



89. ZJAZD NAUKOWY POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

18-20.09.2025
GDAŃSK

PRZEWODNIK SESJI TERENOWYCH



**89. ZJAZD NAUKOWY
POLSKIEGO TOWARZYSTWA
GEOLOGICZNEGO**

18-20.09.2025
GDAŃSK

PRZEWODNIK SESJI TERENOWYCH

Redakcja naukowa:

Regina Kramarska, Urszula Pączek

Projekt okładki:

Monika Cyrklewicz

Redakcja, projekt, opracowanie typograficzne:

Paweł Zawada



Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
biuro@pgi.gov.pl; pgi.gov.pl

Warszawa, 2025

ISBN 978-83-68623-49-9

Druk:

KRM Druk Miller Sp.k.
ul. Matuszewska 14C lok. 003
03-876 Warszawa



Dofinansowano ze środków
**NARODOWEGO FUNDUSZU
OCHRONY ŚRODOWISKA
i GOSPODARKI WODNEJ**

Organizacja 89. Zjazdu PTGeol jest dofinansowana
ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska
i Gospodarki Wodnej

Organizator:



Polskie Towarzystwo Geologiczne

Współorganizatorzy:



WYDZIAŁ INŻYNIERII
LĄDOWEJ I ŚRODOWISKA



Patronaty honorowe:



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska

PATRONAT HONOROWY:



MIECZYŚLAW STRUK
MARSZAŁEK
WOJEWÓDZTWA POMORSKIEGO



PATRONAT HONOROWY

Prezydent
Miasta Gdańska

Sponsor główny:



Sponsorzy:



GÓRNICCTWO & GEOLOGIA
TOMASZ KWAŚNIEWSKI



Partner:

skurewicz

Partner merytoryczny:



ORLEN
PETROBALTIC

Patronat medialny:

PRZEGLĄD
GEOLOGICZNY

Komitet honorowy:

prof. dr hab. inż. Krzysztof Galos,
Główny Geolog Kraju

prof. dr hab. Krzysztof Szamałek,
Dyrektor Państwowego Instytutu Geologicznego - PIB

prof. dr hab. Tadeusz Peryt,
Prezes Polskiego Towarzystwa Geologicznego

prof. dr hab. inż. Ewa Wojciechowska,
Dziekan Wydział Inżynierii Łądowej i Środowiska Politechniki Gdańskiej

dr hab. Katarzyna Smolarz, prof. UG,
Dziekan Wydziału Oceanografii i Geografii Uniwersytetu Gdańskiego

Prof. dr hab. inż. Bohdan Kozerski,
honorowy członek Polskiego Towarzystwa Geologicznego

Komitet naukowy:

prof. dr hab. Tadeusz Peryt (PIG-PIB) – przewodniczący

prof. dr hab. inż. Bohdan Kozerski (prof. em. PG)

prof. dr hab. Stanisław Mikulski (PIG-PIB)

prof. dr hab. Andrzej Sadurski (prof. em. PIG-PIB i UMK)

prof. dr hab. Krzysztof Szamałek (PIG-PIB)

prof. dr hab. inż. Adam Szymkiewicz (PG)

prof. dr hab. Szymon Uścińowicz (prof. em. PIG-PIB; IBW PAN)

prof. dr hab. Stanisław Wołkowicz (PIG-PIB)

dr hab. inż. Beata Jaworska-Szulc, prof. PG

dr hab. inż. Piotr Krzywiec, prof. ING PAN

dr hab. Leszek Łęczyński, prof. UG

dr hab. Małgorzata Pruszkowska-Caceres, prof. PG

dr hab. Małgorzata Witak, prof. UG

dr Olimpia Kozłowska (PIG-PIB)

dr Edyta Majer (PIG-PIB)

dr Rafał Sikora (PIG-PIB)

dr Joanna Zachowicz (prac. em. PIG-PIB)

Komitet organizacyjny:

dr Regina Kramarska (prac. em. PIG-PIB) – przewodnicząca

dr Wojciech Jegliński (PIG-PIB) – zastępca przewodniczącej

dr Urszula Pączek (PIG-PIB) – sekretarz

dr hab. Anna Hrynowiecka, prof. PIG-PIB

dr hab. Grzegorz Uścińowicz (PIG-PIB)

dr inż. Maria Przewłócka (PG)

dr Mirosław Lidzbarski (PIG-PIB)

dr Rafał Sikora (PIG-PIB)

dr Robert J. Sokołowski (UG)

mgr inż. Joanna Walczyk (PTPNoZ)

mgr Paweł Jaskóła (PIG-PIB)

mgr Ewa Dąbrowska-Jędrusik (PIG-PIB)

mgr Ewa Tarnawska (PIG-PIB)

mgr Kamila Wirkus (PIG-PIB)



01.

Z geologicznej historii Żuław Wiślanych i Mierzei Wiślanej

DELTA WISŁY W ZARYSIE

Joanna Zachowicz¹, Wojciech Jegliński², Ewa Tarnawska²

¹ Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Oddział Pomorski

² Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

Wisła, uchodząc do Morza Bałtyckiego, uformowała rozległą deltę o powierzchni ok. 2400 km², jednak obecnie blisko 30% tego obszaru znajduje się pod wodami południowej części Zatoki Gdańskiej. Podwodna część delty rozciąga się na odległość od kilku do ok. 20 km od współczesnej linii brzegowej do głębokości morza ok. 60–65 m. Zatopienie tego fragmentu było wynikiem działania transgresji Morza Litorynowego. Wzdłuż obecnego brzegu morskiego, stanowiącego granicę pomiędzy częścią lądową delty zwaną Żuławami a jej zatopionym fragmentem, rozciąga się wąska forma Mierzei Wiślanej (ryc. 1).

Powierzchnia Żuław Wiślanych wynosi ok. 1700 km² z czego 450 km² to tereny depresyjne. Największy obszar depresyjny (181 km²) otacza jezioro Druzno. Tu też w miejscowości Raczki Elbląskie znajduje się jeden z najniższych położonych punktów depresyjnych Żuław 1,8 m p.p.m. Drugi

co do wielkości obszar depresyjny (152 km²) rozprzestrzenia się w okolicach Nowego Dworu Gdańskiego z depresją do 2,04 m p.p.m. w okolicy Marzęcina.

Rzeki Wisła i Nogat dzielą Żuławę na trzy mniejsze jednostki (ryc. 1):

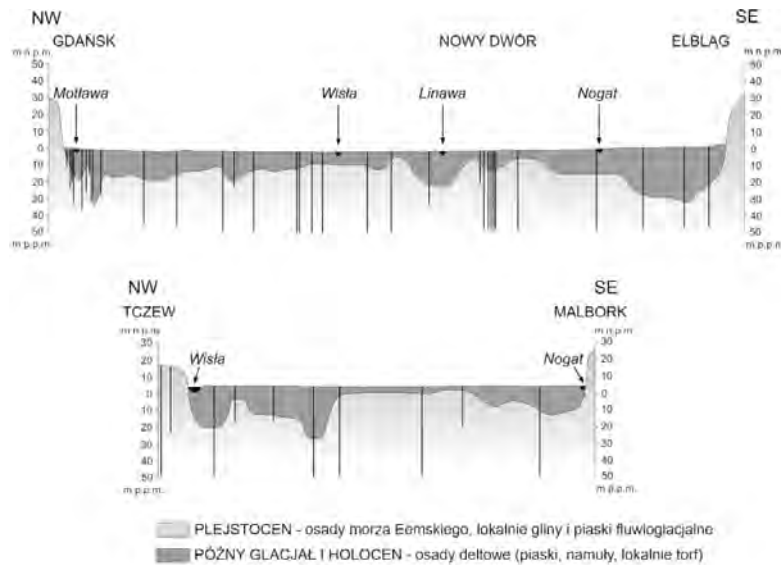
1. Żuławy Gdańskie o powierzchni ok. 390 km² położone pomiędzy Wisłą a krawędzią Pojezierza Kaszubskiego, leżące w całości w dorzeczu Martwej Wisły.
2. Żuławy Wielkie o powierzchni ok. 830 km². Dzielą się na Wielkie Żuławy Malborskie położone w widłach Wisły i Nogaty oraz na Małe Żuławy Malborskie położone po prawej stronie Nogaty. Obszar Żuław Wielkich jest położony w dorzeczu Szarpawy, która przez swoje dopływy – Świętą ze swoimi dopływami: Świerkową Strugą, Dębińską Strugą, Małą Świętą, Kanał Lisewski i Zielonką oraz Kanał Panieński i Linawę odwadnia całe Żuławy Wielkie.



Ryc. 1. Delta Wisły z podziałem Żuław Wiślanych

3. Żuławy Elbląskie o powierzchni ok. 480 km² położone powyżej Małych Żuław Malborskich, w dorzeczu Nogatu i rzeki Elbląg.

Geologia. Paleodepozycyjna powierzchnia delty jest zdecydowanie lepiej poznana na terenie Żuław niż na części delty będącej pod wodami Zatoki Gdańskiej. Tworzą ją gliny zwałowe i piaski fluwioglacjalne ostatniego zlodowacenia, natomiast w północnej części dominują w podłożu osady morskie interglacjału eemskiego, a gliny zwałowe i osady wodnolodowcowe występują tylko lokalnie. Rzeźba powierzchni plejstoceńskiej ma niemal w całości charakter erozyjny, a najniższa rzędna wynosi ok. 35 m p.p.m.



Ryc. 2. Uproszczone przekroje geologiczne przez Żuławy – lądową część Delty Wisły (wg Uścińowicza, 2016 na podstawie Mojskiego, 1988)



Ryc. 3. Osady powierzchniowe delty Wisły (Mojski, 1995)

Grubość osadów deltowych spoczywających na utworach plejstoceńskich waha się od ok. 2 do ok. 35 m (ryc. 2; Mojski, 1988). Holocenijskie osady deltowe Żuław to głównie osady facji rzecznej: korytowej, powodziowej i starorzeczy, podrzędnie osady jeziorne (ryc. 3). Pokrywa osadów deltowych składa się z dwóch jednostek litostratygicznych. Dolną jednostkę o miąższości od kilku do kilkunastu metrów tworzą piaski średnio- i drobnoziarniste z wkładkami osadów starorzeczy. Młodsza część to muły i torfy powstałe między 8,0 a 6,3 tys. lat temu. W górnej jednostce przeważają osady facji korytowej – drobnego piasku i piasku z licznymi wkładkami materiału fitogenicznego. W wyższej części jednostki dominują muły. Na północy i wschodzie obszaru osady deltowe są zastąpione osadami lagunowymi, młodszymi niż 6 tys. lat BP.

