ramach zadań Państwowej Służby Geologicznej zgodnych z zapisami ustawy Prawo Geologiczne i Górnicze, w roku 2017 przeprowadził morskie badania geofizyczne w rejonie Władysławowa. Prace wykonano w ramach zadania badawczego „Kartografia 4D w strefie brzegowej południowego Bałtyku – etap I”, realizowanego na podstawie umowy Nr 12/2016/Wn-07/FG-GO-DN/D o dofinansowanie w formie dotacji, podpisanej dnia 26.01.2016 r. przez PIG-PIB i Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

Celem zadania Kartografia 4D jest rozpoznanie budowy geologicznej na styku części lądowej i morskiej wybrzeża południowego Bałtyku, w tym określenie warunków hydrogeologicznych, zdefiniowanie i ocena geozagrożeń wraz z analizą zmian linii brzegowej. Wyniki pozwolą na ocenę skutków tych zmian dla infrastruktury, siedlisk przyrodniczych oraz głównych zbiorników wód słodkich. Gromadzony materiał dokumentacyjny ma służyć do modelowania procesów erozji w strefie brzegowej i prognozowania zmian linii brzegowej.

Prace morskie zostały wykonane w maju 2017 r. Pomiary geofizyczne realizowane były z pokładu jachtu motorowodnego GeoLog należącego do PIG-PIB przy pomocy następującego wyposażenia:

- echosonda wielowiązkowa GeoSwath Plus,
- sonar boczny SonarBeam S-150Ai,
- sejsmoakustyczny profiler osadów dennych typu chirp Meridata High-definition Sub-bottom profiler.

Profile pomiarowe zostały zaprojektowane w następującej siatce:

- pomiary batymetryczne: równoległe do linii brzegowej w odstępach co 125 m, zapewniając 100% pokrycie dna w strefie otwartego morza,
- pomiary sonarowe: prostopadłe do linii brzegowej w odstępach co 250 m, z zasięgiem 140 m tak, aby uzyskać 100% pokrycie dna w strefie otwartego morza,

- pomiary sejsmoakustyczne: 25 profili co 250 m o przebiegu NE-SW oraz 3 profile o przebiegu NW-SE przez cały obszar badań.

Ponadto w płytkiej strefie przybrzeżnej (do 1,5 m głębokości) na przedłużeniu profili batymetrycznych przeprowadzono pomiary geodezyjne głębokości morza.

Opracowanie wyników badań polegało na przetworzeniu danych batymetrycznych zgodnie z procedurami hydrograficznymi i utworzeniu wynikowej mapy batymetrycznej. Dane sonarowe odfiltrowano i złożono do postaci mozaiki.

W wyniku profilowania sejsmoakustycznego oraz analizy pobranych rdzeni rozpoznano budowę geologiczną obszaru do głębokości 5-10 m poniżej powierzchni dna. Stopień rozpoznania uwarunkowany był rodzajem osadów budujących dno oraz głębokością morza. W rejonie płytkowodnym, gdzie krotne odbicia od dna nakładają się na obraz rejestracji, strefa czytelności rejestracji jest mniejsza i zazwyczaj ogranicza się do przestrzeni powyżej pierwszej krotnej (do około 2 m na odlądowych końcach profili).

Pozyskane dane posłużą do:

- modelowania numerycznego procesów hydrodynamicznych na wybranych odcinkach brzegu morskiego,
- wskazania obszarów podbrzeża gdzie może wystąpić ruch osadu lub gdzie występuje deficyt materiału piaszczystego,
- sporządzenia wynikowej dokumentacji geologicznej,
- sporządzenia wielowarstwowych map tematycznych.

Morfodynamika plaży we wschodniej części Wybrzeża Trzebiatowskiego w latach 2008 – 2018

Paweł Osóch

Uniwersytet Szczeciński, Instytut Nauk o Morzu, Zakład Geomorfologii Morskiej,
e-mail: pawel.osoch@usz.edu.pl

Badania wpływu morza na strefę brzegową oraz rozpoznanie jej krótkookresowych przekształceń stanowią podstawę pozwalającą na prognozowanie zmian rzeźby. Podnoszący się poziom morza, wzrost częstotliwości silnych spiętrzeń sztormowych oraz szereg uwarunkowań lokalnych, warunkujących współcześnie obserwowaną morfologię plaży stanowią element badań różnych dyscyplin naukowych. Wrażliwe środowisko plaży oraz wydm nadmorskich ulega dynamicznym przekształceniom w wyniku oddziaływania zmiennych w czasie i przestrzeni czynników oraz procesów morfo-, lito- oraz hydrodynamicznych.