Zatopiona część Delty Wisły jest również zbudowana z dwóch jednostek, składających się głównie z osadów piaszczystych, wykazujących wielkoskalowe struktury progradacyjne (ryc. 4; Uścińowicz, 2016). Dolna (starsza) jednostka leży na głębokości 30–35 i 60–65 m p.p.m. Grubość osadów wynosi 20–35 m. Powierzchnia tej jednostki wykazuje liczne ślady późniejszych wcięć erozyjnych, sięgających do ok. 45 m p.p.m. Górna jednostka leży na głębokości 20 i 35 m p.p.m., a jej osady mają do 10 m grubości. Oprócz przewagi osadów piaszczystych, struktura geologiczna zatopionej części delty Wisły charakteryzuje się również licznymi zagłębieniami (paleojeziora i paleokoryta) wypełnionymi osadami organicznymi.

Ewolucja obszaru delty rozpoczęła się nie wcześniej niż 15 000–14 500 lat temu, wraz z zanikiem ostatniego lądolodu skandynawskiego fazy pomorskiej i powstawaniem Bałtyckiego Jeziora Lodowego (pierwszej fazy rozwojowej Morza Bałtyckiego). W najmłodszej fazie późnego glacjału Wisła prawdopodobnie płynęła przez zachodnią część dzisiejszej delty. Stamtąd kierowała się na północny zachód, systemem paleokanałów, w kierunku dzisiejszego Półwyspu Helskiego. Dalszy wzrost temperatury w okresie borealnym, a później również wilgotności, spowodował zwiększenie ilości wody w rzece, agradację koryta i wzrost obfitości facji zalewowych i starorzeczy. W okresie atlantyckim w wyniku transgresji Bałtyku w fazie Morza Litorynowego stopniowo linia brzegowa Zatoki Gdańskiej, a tym samym ujście Wisły,



Ryc. 4. Przekrój geologiczny przez zatopioną część Deltę Wisły na podstawie danych sejsmoakustycznych (Uścińowicz, 2016, zmienione)

przesuwała się ku południowi. Maksymalny zasięg transgresji litorynowej Bałtyku zaznaczył się dalszym wzrostem obszarów zalewowych wynikającym ze wzrostu dominacji akumulacji fitogenicznej i fitogeniczno-mineralnej. Warunki dla tego procesu były najlepsze w okresie maksymalnego rozwoju transgresji, tj. między 6,3 a 5,5 tys. lat temu. Proces narastania delty odbywał się poprzez tworzenie i narastanie coraz to nowych stożków napływowych Wisły i jej licznych ramion. Równocześnie formowała się Mierzeja Wiślana, tak więc proces tworzenia Żuław odbywał się w obrębie zalewu, a nie zatoki morskiej. Mierzeja Wiślana niewątpliwie była wielokrotnie przerywana przez wody rzeczne uchodzące bezpośrednio do Zatoki Gdańskiej lub przez Zalew Wiślany (patrz ryc. 5).

Wody podziemne. W strukturze wodonośnej Żuław Wiślanych można wyróżnić trzy poziomy wodonośne: I – plejstoceno-holoceni (czwartorzędowy), II – różnowiekowy i III – kredowy (Kulma i in., 2002; Paczyński, Sadurski, 2007).

Wodonośne utwory czwartorzędowe rozprzestrzeniają się praktycznie na całym obszarze Żuław Wiślanych. Jedynie w południowo-wschodniej części Żuław Elbląskich utwory te nie występują. Główny poziom wodonośny, o znaczeniu użytkowym, tworzą piaski i żwiry pochodzenia wodnolodowcowego, zaliczane pod względem stratygraficznym do plejstocenu i holocenu. Miąższość serii piaszczystej jest znacznie zróżnicowana i zależna w dużej mierze od morfologii stropu nieprzepuszczalnego podłoża. Największe miąższości, dochodzące do 80 m, stwierdzono w obrębie kopalnej doliny erozyjnej przebiegającej po stronie zachodniej przez przykrawędziową część Żuław Gdańskich. Najmniejsze miąższości, poniżej 10 m, występują na obszarze Żuław Elbląskich, w południowej części Żuław Wielkich oraz w południowej i centralnej części Żuław Gdańskich.

Do różnowiekowego poziomu wodonośnego zaliczono utwory wodonośne, które stratygraficznie należą do kredy górnej, paleogenu i czwartorzędowego dolnego. Rozciągają się one na całym obszarze delty Wisły, jedynie w zachodnim fragmencie Żuław Gdańskich obserwuje się ich brak lub

bardzo wyraźną redukcję miąższości. Powszechne występowanie różnowiekowego poziomu wodonośnego zostało stwierdzone również w południowej części Żuław Wielkich i wschodniej części Żuław Gdańskich. Miąższość utworów piaszczystych jest tu jednak mniejsza i wynosi średnio ok. 20 m. Największe znaczenie użytkowe ma różnowiekowy poziom wodonośny na obszarze Żuław Elbląskich, gdzie w obniżeniu erozyjnym podłoża kenozoicznego, ciągnącym się od Elbląga w kierunku południowym, nastąpiło znaczne nagromadzenie osadów piaszczystych. Miąższość warstwy wodonośnej wynosi średnio od 30 do

50 m, a lokalnie dochodzi do 70 m. Różnowiekowa seria wodonośna jest przykryta z reguły kompleksem utworów słaboprzepuszczalnych, wykształconych głównie w postaci glin zwałowych, niekiedy iłów i mułków.

Kredowy poziom wodonośny występuje w obrębie rozległej struktury hydrogeologicznej. Jej zachodnia część obejmuje Żuławę Gdańską, Taras Nadmorski i fragment Żuław Wiślanych. Seria wodonośna jest zbudowana tutaj z drobnoziarnistych piasków kwarcowo-glaukonitowych. W stropie i spągu tej serii stwierdzono utwory słabo przepuszczalne, umożliwiające powstanie basenu artezyjskiego. Ich izolujący charakter warstw podścielających ma znaczenie zwłaszcza jako zabezpieczenie przed dopływem słonych wód z piętra jurajskiego i triasowego. Najkorzystniejsze warunki hydrogeologiczne są związane z centralną częścią basenu kredowego w rejonie Gdańska, gdzie wody tego piętra są eksploatowane. Poziom ten jest dla obszarów Żuław Wielkich i Elbląskich mało wartościowy z uwagi na znaczne zasolenie.

Z uwagi na złą jakość wód pitnych na terenie Żuław i Mierzei Wiślanej, aby zaopatrzyć mieszkańców w wodę pitną w 1962 r. podjęto decyzję o budowie Centralnego Wodociągu Żuławskiego. Centralny Wodociąg Żuławski o długości 1300 km zaopatruje w wodę obszar 10 gmin leżących na terenie Żuław i Mierzei Wiślanej, tj. Nowy Dwór Gdański, Nowy Staw, Ostaszewo, Lichnowy, Stegna, Sztutowo, Malbork, Stare Pole, Gronowo Elbląskie i częściowo gminę wiejską Elbląg. Woda do Centralnego Wodociągu Żuławskiego jest dostarczana z ujęcia wody „Ząbrowo” zlokalizowanego w miejscowościach Janówka, Kaczynos i Ząbrowo. Ujęcie to jest zaopatrywane z udokumentowanego na terenie Żuław Głównego Zbiornika Wód Podziemnych nr 203 „Dolina Letniki”.

Osadnictwo na Żuławach. Pierwsi osadnicy na Żuławach pojawili się w okresie neolitu, o czym świadczą znaleziska archeologiczne z tego okresu z wielu miejsc położonych na Żuławach, np. Niedźwiedziówka, Lubieszewo, Ostaszewo, Kaczynos, Kończewice, Krasnotęka, Lasowice Wielkie czy Lichnowy i in. Zajmowali się oni rybołów-

terenach podmokłych, dlatego doskonale nadawali się do zagospodarowania Żuław. Już w pierwszych latach po ich przybyciu, na żuławskich mokradłach powstawały pierwsze kanały melioracyjne i wiatraki. Osadnicy zagospodarowali rolniczo tarasy zalewowe, zabagnione obniżenia, tworzyli poldery w ujściu Nogatu i Szkarpawy. Przywieźli ze sobą nowe techniki osuszania terenów leżących poniżej poziomu morza – budowa jazów, przepustów, podpiętrzeń i przepompowni z wykorzystaniem siły wiatru.

Spokojny okres gospodarowania na Żuławach zakończył się wojną ze Szwedami o ujście Wisły (1626–1629) i kolejnej (1655–1660), zwanej potopem szwedzkim. Okupacja, przemarsze wojsk przyczyniły się do znacznych zniszczeń.

Rozbiory Polski to kres polskiego panowania na Żuławach. Żuławy zostały włączone do Prus.

W latach 1920–1939 Żuławy stały się częścią Wolnego Miasta Gdańska, a do Polski powróciły po II wojnie światowej. Koniec wojny był jednak katastrofą dla tego obszaru.

W 1945 r. wycofujące się wojska niemieckie zniszczyły większość wałów przeciwpowodziowych i tam ochronnych, co spowodowało zalanie obszarów depresyjnych, a obszary przydepresyjne zostały podtopione. Dotychczasowi mieszkańcy opuścili w większości przypadków te tereny. Lata powojenne były więc czasem ogromnego wysiłku włożonego w osuszanie ziem żuławskich, na które zaczęli przybywać osadnicy. Powojenne migracje i zerwanie ciągłości osadniczej sprawiły, że wiedza przekazywana przez pokolenia uległa zapomnieniu. Ludzie, którzy przez wieki uczyli się żyć z zagrożeniem, nie mieli okazji przekazać swojego doświadczenia odnośnie do uprawy roli i walki z zagrożeniami powodziowymi nowym mieszkańcom.

Żuławy dzisiaj. Dzisiaj na Żuławach dominującym kierunkiem w rolnictwie jest kierunek roślinno-zwierzęcy lub zwierzęco-roślinny (w zależności, co jest dominujące), a dokładnie pszenno-mięsny z udziałem roślin przemysłowych (buraków cukrowych lub rzepaku) i mleka.

Należy jednak podkreślić, że mieszkańcy Żuław coraz częściej stawiają na rozwój turystyki, wykorzystując potencjał przyrodniczy, kulturowy czy wodę. Właśnie z wodą związane jest powstanie tzw. Pętli Żuławskiej. Jest to liczący ponad 300 km szlak wodny tworzący sieć połączeń między Wisłą, Martwą Wisłą, Szkarpawą, Nogatem, Tugą, Wisłą Królewiecką, Elblągiem, Pasłęką i oczywiście Zalewem Wiślanym. Jest to część wielkiej Międzynarodowej Drogi Wodnej E70, która ciągnie się aż z Rotterdamu. Na szlaku powstały lub rozbudowały się mariny, w których żeglarze mogą zacumować, zaopatrzyć się w wodę itd. Oprócz szlaku wodnego powstał szlak rowerowy tzw. Wiślana Trasa Rowerowa (część europejskiej trasy EuroVelo 10). Poza

tymi nowymi inicjatywami funkcjonuje Szlak Kanału Elbląskiego i Szlak Mennonitów, łączący pamiątki architektury z dawnym osadnictwem.

Jest nadzieja, że w Strategii Rozwoju Obszaru Funkcjonalnego Żuław do 2050 r. uda się pogodzić rolnictwo, turystykę i ochronę środowiska, o co zabiegają lokalne stowarzyszenia np. Klub Nowodworski czy Stowarzyszenie Żuławy.

LITERATURA

- BERTRAM H., LA BAUME W., KLOEPEL O., 1924. Das Weichsel – Nogat Delta. Beiträge zur Geschichte seiner Landschaftlichen Entwicklung, vorgeschichtlichen Besiedlung und bauerlichen Haus – und Hoflandlage. Teil I. Danziger Verlag Ges., Danzig.
- HAFTKA M., 1975. Elbląg we wczesnym średniowieczu i problem lokalizacji Truso. *Pomerania Antiqua*, **6**: 195–280.
- JAGODZIŃSKI M.F., 2010. Truso. Między Weonodlandem a Witlandem. Muzeum Archeologiczno-Historyczne, Elbląg.
- JAGODZIŃSKI M.F., 2015. Truso – legenda Bałtyku. The legend of the Baltic Sea. Katalog z wystawy w Muzeum Archeologiczno-Historycznym w Elblągu, Elbląg.
- KULMA R., HAŁADUS A., LIDZBARSKI M., 2002. Zasoby wód podziemnych na obszarze Żuław Wiślanych. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi*, **18** (2): 117–134.
- MOJSKI J.E., 1988. Development of the Vistula river delta and evolution of the Baltic Sea, an attempt to chronological correlation. [W:] B. Winterhalter (red.) The Baltic Sea. *Geological Survey of Finland, Special Paper*, **6**: 39–50.
- MOJSKI J.E., 1995. Geology and evolution of the Vistula Delta and Vistula Bar. *Journal of Coastal Research, Special Issue*, **22**: 141–149.
- PACZYŃSKI B., SADURSKI A. (red.), 2007. Hydrogeologia Regionalna Polski, tom I. Wody słodkie. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PLIT J., 2010. Naturalne i antropogeniczne przemiany krajobrazów Delt Wisły. Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego Nr 13, Sosnowiec.
- UŚCINOWICZ S., 2016. Vistula Delta – an outline of the geology and development. [W:] R. Kramarska *et al.* (red.), Abstract volume and Field trip guidebook, The 13th Colloquium on Baltic Sea Marine Geology, Gdańsk: 110–112.
- www1: <https://zulawy.infopl.info/region/historia-zulaw-wislanychlane> (dostęp 5.08.2025).
- www2: <http://www.holland.org.pl/art.php?kat=art&dzial=zul&id=3> (dostęp 5.08.2025).

PUNKT 1 (w drodze, Gdańsk–Letnica)

TUNEL DROGOWY POD MARTWĄ WISŁĄ

Beata Jaworska-Szulc¹

¹ Politechnika Gdańska, Wydział Inżynierii Lądowej i Środowiska

INFORMACJE OGÓLNE

Tunel łączy zachodnią część Gdańska z Wyspą Portową. Budowę rozpoczęto w maju 2013 r., obiekt oddano do

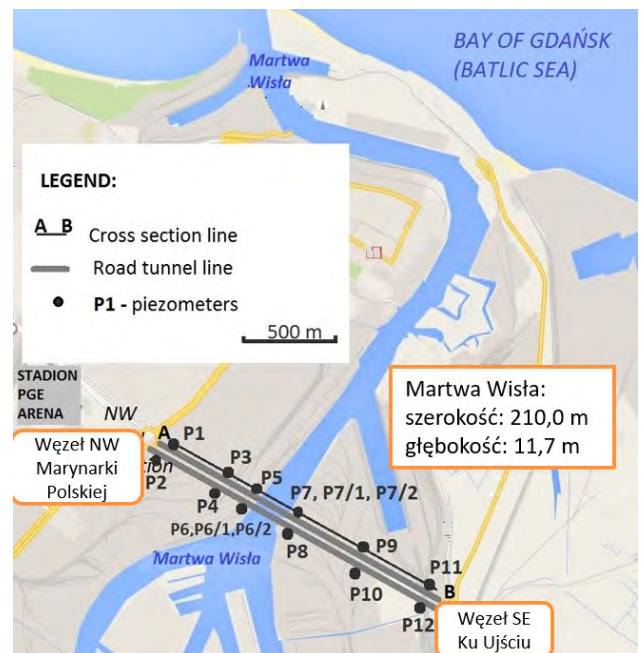
użytku w kwietniu 2016 r. Tunel wykonano za pomocą maszyny drążącej TBM (*Tunnel Boring Machine*), co pozwoliło uniknąć odwodnień.



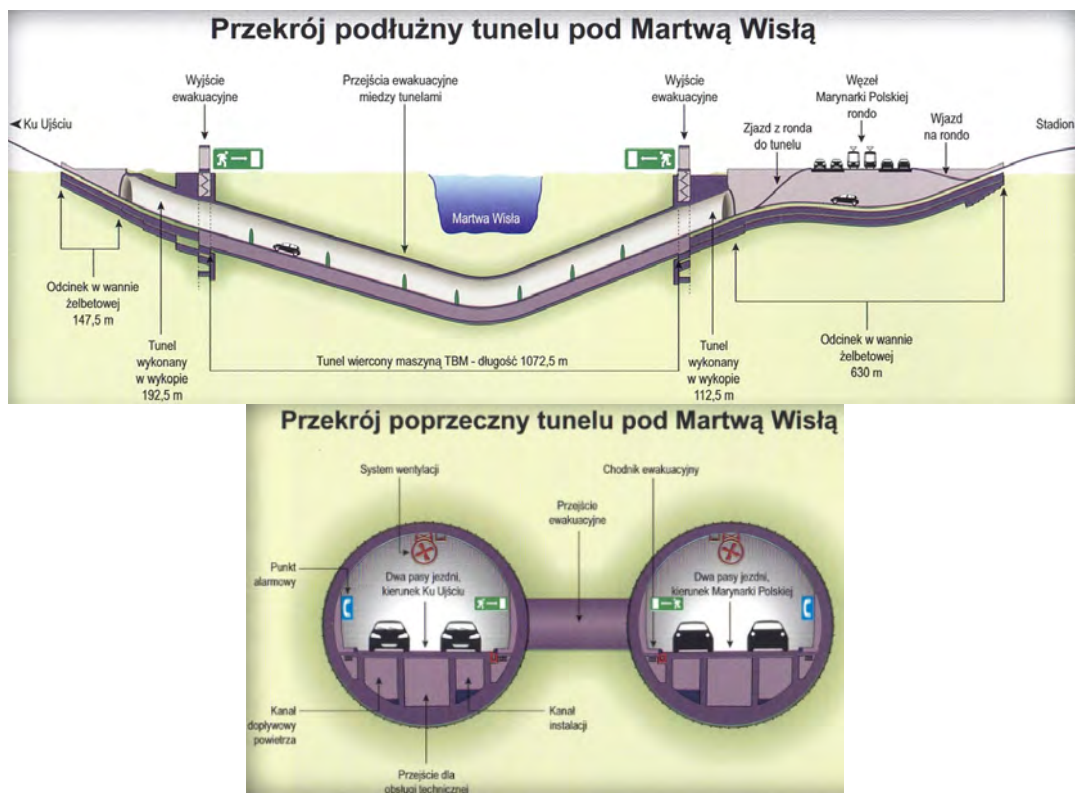
Maszyna drążąca TBM – ochrzczona słowiańskim imieniem „Damroka”

KONSTRUKCJA TUNELU

- Tunel składa się z dwóch oddzielnych rur, najpierw powstała nitka południowa, następnie maszyna została zdemontowana i przetransportowana w celu drążenia rury północnej.
- Długość całkowita 1377 m.
- Długość drążenia pojedynczej rury: 1072,5 m, pozostała część została wykonana w wykopie otwartym, w wannie żelbetowej.
- Średnica pojedynczej rury – 11 m.
- Odległość od najgłębszego miejsca w tunelu do lustra Martwej Wisły – 35 m.
- Minimalna głębokość tunelu pod dnem Martwej Wisły – ok. 9 m.
- Wykonano 7 przejść ewakuacyjnych, które łączą obie rury.



Lokalizacja tunelu



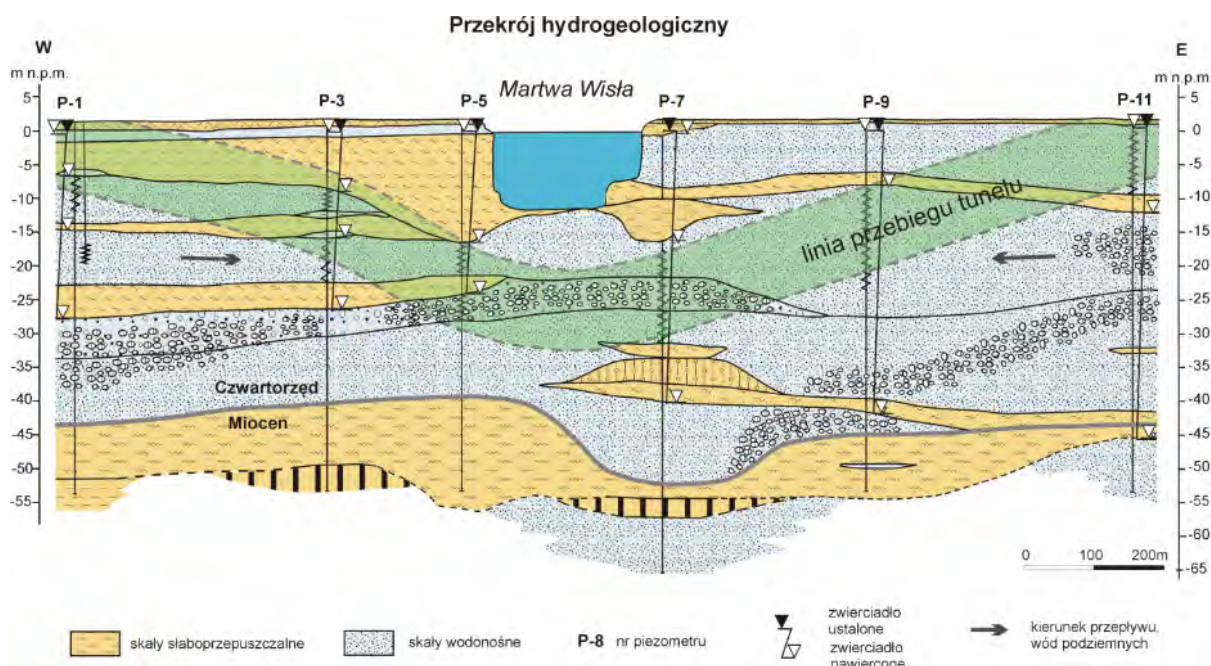
Schemat konstrukcji tunelu pod Martwą Wisłą