Celem badań było określenie współczesnej charakterystyki morfologicznej oraz dynamiki plaży części Wybrzeża Trzebiatowskiego pomiędzy Dźwirzynem a Grzybowem. Charakterystyka została przeprowadzona na podstawie danych zebranych od grudnia 2008 do maja 2018 roku. Badaniami terenowymi objęto plażę pomiędzy 338, a 342 kilometrem polskiego wybrzeża, zgodnie z oznaczeniami kilometrażu Urzędu Morskiego. Pozwoliło to na przeprowadzenie interpretacji uzyskanych wyników badań terenowych w ujęciu sezonowym oraz przestrzennym. Zarejestrowana przy użyciu zestawu GPS RTK rzeźba plaży, opis osadów ją budujących, analiza siły i kierunków wiatru oraz wahań poziomu morza zarejestrowanych w Kapitanacie Portu w Kołobrzegu stanowią kompleksowy zbiór danych pozwalających na określenie zmian zachodzących w rzeźbie plaży.

Główną determinantą wpływającą na ukształtowanie plaży oraz kierunki zmian zachodzących w jej rzeźbie, w zbliżonych warunkach morfodynamicznych jest odmienna ekspozycja brzegu względem dominujących kierunków wiatru. Obserwowane tendencje rozwojowe w tej części polskiego Wybrzeża Bałtyku zawierają się w zakresie obszarów o: stałej akumulacji (centralna część obszaru badań), przewarzającej erozji (zachodnia część) oraz o niewielkiej dynamice (wschodnia część).

Rozpoznanie litologiczne przybrzeża na odcinku Lubiatowo – Chłapowo

Urszula Pączek, Klaudia Majchrowska, Elżbieta Maszloch,
Lucyna Tobojko, Kamila Wirkus, Tomasz Szarafin

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza,
Gdańsk, e-mail: urszula.paczek@pgi.gov.pl

Próbki powierzchniowe oraz rdzenie osadów do badań zostały pobrane z dna morskiego w pasie o szerokości 2 km od brzegu na odcinku wybrzeża Lubiatowo – Chłapowo. W celu uzyskania informacji o rozkładzie zawartości frakcji przeanalizowano skład granulometryczny 353 próbek osadów w tym: 222 próbek pobranych czerpakiem van Veena oraz 131 próbek z powierzchniowej części rdzeni osadów pozyskanych wibrosondą. Rozkład wielkości ziarna analizowano przy zastosowaniu zestawu sit analitycznych w przedziałach co 1 ϕ . W przypadku 1 próbki, ze względu na dużą zawartość frakcji drobnodyspersyjnej, zastosowano laserowy miernik cząstek. Wyniki analiz przedstawiono w postaci map rozkładu wielkości frakcji: >1 mm, 1-0,5 mm, 0,5-0,25 mm, 0,25-0,125 mm. Ponadto, na podstawie otrzymanych wyników obliczono wskaźniki uziarnienia: średnią średnicę (M_z) oraz wysortowanie (d) wg wzorów Folka i Warda (1957).

Frakcja >1 mm nie ma dużego znaczenia w badanym sektorze wybrzeża. Na większości obszaru jej zawartość nie przekracza 1%. Największe nagromadzenie najgrubszych frakcji odnotowano we wschodniej części obszaru, szczególnie między miejscowościami Karwia i Jastrzębia Góra (ponad 40%).

Zawartość frakcji 1-0,5 mm w większej części rejonu badań nie przekracza 10%. Największe koncentracje frakcji 1-0,5 mm, dochodzące do 60-70%, znajdują się na północ od miejscowości Białogóra. Jej zawartość wyraźnie wzrasta także na północ od Jastrzębiej Góry (do ok. 50%).

Zawartość frakcji 0,5-0,25 mm na większości obszaru także nie przekracza 10%. Jednakże na odcinku pomiędzy ujściem rzeki Piaśnicy i Rozewiem występują trzy pola o zdecydowanie wyższej koncentracji frakcji 0,5-0,25 mm, miejscami przekraczającej 60%. Najwyższa koncentracja znajduje się na północ od ujścia rzeki Piaśnicy – do 80%.

Frakcja 0,25-0,125 mm charakteryzuje się największą zawartością spośród analizowanych frakcji, szczególnie w części zachodniej badanego sektora wybrzeża oraz w pasie najbliżej brzegu, gdzie jej zawartość dochodzi nawet do 90%. Udział frakcji 0,25-0,125 mm wyraźnie spada w okolicach Jastrzębiej Góry ($<10\%$).