WARUNKI HYDROGEOLOGICZNE

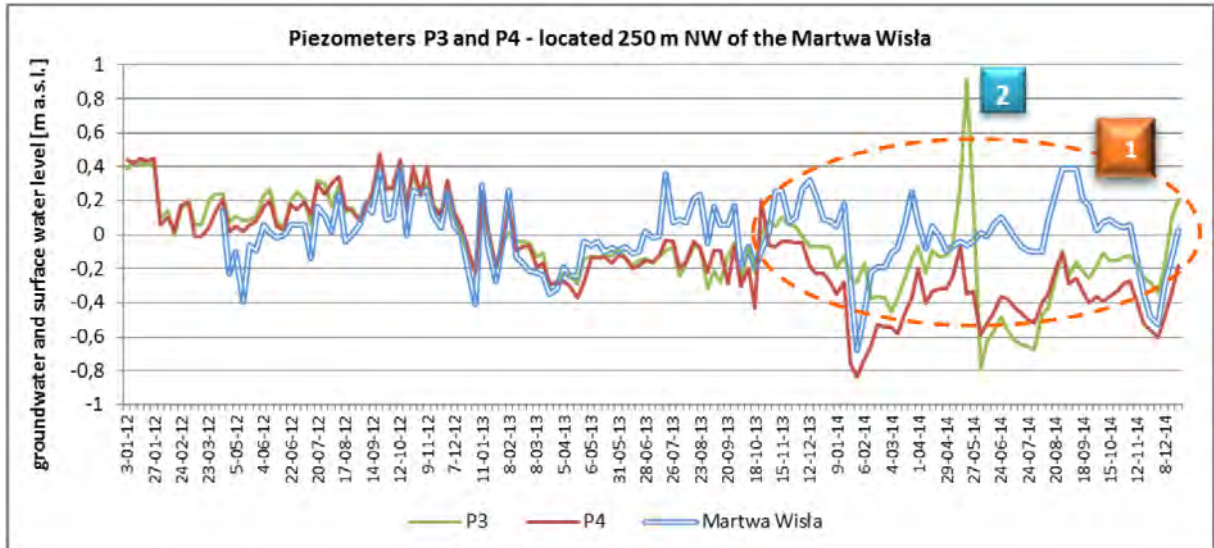
- Tunel przebiega w obrębie czwartorzędowego poziomu wodonośnego Żuław Gdańskich. Tworzą go piaszczysto-żwirowe plejstoceny oraz przepuszczalne osady holocenu należące do serii deltowej, a bliżej zatoki do holocenów piasków morskich.
- Średnia miąższość wodonośnego kompleksu wynosi

40 m, przy czym występują tu liczne przewarstwienia namułów oraz glin zwałowych.

- Aktualnie zwierciadło wody układa się w ujściowym odcinku Martwej Wisły na rzędnych od 0,0 do 0,5 m n.p.m. (pierwotnie w linii brzegowej obserwowano położenie zwierciadła wody ok. 2 m n.p.m.).
- Wody podziemne pozostają w bezpośrednim kontakcie z wodami Martwej Wisły.



Uproszczony przekrój hydrogeologiczny wzdłuż linii przebiegu tunelu



Monitoring położenia zwierciadła wody w piezometrach, przykładowe piezometry P3 i P4 położone od strony węzła Marynarki Polskiej w odległości 250 m od Martwej Wisły

Widoczny wpływ budowy tunelu: 1. W związku z prowadzonym czasowo odwodnieniem podczas budowy komory startowej, Martwa Wisła infiltrowała do warstwy wodonośnej; 2. Zaznacza się wyraźna anomalia w przebiegu wahań zwierciadła wody, związana z mrożeniem przejść poprzecznych w maju 2014 r.

MONITORING WÓD PODZIEMNYCH PODCZAS BUDOWY TUNELU

Od początku prowadzono monitoring wahań zwierciadła wody, a w trakcie prac wprowadzono także monitoring jakości, w szczególności zawartości chlorków. Monitoring prowadzono w 14 piezometrach, od 23 listopada 2011 r. raz w tygodniu, a od czerwca 2013 r. (po rozpoczęciu drążenia) pomiary położenia zwierciadła wody prowadzone były codziennie.

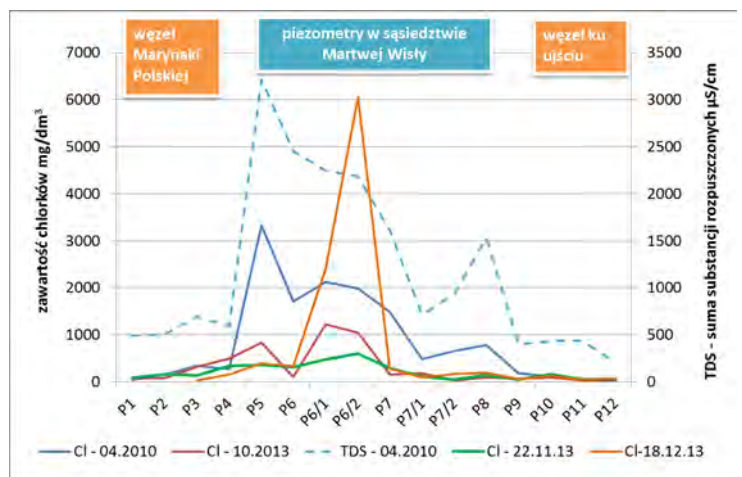
Obserwacje wahań zwierciadła wód podziemnych:

- Obserwacje w piezometrach wykazały, że położenie zwierciadła wód podziemnych jest uzależnione głównie od poziomu zwierciadła wody w Martwej Wiśle, w mniejszym stopniu zaznaczała się prowadzona w sąsiedztwie eksploatacja i drenaż.
- Silny wpływ rzeki, stabilizujący zwierciadło wody podczas próbnych pompowań, stwierdzano nawet w piezometrach odległych o kilkaset metrów od jej brzegu.
- Poszczególne etapy prac przy budowie tunelu w niewielkim stopniu wpływały na przebieg wahań zwierciadła wód podziemnych, jednak zaobserwowano kilka wyraźnych anomalii ściśle powiązanych z pracami na budowie.

Monitoring zawartości chlorków:

- Wskutek zjawisk sztormowych i cofki, w Martwej Wiśle występują wody zasolone, o bardzo zmiennych zawartościach chlorków, sięgających wartości obserwowanych w Zatoce Gdańskiej.

- Według badań prowadzonych w piezometrach w sąsiedztwie tunelu, zasolenie wód podziemnych występuje w pasie kilkuset metrów wzdłuż biegu Martwej Wisły. W piezometrach położonych najbliżej brzegu rzeki stwierdzano stężenia chlorków wynoszące okresowo nawet powyżej 6000 mg/dm³.
- Zwiększone zawartości chlorków obserwowano po obu stronach rzeki, jednak znacznie bardziej zaznaczały się po stronie zachodniej, gdzie okresowo dochodziło do intruzji słonych wód Martwej Wisły do poziomu wodonośnego. W piezometrach oddalonych o 500 m od rzeki intruzji już nie stwierdzono.
- Prowadzony monitoring zasolenia wód podziemnych w sąsiedztwie budowanego tunelu pozwolił na rozpo-



Zmienność zawartości chlorków i mineralizacja wód podziemnych wzdłuż trasy tunelu

znanie przestrzennej i czasowej zmienności zasolenia wód podziemnych. Było to szczególnie ważne w procesie mrożenia gruntu przy budowie przejść poprzecznych między dwiema nitkami tunelu. Rozpoznanie problemu pomogło dostosować proces mrożenia do panujących warunków.

LITERATURA

- GAPIŃSKI S. (red.), 2016. Tunel drogowy pod Martwą Wisłą w Gdańsku.
- JAWORSKA-SZULC B., BUCA B., 2013. Warunki hydrogeologiczne i geotechniczne na obszarze lokalizacji tunelu drogowego pod Martwą Wisłą. *Inżynieria Morska i Budownictwo*, 1.
- JAWORSKA-SZULC B., 2014. Monitoring zwierciadła wód podziemnych i ich jakości na obszarze budowy tunelu drogowego pod Martwą Wisłą. *Inżynieria i Budownictwo*, 2.



Mrożenie gruntu podczas budowy przejść poprzecznych (ewakuacyjnych). Zasolenie wód gruntowych przyczyniło się do opóźnień w procesie mrożenia

PUNKT 2 (Westerplatte)

ROZWÓJ BRZEGU MORSKIEGO W REJONIE GDAŃSKA

Wojciech Jegliński¹

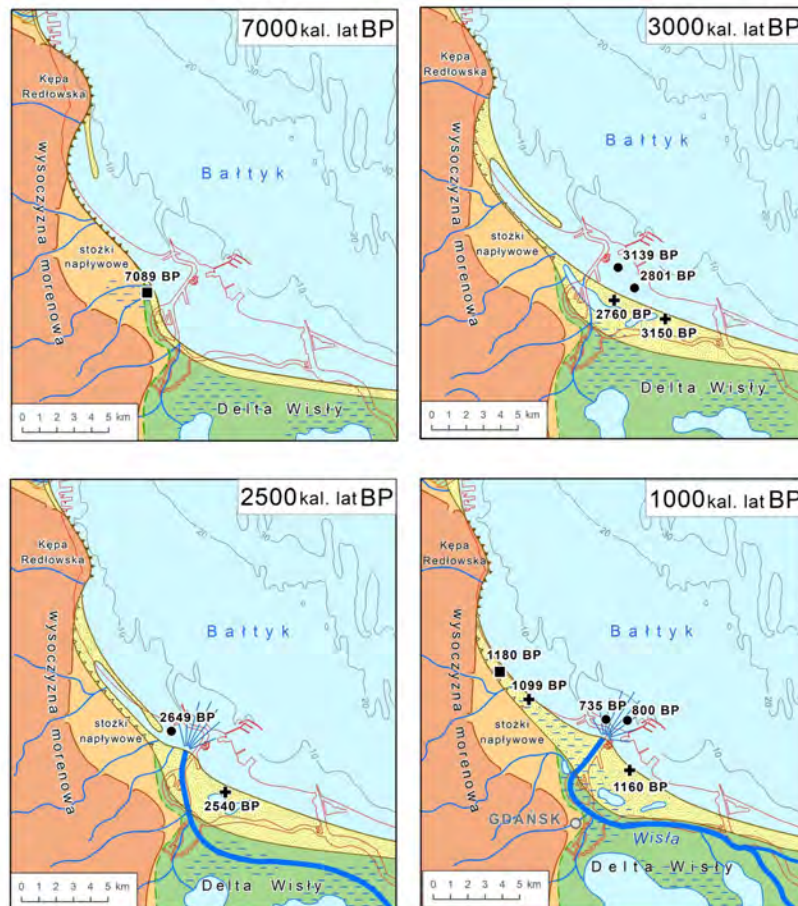
¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza

Obecny kształt południowego wybrzeża Zatoki Gdańskiej jest w znacznym stopniu wynikiem powstawania i ewolucji kolejnych ujść Wisły w warunkach transgresji litorynowej i okresu politorynowego, a także antropogenicznych przekształceń. Wyniki szczegółowych prac i badań geologicznych prowadzonych od początku obecnego stulecia przyczyniły się do rekonstrukcji rozwoju paleogeograficznego gdańskiego wybrzeża Bałtyku w holocenie (Jegliński, 2013, 2016; Koszka-Maróń, 2016). Zatrzymując się na Westerplatte, poznamy przebieg i tempo rozwoju

fragmentu delty wiślanej w rejonie ujścia Wisły Martwej (dawniej zwanej Wisłą Gdańską) oraz strukturę geologiczną stożka ujściowego tej rzeki.