Ogólnie można stwierdzić, że w obszarze badań przeważają piaski drobnodziarniste, których wartości M_z wahają się między 2 a 3 ϕ (0,25-0,125 mm), a ich

wysortowanie jest bardzo dobre lub dobre. Piaski o frakcji średnioziarnistej (1-2 ϕ ; 0,5-0,25 mm) występują przede wszystkim w północnych krańcach wschodniej części obszaru badań (tj. od Karwieńskich Błot II do Chłapowa). Na północ od miejscowości Jastrzębia Góra oraz Ostrowo wyraźnie wzrasta zawartość piasków o frakcji gruboziarnistej, tj. o wartościach Mz 1-0 ϕ (1-0,5 mm) i mniejszych od -1 ϕ (> 1 mm). Wysortowanie piasków średnio i gruboziarnistych jest najczęściej umiarkowane, a sporadycznie – złe.

Niniejsza praca została zrealizowana w ramach zadania badawczego „Kartografii 4D w strefie brzegowej południowego Bałtyku – etap I” realizowanego na podstawie umowy Nr 12/2016/Wn-07/FG-GO-DN/D o dofinansowanie w formie dotacji podpisanej dnia 26.01.2016 r. przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy i Narodowy Fundusz Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

LITERATURA

Folk R.L., Ward W.C. 1957, Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters, *Journal of sedimentary Petrology*, 27,1, 3–26.

Sezonowe wahania ilości i jakości materii deponowanej w osadach Zalewu Puckiego

Angelika Szmytkiewicz¹, Dorota Burska²

¹ Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii, Zakład Geologii Morza, Gdynia, e-mail: angelika.szmytkiewicz@ug.edu.pl

² Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii, Zakład Chemii Morza i Ochrony Środowiska Morskiego, Gdynia, e-mail: dorota.burska@ug.edu.pl

Badania dotyczące współczesnego tempa sedymentacji w Zalewie Puckim przeprowadzono w latach 2008-2009 na 5 stanowiskach badawczych. Był to rejon Głębiniki, Jamy Rzucewskiej – północna część, Jamy Kuźnickiej – część południowo-wschodnia i północna oraz w wyrobiskach porefulacyjnych – Kuźnica II i Władysławowo. Najgłębiej pułapki znajdowały się w północnej części Jamy Kuźnickiej (9 m) oraz w wyrobisku Kuźnica II (11 m). W pozostałych przypadkach głębokości stacji badawczych mieściły się w granicach 5-6 m. W celach porównawczych ustawiono pułapkę sedymentacyjną również w Zatoce Puckiej na głębokości 19,5 m.

Aby określić ilość i jakość zdeponowanej na dnie warstwy osadu w czasie, zastosowano metodę pułapek sedymentacyjnych (pułapki cylindryczne, średnica wlotu 10 cm) instalowanych stabilnie na dnie morskim. Pułapki posadowiono w zestawach, co pozwoliło na pomiar kumulujących się efektów nagromadzenia opadających cząstek osadowych po 4, 7 i 13,5 miesiącach. W materiale osadowym zdeponowanym w pułapkach oznaczono zawartość materii organicznej (jako LOI%), węgla organicznego (TOC%), nieorganicznego (TIC) oraz azotu całkowitego (TN%). Prezentowane wyniki są efektem pierwszych tego typu długookresowych badań prowadzonych w Basenie Gdańskim przy użyciu pułapek sedymentacyjnych.

W Zalewie Puckim w okresie od września 2008 do stycznia 2009 roku w pułapkach zgromadziło się średnio 30,6 g materiału osadowego (średnio 7,7 g/miesiąc). Najwięcej materiału w tym okresie zostało zdeponowane w Głębinie (13,7 g/miesiąc), a najmniej w północnej części Jamy Rzucewskiej (3,2 g/miesiąc). Materia organiczna (LOI%) stanowiła średnio 16% materiału osadowego. Najmniejszą wartość LOI (8,5%) odnotowano w materiale z wyrobiska Władysławowo, a największą 23,6 % w wyrobisku Kuźnica II. Molowy stosunek węgla organicznego do azotu całkowitego (C/N_{mol}) w materii organicznej obecnej w pułapkach sedymentacyjnych wynosił średnio 8,5. Najniższe wartości tej proporcji odnotowano w północnej części Jamy Rzucewskiej ($C/N_{mol} > 6,6$) i wyrobisku Władysławowo ($C/N_{mol} > 6,9$), a najwyższe w południowo-wschodniej części

Jamy Kuźnickiej ($C/N_{\text{mol}} > 12,7$). Ilość materiału osadowego zebranego w omawianym okresie w Zatoce Puckiej była niższa niż zebrana w Zalewie Puckim i charakteryzowała się najwyższym stosunkiem C/N_{mol} (14,6).