ROZWÓJ WYBRZEŻA W REJONIE WESTERPLATTE

Około **7000 lat temu** poziom morza znajdował się około 8 m niżej od obecnego, a ingresja morska w regionie dzisiejszych Żuław osiągnęła swój maksymalny zasięg, tworząc niewielką zatokę w rejonie Gdańska (ryc. 1). Następnie, pomimo dalszego wzrostu poziomu morza, zatoka



Lokalizacja i wyniki datowania wybranych próbek

6720 BP	▲ namuły, metoda ¹⁴ C	● muszle morskie, metoda ¹⁴ C	◆◆◆◆◆ klif aktywny
7570 BP	■ torf, metoda ¹⁴ C	⊕ piaski wydmore, metoda OSL	◆◆◆◆◆ klif nieaktywny
			■ mierzewa piaszczysta

Ryc. 1. Szkice paleogeograficzne południowo-zachodniego wybrzeża Zatoki Gdańskiej (wg Jeglińskiego, 2013)

ta stopniowo wypełniała się osadami piaszczystymi nanoszonymi w dużych ilościach wzdłuż brzegu, głównie ze wschodu, o czym świadczy akumulacja w nich bursztynu sambijskiego.

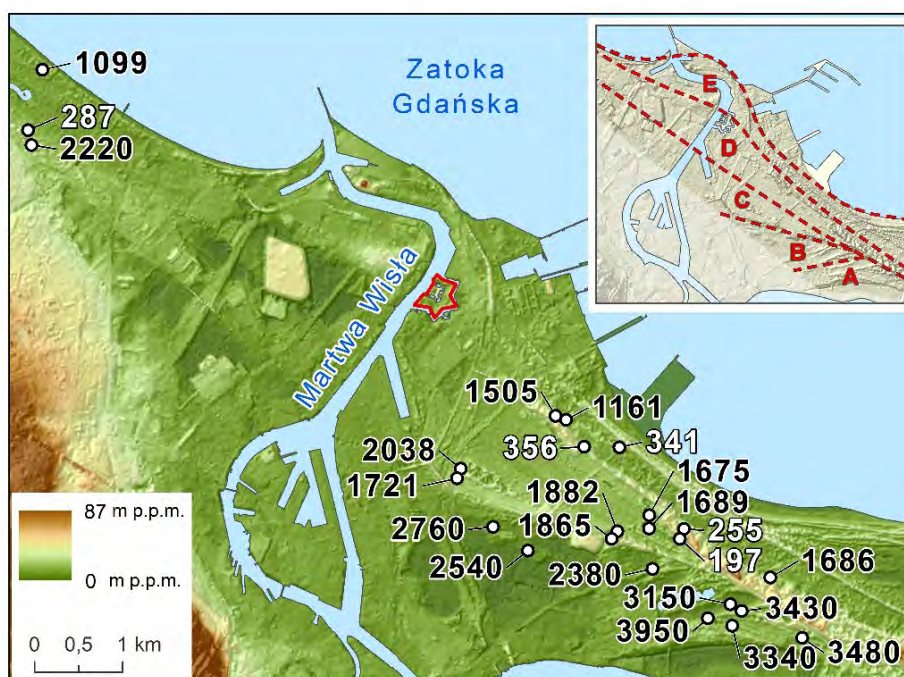
Około **3000 lat temu**, przy poziomie morza ok. 1,5–2,0 m niższym od obecnego, zatoka została całkowicie wypełniona piaskiem morskim, a wyrównana linia brzegowa powoli przesuwała się w kierunku otwartego morza (ryc. 1). Wzrost powierzchni lądowej, spowodowany przesuwaniami się linii brzegowej w stronę morza, odcisnął piętno na powierzchni terenu w postaci kolejnych generacji wałów wydmy, świadczących o rozwoju tego odcinka wybrzeża. Można przypuszczać, że w tym okresie Wisła miała wiele koryt rozprowadzających wodę w obrębie całej delty. Jednak brak dowodów sugerujących, że którekolwiek z nich uchodziło bezpośrednio do morza w rejonie Gdańska. Przyjmuje się, że większość koryt była skierowana na wschód w stronę Zalewu Wiślanego, natomiast orientacja zachodnia występowała zdecydowanie rzadziej.

Około **3000–2500 lat temu** Wisła utworzyła nowe ujście w rejonie Gdańska (ryc. 1). Okres ten jest udokumentowa-

ny przez najmłodsze daty ^{14}C uzyskane z muszli mięczaków znalezionych w piaskach morskich oraz najstarsze daty uzyskane z muszli mięczaków znalezionych w nadległej warstwie mulisto-piaszczystych osadów prodelty, a także przez daty OSL uzyskane z łańcucha wydmy leżącego na lądowej granicy stożka aluwialnego Wisły Gdańskiej.

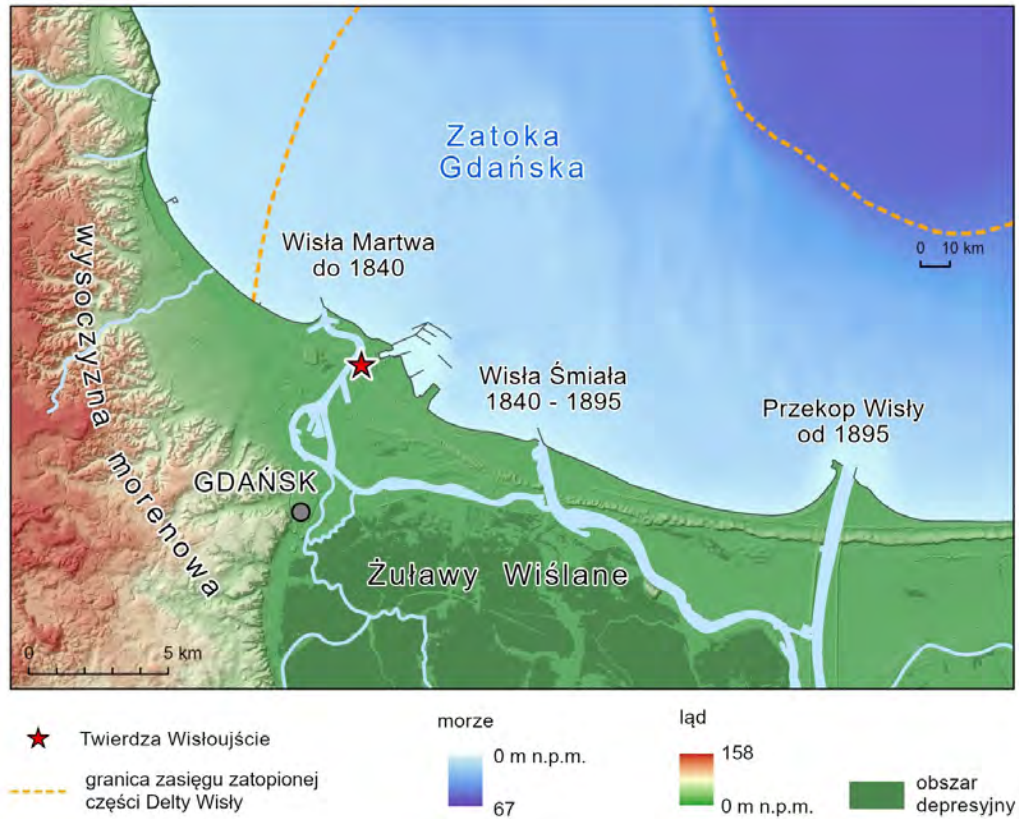
Po utworzeniu ujścia w pobliżu Gdańska, akumulacja stożka ujściowego Wisły trwała przez następne 1000–1500 lat. Świadczą o tym data stabilizacji i przestrzenny układ kolejnych wałów wydmy (ryc. 2) oraz wiek muszli wydobytych z osadów stożka ujściowego. W tym okresie zostało zdeponowanych ok. 96 800 000 m³ materiału klastycznego ze średnim tempem wynoszącym ok. 60 000–100 000 m³ rocznie.

Około **1500 lat temu** rozpoczął się okres stagnacji w rozwoju stożka ujściowego Wisły w rejonie Gdańska. Okres ten trwał 700–1000 lat. Przerwa w akrecji i stabilizacja pozycji linii brzegowej sprzyjały tworzeniu się rozległego wału wydmy. Niezmienna pozycja tego wału przez wieki jest potwierdzona datowaniem OSL piasków eolicznych, które wykazało zakres dat od 1505 do 1099 lat (ryc. 2) oraz faktem, że pod koniec XV w. wspomniany wał



- 3430 miejsce poboru próbki i wynik datowania metodą OSL w latach kal. BP
 - 197 miejsce poboru próbki i wynik datowania metodą OSL w latach kal. BP dokumentującej reaktywację procesów eolicznych w niedalekiej przeszłości
 - ★ Twierdza Wisłoujście
- Obszary wyznaczone na podstawie wieku i układu przestrzennego grzbietów wydmy
- A, B, C** stopniowe wypełnianie zatoki morskiej
 - D** pierwszy okres akrecji stożka ujściowego Wisły w rejonie Gdańska
 - E** drugi okres akrecji stożka ujściowego Wisły w rejonie Gdańska

Ryc. 2. Ciągi wydmy południowo-zachodniego wybrzeża Zatoki Gdańskiej datowane metodą OSL (wg Jeglińskiego, 2013)



Ryc. 3. Ujścia Wisły w czasach historycznych

wydmowy nadal znajdował się w bezpośrednim sąsiedztwie linii brzegowej. W tym czasie zbudowano latarnię morską i umocnienia Twierdzy Wisłoujście.