Wydłużenie czasu ekspozycji pułapek zazwyczaj zwiększa ilość materiału osadowego. W okresie od września 2008 do listopada 2009 w pułapkach umiejscowionych w Zalewie Puckim zgromadzone zostało średnio 50 g osadu. Jednak intensywność dostarczania materii w kolejnych okresach maleje. Od stycznia do marca przybywa średnio 4 g osadu na miesiąc, podczas gdy od kwietnia do listopada już tylko ok. 1,1 g/miesiąc. Jednocześnie materia organiczna w okresie wiosennym i letnio-jesiennym jest świeższa, odpowiednio uzyskując średnią wartość molowego stosunku C/N_{mol} równą 8 i 7,5. Wyraźny wzrost ilości materiału osadowego zebranego w pułapkach w 13,5 miesiąca w stosunku do okresu wrzesień-styczeń wystąpił w Głębinie, północnej części Jamy Rzucewskiej i wyrobisku Kuźnica II. W wyrobisku Władysławowo nie obserwowano kumulacji materiału osadowego zebranego w okresie od stycznia do listopada 2009.

SESJA TERENOWA

Rzeźba glacialna okolic rynny Jeziora Żarnowieckiego

Karol Tylmann

Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii, Zakład Geologii Morza, Gdynia,
e-mail: k.tylmann@ug.edu.pl;

Wieża widokowa w Gniewinie zwana „Kaszubskim Okiem” pozwala na obserwację z wysokości kilkudziesięciu metrów krajobrazu polodowcowego okolic Jeziora Żarnowieckiego. Z tego doskonałego punktu widokowego roztacza się panorama rzeźby młodoglacialnej Wysoczyzny Żarnowieckiej. Obszar ten charakteryzuje się występowaniem kęp wysoczyznowych i rozdzielających je głęboko wciętych rynien polodowcowych i dolin (Ostaficzuk 1978). Wieża widokowa znajduje się na wschodnim skraju Kępy Osieckiej, w pobliżu krawędzi rynny Jeziora Żarnowieckiego, na wzgórzu o wysokości 113 m n.p.m. (Rys. 1).



Rys. 1. Lokalizacja wieży widokowej „Kaszubskie Oko” na cyfrowym modelu terenu okolic Jeziora Żarnowieckiego. Źródło: geoportal.gov.pl.

Wysoczyzna Żarnowiecka została ostatecznie uformowana u schyłku ostatniego zlodowacenia plejstoceńskiego, w czasie recesji lądolodu fazy pomorskiej, ok. 17-16 tys. lat temu. Intensywna działalność erozyjna wód roztopowych lądolodu spowodowała rozczłonkowanie powierzchni morenowych i powstanie rynien polodowcowych, tj. rynna Jeziora Żarnowieckiego oraz izolowanych płatów

wysoczyzny morenowej zwanych kępami (Sylwestrzak 1972). W okolic Jeziora Żarnowieckiego występują kępy: Osiecka, Żarnowiecka oraz Pucka (Rys. 1).

Interesującym zagadnieniem w kontekście pobytu ostatniego lądolodu na analizowanym obszarze jest kwestia jego ewentualnej transgresji podczas fazy gardnieńskiej (por. Marks 2012). W rzeźbie terenu nie występują tu wyraźne moreny czołowe, które można by korelować z zasięgiem fazy gardnieńskiej, jak ma to miejsce w okolicy jeziora Gardno na Nizinie Gardnieńsko-Łebskiej (np. Rotnicki i Borówka 1995, Petelski 2008). Wyniki datowania metodą ¹⁰Be głazu narzutowego „Diabelski Kamień” położonego na powierzchni Kępy Puckiej (Rys. 1) również nie wskazują na obecność lądolodu podczas fazy gardnieńskiej. Nowych danych dostarczyć mogą badania w stanowisku Dmuchowo (Rys. 1), w tym datowanie głazu narzutowego oraz osadów, które się tam odsłaniają.

LITERATURA

- Marks L. 2012, Timing of the Late Vistulian (Weichselian) glacial phases in Poland. *Quaternary Science Reviews* 44, 81–88.
- Ostaficzuk S. 1978, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski, arkusz Sławoszyno*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Petelski K. 2008, Ewolucja poglądów na budowę geologiczną i powstanie gardzieńskiej moreny czołowej. *Landform Analysis* 7, 130–137.
- Rotnicki K., Borówka R. K. 1995, The last cold period in the Gardno-Łeba Coastal Plain. *Journal of Coastal Research* 22, 225–229.
- Sylwestrzak J. 1972, z morfogenezy rynny żarnowieckiej i obszaru położonej jej sąsiedztwie. [W:] *Przewodnik 44 Zjazdu PTG w Cetniewie*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 141–144.

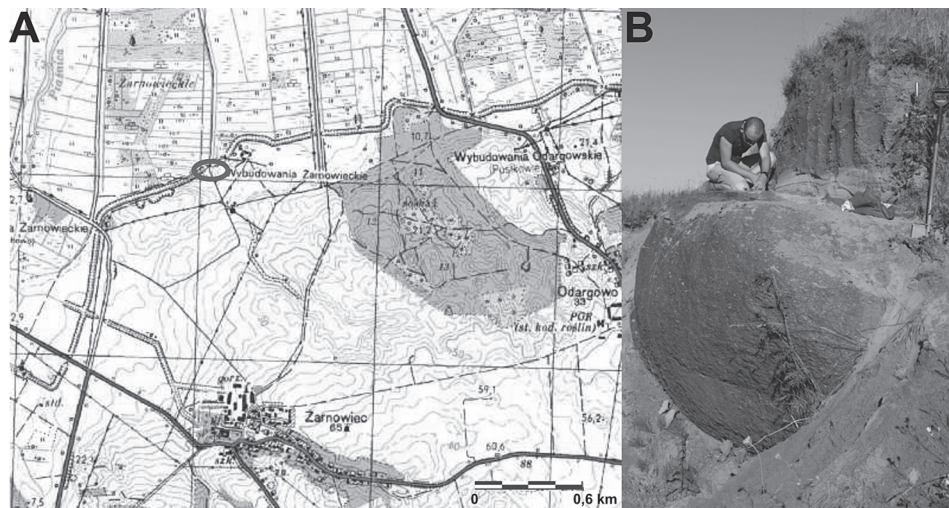
Stanowisko Dmuchowo – glina z głazem i izotopy kosmogeniczne

Karol Tylmann¹, Piotr Paweł Woźniak²

¹ Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii, Zakład Geologii Morza, Gdynia, e-mail: k.tylmann@ug.edu.pl

² Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii, Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, Gdańsk.

Stanowisko Dmuchowo położone jest ok. 1,5 km na północ od Żarnowca (Rys. 1A). Jest to okresowo czynne wyrobisko żwirów, zlokalizowane w północnej krawędzi Kępy Żarnowieckiej. Odsłania się tu sekwencja polodowcowych osadów plejstocenijskich o miąższości sięgającej 5 m. Piaszczysto-żwirowe osady fluwioglacjalne, w części zdeformowane, pokryte są warstwą gliny lodowcowej o miąższości dochodzącej do 2 m. Gлина ta buduje powierzchnię wysoczyzny morenowej Kępy Żarnowieckiej. Ciekawostką geologiczną, ale i również interesującym obiektem badawczym, jest znacznych rozmiarów głaz narzutowy wystający ze ściany odsłonięcia i położony ok. 1,5 m pod powierzchnią terenu (Rys. 1B).



Rys. 1. Stanowisko Dmuchowo. (A) Położenie wyrobiska na mapie topograficznej. (B) Głaz narzutowy wystający ze ściany odsłonięcia.

Badania przeprowadzone w stanowisku Dmuchowo skupiły się na: (1) cechach strukturalnych i tekstualnych gliny lodowcowej, (2) wykształceniu kontaktu gliny z piaszczysto-żwirowymi osadami podłoża oraz (3) opisie cech głazu

narzutowego oraz jego pozycji w stosunku do otaczających go osadów. Opisano cechy strukturalne gliny oraz jej kontaktu z osadami podłoża. Wykonano pomiary orientacji dłuższej osi klastów oraz pobrano próbki do analiz laboratoryjnych, tj. skład petrograficzny frakcji żwirowej, zawartość węglanów, gęstość objętościowa osadu oraz zawartość izotopu kosmogenicznego ^{10}Be we frakcji żwirowej. Określono również rozmiary głazu narzutowego zakorzenionego w osadach podścielających glinę oraz jego typ petrograficzny. Z górnej powierzchni eratyka pobrano próbkę skały do analiz zawartości izotopu kosmogenicznego ^{10}Be .