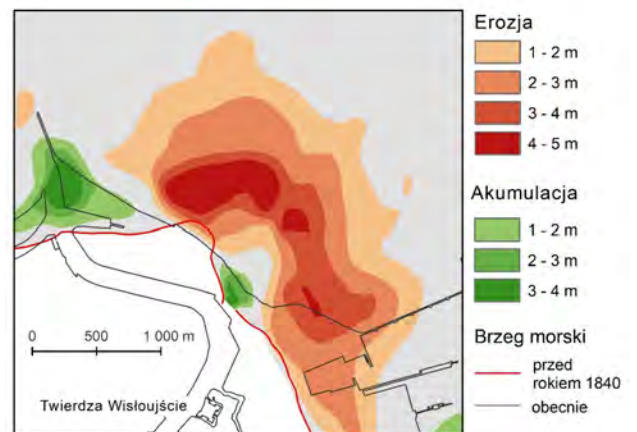
Okres stagnacji zakończył się ok. 1000–700 lat temu. Wskazuje na to nie tylko wiek i kształt wydm przybrzeżnych (ryc. 2), ale także daty radiowęglowe od 752 do 582 lat kal. BP, uzyskane z analizy muszli mięczaków morskich znalezionych w piaszczystych osadach czoła delty. Zapisy historyczne sugerują, że ujście Martwej Wisły otworzyło się ponownie ok. 1300 r. Podczas drugiej fazy agradacji zostało zdeponowanych ok. 82 000 000 m³ materiału klastycznego ze średnim tempem wynoszącym 100 000–150 000 m³ rocznie.

Rozbudowa stożka aluwialnego u ujścia Wisły Gdańskiej zakończyła się w 1840 r., kiedy to Wisła utworzyła nowe ujście znane jako Wisła Śmiała (ryc. 3). W drugiej połowie XIX w., po odcięciu śluzami odcinka rzeki między Wisłą Śmiałą a Wisłą Gdańską, rozpoczął się intensywny, trwający do dziś proces erozji morskiej, którego zasięg obejmuje strefę przybrzeżną rejonu Westerplatte. Spowodowało to obniżenie dna morskiego miejscami o 4 m (ryc. 4), a ilość osadów budujących stożek zmniejszyła się o ok. 10 000 000 m³.

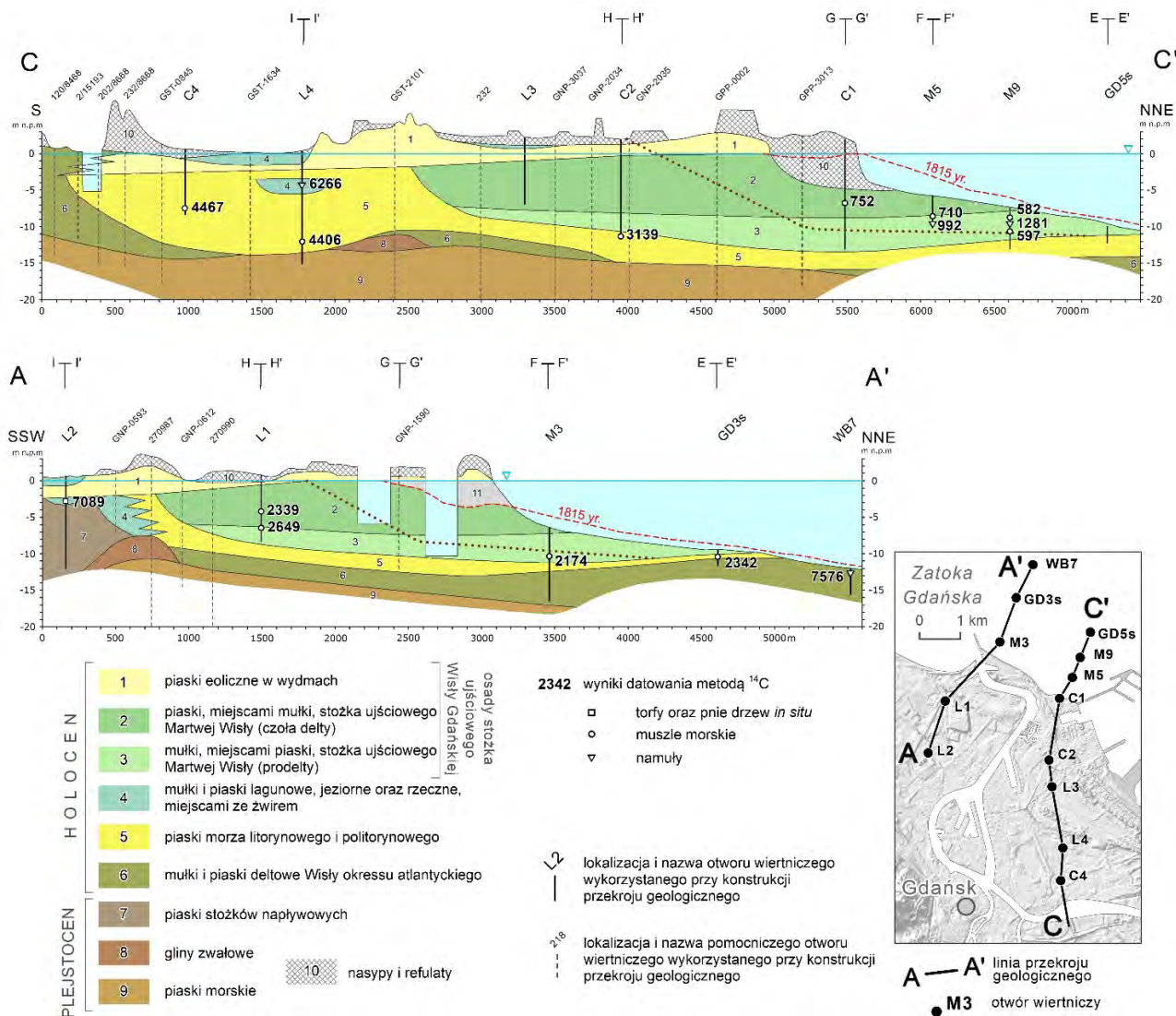
W 1895 r. w odległości 20 km na wschód od Gdańska wybudowano sztuczny kanał ujściowy tzw. „Przekop Wisły”, którym większość wód ujściowych i cały transport osadów dociera obecnie do Zatoki Gdańskiej (ryc. 3). Budowa kanału spowodowała utworzenie Wyspy Sobieszew-

skiej, ograniczonej od zachodu Wisłą Śmiałą, od wschodu Przekopem Wisły, a od południa Wisłą Martwą.

Początkowo, po 1840 r. Wisłą Martwą (niem. *Tote Weischel*) zaczęto nazywać odcinek rzeki pomiędzy nowopowstałym ujściem Wisły Śmiałej a Westerplatte. Po utworzeniu Przekopu Wisły nazwę Wisła Martwa przyjął cały odcinek odciętej przez kanał rzeki – od miejscowości Przegalina do Westerplatte. Polska nazwa Wisła Martwa została oficjalnie zatwierdzona rozporządzeniem Ministra Administracji Publicznej z dn. 11.02.1949 r. (M.P. z 1949 r., nr 17, poz. 225, s. 3).



Ryc. 4. Zmiany podwodnej powierzchni stożka ujściowego Wisły Martwej po 1840 r. (wg Jeglińskiego, 2013)



Ryc. 5. Przekroje geologiczne przez stożek ujściowy Wisły Gdańskiej (wg Jeglińskiego, 2016)

RODZAJ I WIEK OSADÓW BUDUJĄCYCH STOŻEK UJŚCIOWY WISŁY GDAŃSKIEJ

Powierzchnia paleodepozycyjna stożka ujściowego Wisły Gdańskiej znajduje się na głębokości 3–14 m p.p.m. i jest lekko nachylona w kierunku północno-wschodnim. Osady stożka zalegają na osadach Mórz Litorynowego i Politorynowego, reprezentowanych głównie przez piaski drobno- i średnioziarniste. Wiek muszli mięczaków morskich występujących w tych piaskach waha się od 4467 do 2342 lat kal. BP. Lokalnie pokrywa piasków morskich jest nieciągła, a materiał stożka ujściowego Wisły Gdańskiej zalega bezpośrednio na mulisto-ilastych lub rzadziej na organicznych i piaszczystych osadach delty okresu Atlantycznego, datowanych radiowęglowo na 8789 i 7089 lat kal. BP (ryc. 5).

Omawiany stożek ujściowy ma dwuzdzielną budowę. Składa się z osadów prodelty i zalegających na nich osadów czoła delty (ryc. 5). Osady prodelty i czoła delty zawierają muszle mięczaków morskich i słodkowodnych, a także

okrzemki słonawowodne i słodkowodne, wskazujące na różnorodne środowiska depozycji, rzecznej i morskiej. Prodelta jest zbudowana głównie przez materiał ilasto-mulisty, a także mulisto-piaszczysty i sporadycznie piaszczysty. Powierzchnia stropu tej warstwy jest lekko i nierównomiernie nachylona na wschód na głębokości od ok. 6 do 9 m p.p.m. Wiek radiowęglowy osadów prodelty, określony na podstawie datowania muszli zawartych w tych osadach, wyniósł 3058 i 582 lata kal. BP. Osady czoła delty są reprezentowane głównie przez piaski drobno- i średnioziarniste z mniejszym udziałem piasków mulistych. Zauważono również małe lokalne wtrącenia osadów mulisto-ilastych. Analiza radiowęglowa muszli obecnych w osadach czoła delty wykazała daty między 2339 a 143 lat kal. BP. Łądowną część osadów stożka ujściowego pokrywają piaski eoliczne. Datowanie metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) okresu stabilizacji poszczególnych grzbietów wydmych wykazało daty od 3950 do 1161 lat (ryc. 2).

LITERATURA

- JEGLIŃSKI W., 2013. Rozwój wybrzeża Zatoki Gdańskiej w rejonie ujścia Wisły Martwej. *Przegląd Geologiczny*, **61** (10): 587–595.
- JEGLIŃSKI W., 2016. Origin and development of Vistula River mouth in Gdańsk. [W:] R. Kramarska i in. (red.) Abstract volume and Field trip guidebook, The 13th Colloquium on Baltic Sea Marine Geology, Gdańsk: 113–116.
- KOSZKA-MAROŃ D., 2016. Model facjalny stożka ujściowego Wisły jako zapis interakcji środowiska lądowego i morskiego. *Przegląd Geologiczny*, **64** (5): 315–327.

Z HISTORII WESTERPLATTE

Joanna Zachowicz¹, Urszula Pączek²

¹ Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Oddział Pomorski

² Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza

Westerplatte to półwysep położony w północno-wschodniej części Gdańska pomiędzy Zatoką Gdańską a zakolem Martwej Wisły, tzw. Zakrętem Pięciu Gwizdków. Od południa graniczy z Twierdzą Wisłoujście i Portem Północnym (będącym częścią Portu Gdańsk), a przez Martwą Wisłę – z dzielnicą Nowy Port.