Wyniki pomiarów zawartości izotopu ^{10}Be umożliwią określenie wieku depozycji głazu narzutowego oraz nadległej warstwy gliny lodowcowej. Pozwoli to na weryfikację hipotezy o obecności lądolodu fazy gardnieńskiej w tej części pobrzeży południowobałtyckich.

Alfabetyczny spis uczestników konferencji

mgr Adriana Adamusiak

Uniwersytet Gdański
Wydział Oceanografii i Geografii
Instytut Oceanografii
Zakład Geologii Morza
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia

dr Georges Aumaître

Aix Marseille Université, CNRS, IRD, Collège de France CEREGE
Plateau de l'Arbois, BP 80
13545 Aix-en-Provence Francja

dr Janusz Badura

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Dolnośląski we Wrocławiu
al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

dr Małgorzata Bąk

Uniwersytet Szczeciński
Wydział Nauk o Ziemi
Instytut Nauk o Morzu
Zakład Paleooceanologii
ul. Mickiewicza 16a, 70-383 Szczecin

mgr Eliza Białasik

Uniwersytet Gdański
Wydział Oceanografii i Geografii
Instytut Oceanografii
Zakład Geologii Morza
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia

mgr inż. Helena Boniecka

Instytut Morski w Gdańsku
Zakład Hydrotechniki Morskiej
ul. Abrahama 1, 80-307 Gdańsk

prof. dr hab. Ryszard Krzysztof Borówka

Uniwersytet Szczeciński
Wydział Nauk o Ziemi
Instytut Nauk o Morzu

Zakład Geologii i Paleogeografii
ul. Mickiewicza 18, 70-383 Szczecin

dr Didier Bourlès

Aix Marseille Université, CNRS, IRD, Collège de France CEREGE
Plateau de l'Arbois, BP 80
13545 Aix-en-Provence Francja

dr hab. Dorota Burska, prof. nadzw.

Uniwersytet Gdański
Wydział Oceanografii i Geografii
Instytut Oceanografii
Zakład Chemii Morza i Ochrony Środowiska Morskiego
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia

dr inż. Grzegorz R. Cerkowniak

Instytut Budownictwa Wodnego PAN
Zakład Mechaniki i Inżynierii Brzegów
ul. Kościerska 7, 80-328 Gdańsk

mgr Anna Czepek

Uniwersytet Gdański
Wydział Oceanografii i Geografii
Instytut Oceanografii
Zakład Geologii Morza
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia

dr inż. Mateusz Damrat

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Geologii Morza w Gdańsku – Oliwie
ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk

dr Marcin Dąbrowski

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Dolnośląski we Wrocławiu
al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

dr Janusz Dworniczak

Instytut Morski w Gdańsku
Zakład Oceanografii Operacyjnej
ul. Długi Targ 41/42, 80-830 Gdańsk

prof. dr hab. Waław Florek

Akademia Pomorska w Słupsku
Wydział Matematyczno-Przyrodniczy
Instytut Geografii i Studiów Regionalnych
Zakład Geoekologii i Geoinformacji
ul. Partyzantów 27, 76-200 Słupsk

mgr Jerzy Frydel

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Geologii Morza w Gdańsku – Oliwie
ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk

prof. dr hab. Kazimierz Furmańczyk

Uniwersytet Szczeciński
Wydział Nauk o Ziemi
Instytut Nauk o Morzu
Zakład Teledetekcji i Kartografii Morskiej
ul. Mickiewicza 18, 70-383 Szczecin

mgr Agnieszka Gajda

Instytut Morski w Gdańsku
Zakład Hydrotechniki Morskiej
ul. Abrahama 1, 80-307 Gdańsk

dr Andrzej Giza

Uniwersytet Szczeciński
Wydział Nauk o Ziemi
Instytut Nauk o Morzu
Zakład Teledetekcji i Kartografii Morskiej
ul. Mickiewicza 18, 70-383 Szczecin

mgr Małgorzata Grechuta

Urząd Morski w Gdyni
ul. Chrzanowskiego 10, 81-338 Gdynia

mgr Małgorzata Gwara

Urząd Morski w Gdyni
ul. Chrzanowskiego 10, 81-338 Gdynia

dr inż. Benedykt Hac

Instytut Morski w Gdańsku
Zakład Oceanografii Operacyjnej
ul. Długi Targ 41/42, 80-830 Gdańsk

Dominika Hetko

Uniwersytet Gdański
Wydział Oceanografii i Geografii
Instytut Oceanografii
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia

dr Łukasz Jasiński

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Dolnośląski we Wrocławiu
al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

dr Wojciech Jegliński

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Geologii Morza w Gdańsku – Oliwie
ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk

mgr inż. Leszek Jurys

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Geologii Morza w Gdańsku – Oliwie
ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk

mgr Grzegorz Kolat

Uniwersytet Gdański
Wydział Oceanografii i Geografii
Instytut Oceanografii
Zakład Geologii Morza
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia

Małgorzata Kosmacz

Uniwersytet Gdański
Wydział Oceanografii i Geografii
Instytut Oceanografii
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia

dr Agnieszka Kubowicz Grajewska

Uniwersytet Gdański
Wydział Oceanografii i Geografii
Instytut Oceanografii
Zakład Geologii Morza
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia

mgr Klaudia Kusek

Uniwersytet Gdański
Wydział Oceanografii i Geografii
Instytut Oceanografii
Zakład Geologii Morza
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia

mgr Dorota Kaulbarsz

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Geologii Morza w Gdańsku – Oliwie
ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk

mgr Alicja Kaźmierczak

Instytut Morski w Gdańsku
Zakład Hydrotechniki Morskiej
ul. Abrahama 1, 80-307 Gdańsk

dr Karim Keddadouché

Aix Marseille Université, CNRS, IRD, Collège de France CEREGE
Plateau de l'Arbois, BP 80
13545 Aix-en-Provence Francja

prof. dr hab. Andrzej Kostrzewski

Uniwersytet im. Adama Mickiewicza
Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych
Instytut Geoekologii i Geoinformacji
Centrum Zintegrowanego Monitoringu Środowiska Przyrodniczego
ul. Dziegielowa 27, 61-680 Poznań

dr Aleksandra Kruss

Uniwersytet Gdański
Wydział Oceanografii i Geografii
Instytut Oceanografii
Zakład Geologii Morza
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia

Klaudia Majchrowska

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Geologii Morza w Gdańsku – Oliwie
ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk

mgr Lesław Mil

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Geologii Morza w Gdańsku – Oliwie
ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk

mgr inż. Michał Morawski

Instytut Budownictwa Wodnego PAN
Zakład Mechaniki i Inżynierii Brzegów
ul. Kościerska 7, 80-328 Gdańsk

dr Matthias Moros

Leibniz Institute for Baltic Sea Research Warnemünde
Department of Marine Geology
Seestraße 15, D-18119 Rostock

prof. dr hab. Stanisław Musielak

Uniwersytet Szczeciński
Wydział Nauk o Ziemi
Instytut Nauk o Morzu
Zakład Geomorfologii Morskiej
ul. Mickiewicza 18, 70-383 Szczecin

Elżbieta Maszloch

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Geologii Morza w Gdańsku – Oliwie
ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk

mgr Anna Nowacka

Uniwersytet Gdański
Wydział Oceanografii i Geografii
Instytut Oceanografii
Zakład Geologii Morza
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia

mgr Jarosław Nowak

Instytut Morski w Gdańsku
Zakład Oceanografii Operacyjnej
ul. Długi Targ 41/42, 80-830 Gdańsk

dr inż. Krystyna Osadczuk

Uniwersytet Szczeciński
Wydział Nauk o Ziemi
Instytut Nauk o Morzu

Zakład Geomorfologii Morskiej
ul. Mickiewicza 18, 70-383 Szczecin

mgr Paweł Osóch

Uniwersytet Szczeciński
Wydział Nauk o Ziemi
Instytut Nauk o Morzu
Zakład Geomorfologii Morskiej
ul. Mickiewicza 18, 70-383 Szczecin

mgr Justyna Pacuła

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Dolnośląski we Wrocławiu
al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

Sławomir Parasiak

Uniwersytet Szczeciński
Wydział Nauk o Ziemi
Instytut Nauk o Morzu
Zakład Geologii i Paleogeografii
ul. Mickiewicza 18, 70-383 Szczecin

dr Urszula Pączek

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Geologii Morza w Gdańsku – Oliwie
ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk

mgr Jarosław Pędziński

Uniwersytet Gdański
Wydział Oceanografii i Geografii
Instytut Oceanografii
Zakład Geologii Morza
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia

mgr Bartosz Płóciennik

Nadmorski Park Krajobrazowy
ul. Merkleina 1
84-120 Władysławowo

dr Piotr Przezdziecki

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Geologii Morza w Gdańsku – Oliwie
ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk

dr Vincent Rinterknecht

Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne
Laboratoire de Géographie Physique CNRS
UMR 8591, Francja