Powstanie półwyspu Westerplatte jest ściśle związane z ujściem Wisły, która uchodziła do morza na terenie Gdańska i zwana była Wisłą Gdańską. Gdańsk od X w. był czołowym ośrodkiem regionu pomorskiego państwa Polan (następnie polskiego). W XIV w., po zajęciu Pomorza przez Krzyżaków, stał się głównym portem państwa krzyżackiego i w 1361 r. dołączył do Hanzy. Natomiast w późniejszych czasach, po odzyskaniu Pomorza przez Polskę, urósł do rangi głównego portu Rzeczypospolitej Obojga Narodów. Choć sam port rozwijał się w obszarze ujścia rzeki Motławy do Wisły i na samej Motławie, to obiekty portowe powstawały także poza miastem. Teren ujścia Wisły, mając strategiczne znaczenie, był kontrolowany przez celników z zamku krzyżackiego, położonego na terenie miasta, ale też z punktu kontrolnego przy ujściu Wisły. Punkt ten dał początek Twierdzy Wisłoujście. Pierwsze wzmianki o strażnicy na miejscu dzisiejszej Twierdzy pochodzą już z XIV w. (Samól i in., 2021). Twierdza strzegła wejścia do portu

przez kolejne wieki, a jej pozostałości możemy oglądać do dziś.

Ujście Wisły zaczęło być zapiaszczane i zamulane w XV i XVI w., dlatego też w 1593 r. powołano specjalną komisję, która miała za zadanie śledzić każdej wiosny szlak wodny w ujściu rzeki i składać stosowne raporty (Samól i in., 2023). Efektem formowania się stożka ujściowego Wisły Gdańskiej było pojawienie się, po obu stronach ujścia, pod koniec XVII w., dwóch wysp: Oster- i Wester-Platte (ryc. 1). Z biegiem lat wyspy powiększały się również na skutek działań człowieka. Wyspa Wschodnia (Osterplatte) z biegiem czasu połączyła się z lądem, zaś Wyspa Zachodnia (Westerplatte) stała się naturalną osłoną dla nowej, zachodniej odnogi uchodzącej do morza Wisły oraz dla tworzącego się kanału portowego. Była to płytką laguna, którą przekształcono w alternatywne wejście do portu. W latach 1716–1724 prowadzono intensywne prace hydrotechniczne przy nowym torze wodnym, który został ostatecznie ukształtowany (ryc. 2). Urobek wydobywany podczas pogłębiania toru wodnego wykorzystywano do powiększania Wyspy Zachodniej (Westerplatte).

W XVIII w. coraz płytsze stawało się główne ujście Wisły Gdańskiej, a jej część na wschód od Westerplatte, zmieniała się w mokradła, które były zasypywane urobkiem z po-



Ryc. 1. Formowanie się Westerplatte i Osterplatte. Widoczne ujście Wisły, tworzący się nowy kanał portowy i Twierdza Wisłoujście w południowej części mapki (Źródło: Archiwum Państwowe w Gdańsku, www1)

głębiania toru wodnego. Wzrastało natomiast znaczenie kanału jako alternatywnego wejścia do portu gdańskiego (www1; ryc. 1, 2).

Ujście Wisły Gdańskiej przestało pełnić swoją funkcję w 1840 r., kiedy Wisła przerwała wąski pas lądu ok. 5 km od Gdańska tworząc nowe ujście (Wisła Śmiała). Tor wodny, który był odnogą zasadniczego ujścia Wisły, stał się kanałem. W 1845 r. przystąpiono do budowy grobli, której zadaniem było zamknięcie starego ujścia, a także połączenie wyspy Westerplatte z terenem dawnej (przyłączonej już wcześniej) do stałego lądu Wyspy Wschodniej. W taki sposób w 1847 r. dotychczasowa wyspa Westerplatte stała się półwyspem (www1).

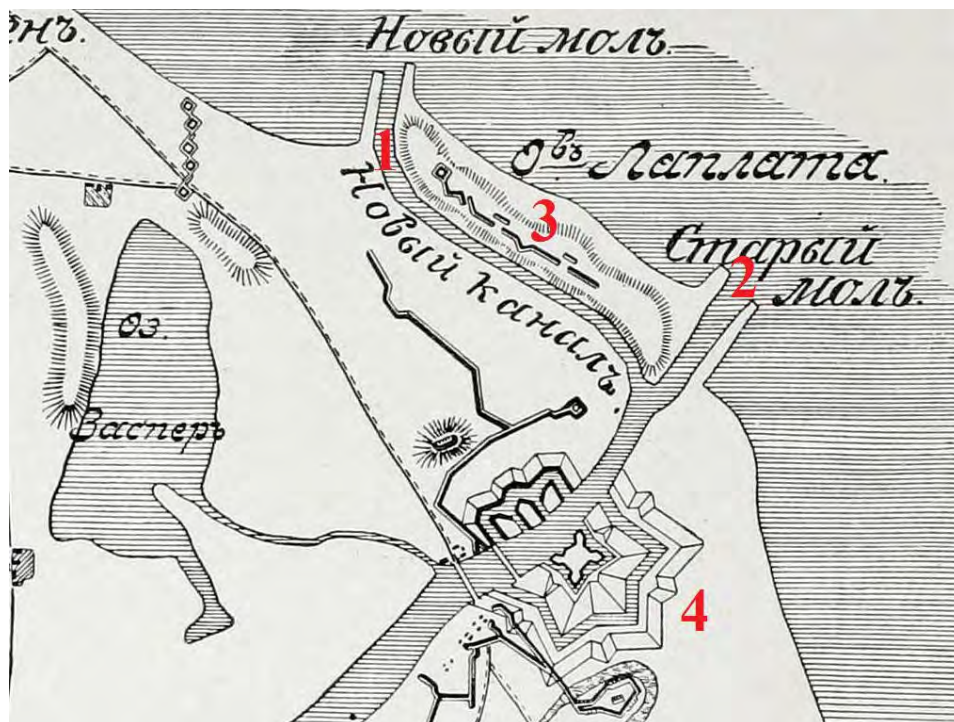
Podczas oblężenia Gdańska przez wojska rosyjskie w 1734 r. Westerplatte było miejscem obozowania wojsk francuskich. To wtedy powstały pierwsze fortyfikacje ziemne na tym terenie (Samól i in., 2023). Po rozbiorach Polski teren Westerplatte należał do Prus, potem do zjednoczonych Niemiec, które także rozbudowywały fortyfikacje. W 1846 r. w miejscu ziemnych fortyfikacji francuskich powstał Mewi Szaniec – murowana bateria z redutą krzyżową i fosą wodną. W jego centrum znajdował się też budynek laboratorium amunicyjnego. W połowie XIX w. na Westerplatte budowano kolejne obiekty militarne. Były to m.in. magazyn prochowy, baterie nadbrzeżne, schrony bierne i kierowania ogniem. Wybudowano także baterie dział – Strandbatterie i Mollenbatterie.

Równoległe od lat trzydziestych XIX w. na Westerplatte rozwijało się uzdrowisko. Pierwsi letnicy pojawili się na początku XIX w., a właściwy rozwój kąpieliska rozpoczął

się w 1838 r., kiedy to otwarto Kąpielisko Westerplatte – działał tu dom kuracyjny i zakład kąpielowy (www1). Kąpielisko zdobywało sławę miejsca, gdzie z powodzeniem leczono: choroby nerek, anemię, paraliż, reumatyzm i choroby kobiece. Po przekształceniu Westerplatte w półwysep (1845 r.) kąpielisko było dalej rozbudowywane. Powstawały pensjonaty, hotele, wille letniskowe i restauracje, a także obiekt do zażywania ciepłych kąpeli morskich oraz specjalistycznych kąpeli leczniczych. Pod koniec lat osiemdziesiątych XIX w. półwysep zelektryfikowano. Kurort rozbudowywał się w pobliżu pruskich fortyfikacji, co wiązało się z pewnymi obostrzeniami, np. nie wolno było wznosić budynków murowanych w pobliżu fortyfikacji, a jedynie lekkie konstrukcje. Pod koniec stulecia za sprawą żeglugi i budowy mola spacerowego o długości 120 m ruch turystyczny na Westerplatte znacznie się rozwinął, więc budowano więcej obiektów kuracyjnych. Półwysep odwiedzało nawet 120 tys. kuracjuszy rocznie. Pod koniec XIX i w początkach XX w. Westerplatte było kurortem całorocznym, oferując kąpiele solankowe, borowinowe, siarczanowe i kuracje jodowe.

Kres świetności nastąpił wraz z wybuchem I wojny światowej. Pomimo prób podźwignięcia kąpieliska, podejmowanych po 1918 r., nie udało się już odbudować jego dawnej świetności. Tak oto prawie przez 100 lat na Westerplatte funkcjonował kurort obok różnorodnych, modernizowanych obiektów wojskowych.

Po zakończeniu I wojny światowej Westerplatte znalazło się w obszarze Wolnego Miasta Gdańsk, utworzonego na mocy traktatu wersalskiego podpisanego 28 czerwca



Ryc. 2. Plan z 1734 r. 1. Kanał Portowy, 2. Stare Ujście Wisły, 3. Westerplatte (jeszcze jako wyspa), 4. Twierdza Wisłoujście (www2)

1919 r.. Proklamacja WMG miała miejsce 15 listopada 1920 r. Wolne Miasto Gdańsk było sztucznym tworem pod patronatem Ligi Narodów. Twór ten nie stanowił państwa, choć miał niektóre jego cechy – własny sejm i senat, a mieszkańcom nadawano obywatelstwo gdańskie (Polacy stanowili kilka procent ludności), ale nie miał prawa do stanowienia własnego prawa, nie mógł samodzielnie prowadzić polityki zagranicznej, zmieniać ustroju, czy przystępować do organizacji międzynarodowych. Wolne Miasto Gdańsk zajmowało powierzchnię 1892,1 km² i było podzielone na trzy powiaty wiejskie (Gdańskie Wyżyny, Gdańskie Niziny i Żuławy) oraz dwa powiaty miejskie (Gdańsk i Sopot). Było obszarem zdemilitaryzowanym. W WMG mieścił się eksterytorialny Komisariat Generalny RP oraz rządowe instytucje polskie: Naczelny Inspektorat Ceł, Dyrekcja PKP, Dyrekcja Poczty i Telegrafów, Polska Delegacja Rady Portu i Dróg Wodnych.