dr Maria Rucińska-Zjadacz

Uniwersytet Gdański
Wydział Oceanografii i Geografii
Instytut Oceanografii
Zakład Geologii Morza
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia

prof. dr hab. Stanisław Rudowski

Instytut Morski w Gdańsku
Zakład Oceanografii Operacyjnej
ul. Długi Targ 41/42, 80-830 Gdańsk

dr inż. Jan Schönhofer

Instytut Budownictwa Wodnego PAN
Zakład Mechaniki i Inżynierii Brzegów
ul. Kościerska 7, 80-328 Gdańsk

mgr Joanna Sławińska

Uniwersytet Szczeciński
Wydział Nauk o Ziemi
Instytut Nauk o Morzu
Zakład Geologii i Paleogeografii
ul. Mickiewicza 18, 70-383 Szczecin

mgr Magdalena Stella

Instytut Budownictwa Wodnego PAN
Zakład Mechaniki i Inżynierii Brzegów
ul. Kościerska 7, 80-328 Gdańsk

dr Marzenna Stempień-Sałek

Uniwersytet Gdański
Wydział Oceanografii i Geografii
Instytut Oceanografii
Zakład Geologii Morza
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia

mgr Tomasz Szarafin

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Geologii Morza w Gdańsku – Oliwie
ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk

dr Ewa Szymczak

Uniwersytet Gdański
Wydział Oceanografii i Geografii
Instytut Oceanografii
Zakład Geologii Morza
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia

dr Angelika Szmytkiewicz

Uniwersytet Gdański
Wydział Oceanografii i Geografii
Instytut Oceanografii
Zakład Geologii Morza
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia

dr Piotr Szmytkiewicz

Instytut Budownictwa Wodnego PAN
Zakład Mechaniki i Inżynierii Brzegów
ul. Kościerska 7, 80-328 Gdańsk

dr Paweł Terefenko

Uniwersytet Szczeciński
Wydział Nauk o Ziemi
Instytut Nauk o Morzu
Zakład Teledetekcji i Kartografii Morskiej
ul. Mickiewicza 18, 70-383 Szczecin

dr hab. Jarosław Tęgowski, prof. nadzw.

Uniwersytet Gdański
Wydział Oceanografii i Geografii
Instytut Oceanografii
Zakład Geologii Morza
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia

Lucyna Tobojko

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Geologii Morza w Gdańsku – Oliwie
ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk

mgr inż. Julita Tomkowiak

Uniwersytet Szczeciński
Wydział Nauk o Ziemi
Instytut Nauk o Morzu
Zakład Geologii i Paleogeografii
ul. Mickiewicza 18, 70-383 Szczecin

mgr Karolina Trzcńska

Uniwersytet Gdański
Wydział Oceanografii i Geografii
Instytut Oceanografii
Zakład Geologii Morza
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia

dr Karol Tylmann

Uniwersytet Gdański
Wydział Oceanografii i Geografii
Instytut Oceanografii
Zakład Geologii Morza
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia

dr Grzegorz Uścińowicz

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Geologii Morza w Gdańsku – Oliwie
ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk

prof. dr hab. Szymon Uścińowicz

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Geologii Morza w Gdańsku – Oliwie
ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk

dr Marcin Winowski

Uniwersytet im. Adama Mickiewicza
Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych
Instytut Geoekologii i Geoinformacji
Zakład Geoinformacji
ul. Dziegielowa 27, 61-680 Poznań

mgr Kamila Wirkus

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Oddział Geologii Morza w Gdańsku – Oliwie
ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk

dr hab. Małgorzata Witak, prof. nadzw.

Uniwersytet Gdański
Wydział Oceanografii i Geografii
Instytut Oceanografii
Zakład Geologii Morza
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia

prof. dr hab. Andrzej Witkowski

Uniwersytet Szczeciński
Wydział Nauk o Ziemi
Instytut Nauk o Morzu
Zakład Paleooceanologii
ul. Mickiewicza 18, 70-383 Szczecin

dr Piotr Paweł Woźniak

Uniwersytet Gdański
Wydział Oceanografii i Geografii
Instytut Geografii
Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu
ul. Bażyńskiego 4, 80-309 Gdańsk

dr Radosław Wróblewski

Uniwersytet Gdański
Wydział Oceanografii i Geografii
Instytut Geografii
Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu
ul. Bażyńskiego 4, 80-309 Gdańsk

mgr Ewa Zydlewska

Urząd Morski w Gdyni
ul. Chrzanowskiego 10, 81-338 Gdynia