Po I wojnie światowej Polska znajdowała się w trudnej sytuacji aprowizacyjnej. Dostawy żywności zakupionej w USA oraz transporty wojskowe z Francji, Wielkiej Brytanii i Stanów Zjednoczonych (związanych z wojną polsko-rosyjską 1920 r.) rozładowywano w gdańskim porcie, do korzystania z którego dawała Polsce prawo konwencja pomiędzy Polską a WMG z 9 listopada 1920 r. Jednak duże trudności ze strony władz WMG, policji i gdańskich dokerów, którzy odmawiali rozładunku polskich transportów, doprowadziły do wysunięcia przez polskiego przedstawiciela w Radzie Ligi Narodów (prof. Szymon Askenazy) propozycji przeznaczenia w Gdańsku specjalnego miejsca służącego wyładunkowi polskich towarów. Problemem tym zajęła się specjalna komisja Ligi Narodów, która w czerwcu 1921 r. uznała prawo Polski do posiadania miejsca do przeładunku materiałów wojskowych i utrzymywania niewielkiego oddziału wartowniczego w celu jego ochrony. W marcu 1924 r. Liga Narodów podjęła uchwałę o przekazaniu Polsce gdańskiego półwyspu Westerplatte. Obszar o powierzchni ok. 60 ha miał zostać przekazany Polsce w wieczystą dzierżawę po wybudowaniu infrastruktury portowej (basenu, dźwigów i magazynów) przez Radę Portów i Dróg Wodnych. Przekazanie nastąpiło z opóźnieniem i przy nieskończonych pracach budowlanych 31 października 1925 r. Pierwszy oddział wartowniczy przybył na Westerplatte 18 stycznia 1926 r., a miejsce ostatecznie otrzymało nazwę Wojskowa Składnica Tranzytowa (Tuliszka, 2011).

Składnica funkcjonowała na terenie półwyspu do 1939 r. Jej zabezpieczeniem zajmował się 88-osobowy oddział polskich żołnierzy. Po przejściu terenu składnicy przez władze polskie wybudowano stację kolejową, studnię artezyjską, stację transformatorową, elektrownię, 19 magazynów amunicyjnych, a z Poczty Polskiej w Gdańsku poprowadzono linię telefoniczną. Na koszarach zostały zaadoptowane budynki pozostałe po dawnym kąpielisku. Latem 1933 r., pod pretekstem poprawienia warunków bytowych stacjonujących tu żołnierzy, podjęto decyzję o bu-

downie koszar i obiektów wartowniczych, które w rzeczywistości były także obiektami ze schronami i stanowiskami dla broni maszynowej. Był to bardzo nowoczesny pierścień 5 wartowni z koszarami i wartownią zlokalizowaną w centrum. Wiosną 1939 r. wybudowano także 7 umocnień polowych zwanych placówkami, które otaczały istniejący kompleks wartowni (Tuliszka, 2011). Latem 1939 r. skład załogi Westerplatte został wzmocniony do ponad 200 żołnierzy (Tuliszka, 2011, Rut i in., 2023).

Już 1 września 1939 r. załoga Westerplatte przyszło zmierzyć się w walce z przeważającymi siłami wojsk niemieckich. Zostali zaatakowani od strony Twierdzy Wisłoujście przez artylerię z byłego pancernika przebudowanego na okręt szkolny „Schleswig-Holstein”. Celem tego ataku było zniszczenie części muru składnicy, który był przeszkodą dla wyokrętowanej i atakującej lądem Kompanii Szturmowej Kriegsmarine. 2 września Niemcy włączyli do walk 58 bombowców nurkujących. W wyniku tego nalotu została uszkodzona większość budynków oraz radiostacja nadawczo-odbiorcza, zniszczona jedna wartownia (nr 5), cztery schrony amunicyjne i wszystkie cztery moździerze. Zniszczeniu uległa sieć wodociągowa i kuchnia. Utracano także łączność pomiędzy placówkami. Walki trwały przez 7 dni, a sytuacja obrońców była coraz trudniejsza, bowiem przybywało rannych. Z powodu braku wody, narzędzi chirurgicznych i lekarstw zachodziła obawa wystąpienia u nich gangreny. Dnia 7 września major Henryk Sucharski (dowódca obrony Westerplatte) podjął decyzję o kapitulacji. Ranni zostali odwiezieni do gdańskich szpitali. 10 września oficerowie zostali odwiezieni do oflagów, a reszta załogi 12 września trafiła do stalagów (Tuliszka, 2011). Teren Westerplatte po walkach był porządkowany przez polskich więźniów obozu w Victoriaschule, cywiliów z obozu w Nowym Porcie i więźniów obozu Stutthof (Sztutowo na Mierzei Wiślanej) (Dziewanowski i in., 2025). Większość budynków na Westerplatte została zburzona w latach 1939/1940, a materiały budowlane wykorzystano do budowy obozu koncentracyjnego Stutthof. Pomimo uprzątnięcia terenu, większość Westerplatte pozostała niezagospodarowana do końca wojny, a obszar Westerplatte był wykorzystywany wyłącznie jako skład amunicji (Samól i in., 2023).

Westerplatte zostało wyzwolone w kwietniu 1945 r. Już w lipcu 1946 r. na miejscu zniszczonej Wartowni nr 5 odsłonięto symboliczny cmentarz z betonowym krzyżem. Od początku lat 60. XX w. Westerplatte pełniło funkcję propagandową. Organizowano tu uroczystości wojskowe i często oficjalne manifestacje. W 1966 r. odsłonięto pomnik Obrońców Westerplatte (Pomnik Obrońców Wybrzeża). W 1974 r. w Wartowni nr 1 (została przemieszczona o kilkadziesiąt metrów w głąb lądu) otwarto Izbę Pamięci Narodowej. Obecnie jest to Oddział Muzeum Gdańska. W czerwcu 1987 r. papież Jan Paweł II spotkał się tutaj z polską młodzieżą. W 2003 r. decyzją

Prezydenta RP teren i obiekt byłej Wojskowej Składnicy Tranzytowej zostały uznane za Pomnik Historii „Pole Bitwy na Westerplatte”. Obecnie co roku 1 września odbywają się uroczystości związane z wybuchem II wojny światowej. W dniu 22 grudnia 2015 r. zostało powołane zarządzeniem Ministra Kultury i Dziedzictwa Narodowego Muzeum Westerplatte i Wojny 1939, które stanowi oddział Muzeum II Wojny Światowej w Gdańsku. 31 października 2023 r. w Muzeum II Wojny Światowej w Gdańsku odbyła się konferencja prasowa, podczas której ogłoszono wyniki „Dwuetapowego realizacyjnego Konkursu architektoniczno-urbanistycznego na opracowanie koncepcji projektowej Muzeum Westerplatte i Wojny 1939 – Oddziału Muzeum II Wojny Światowej w Gdańsku na Westerplatte”.

LITERATURA

- DZIEWANOWSKI A., GARAS M., GARLICKI P., JARZĘCKA-STĄPOREK J., KALKA P., KUCZMA F., NALEŻNY-SKÓRZYŃSKA A., PAWLAK T., SKURZYŃSKI A., 2025. Katalog wystawy „Pamięć w ziemi zapisana. Archeologia Westerplatte”. Muzeum II WŚ, Gdańsk.
- RUT S., SAMÓL W., TULISZKA J., 2023. Westerplaczczy – lista 1939. Skład załogi Wojskowej Składnicy Tranzytowej w Wolnym Mieście Gdańsku 1 września 1939 r. Muzeum II WŚ, Gdańsk.
- SAMÓL P., HIRSCH R., WOŹNIAKOWSKI A., 2021. History of the Lighthouse of the Wisłoujście Fortress in light of a 2018 architectural study. *Wiadomości Konserwatorskie – Journal of Heritage Conservation*, **66**: 21–36, DOI:10.48234/WK66LIGHTHOUSE.
- SAMÓL W., KOWALSKI S., WOŹNIAKOWSKI A., SAMÓL P., 2023. Where the Second World War in Europe Broke Out: The Landscape History of Westerplatte, Gdańsk/Danzig. *Land*, **12** (3): 596. <https://doi.org/10.3390/land12030596>.
- TULISZKA J., 2011. Westerplatte 1926–1939. Wydawca Adam Marszałek, Toruń: 1–297.
- www1: Garba B., Westphal M., Rozmarynowska K., Gliński M., WESTERPLATTE, „Gedanopedia”: <https://gdansk.gedanopedia.pl/gdansk/?title=WESTERPLATTE> (dostęp: 18.07.2025).
- www2: <https://pl.wikipedia.org/wiki/Westerplatte> (dostęp: 18.07.2025).

PUNKT 3 (Wyspa Sobieszewska)

HOLOCEŃSKIE ZŁOŻA BURSZTYNU BAŁTYCKIEGO (SUKCYNITU) NAD ZATOKĄ GDAŃSKĄ

Regina Kramarska^{1,2}

¹ *Polskie Towarzystwo Geologiczne, Oddział Gdański*

² *Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza*

Wybrzeże Zatoki Gdańskiej od prawieków dostarcza „złota północy”, jakim jest bursztyn bałtycki (sukcynit) i z tej przyczyny nazywane jest „bursztynowym wybrzeżem”. Fenomen holocenijskich nagromadzeń bursztynu na Delcie Wisły polega na tym, że mimo rozsypiskowego i wybitnie gniazdowego wtórnego typu złóż, utrudniającego określanie obszarów i prognoz zasobowych, przez tysiąclecia dostarcza cennego surowca. Warto również pamiętać, że od czasu powrotu tych terenów do Polski do czasu rozpoczęcia eksploatacji bursztynu ze złoża Górka Lubartowska–Niedźwiada na Lubelszczyźnie w 2019 r., bursztyn z holocenijskich złóż nad Zatoką Gdańską był jedynym krajowym źródłem surowca bursztynowego.

GENEZA I WARUNKI GEOLOGICZNE NAGROMADZEŃ ZŁOŻOWYCH

Powstanie holocenijskich złóż bursztynu bałtyckiego (sukcynitu) jest związane z formowaniem linii brzegowej Zatoki Gdańskiej w czasie transgresji Morza Litorynowego (faza rozwoju Bałtyku poprzedzająca współczesne morze) w środkowym holocenie (Tomczak i in., 1989; Kramarska, Zachowicz, 2005). Głównym źródłem alimentacji dla powstania rozsypisk w strefie litoralnej tego morza były abradowane wybrzeża Półwyspu Sambijskiego z wychodniami paleogeńskich serii bursztynonośnych. Erodowany materiał wraz z bursztynem był przenoszony prądami morskimi i odkładany wzdłuż ówczesnych, zmieniających się brzegów zatoki, w tym w wałach brzegowych tworzącej się Mierzei Wiślanej.

Holocenijskie przybrzeżno-morskie złoża mają charakter gniazdowo-soczewowy. Nagromadzenia sprasowanego detrytus roślinnego z okruchami bursztynu, potocznie zwane „glebą bursztynową”, występują wśród litoralnych piasków drobno- i średnioziarnistych (ryc. 1a, b). Soczewy osadów z bursztynem, rozdzielone płonnymi piaskami, tworzą wydłużone strefy o rozmiarach od kilku do 100–200 m. Najzasobniejszy i najszerzej rozprzestrzeniony poziom bursztynonośny występuje na głębokości średnio 4 m p.p.m. Zasięg poziomy strefy bursztynonośnej można wiązać nie tylko ze strefą Mierzei Wiślanej, ale prawdopodobnie z maksymalnym zasięgiem Morza Litorynowego,

obejmującym również północną część dzisiejszych Żuław oraz Zalew Wiślany.

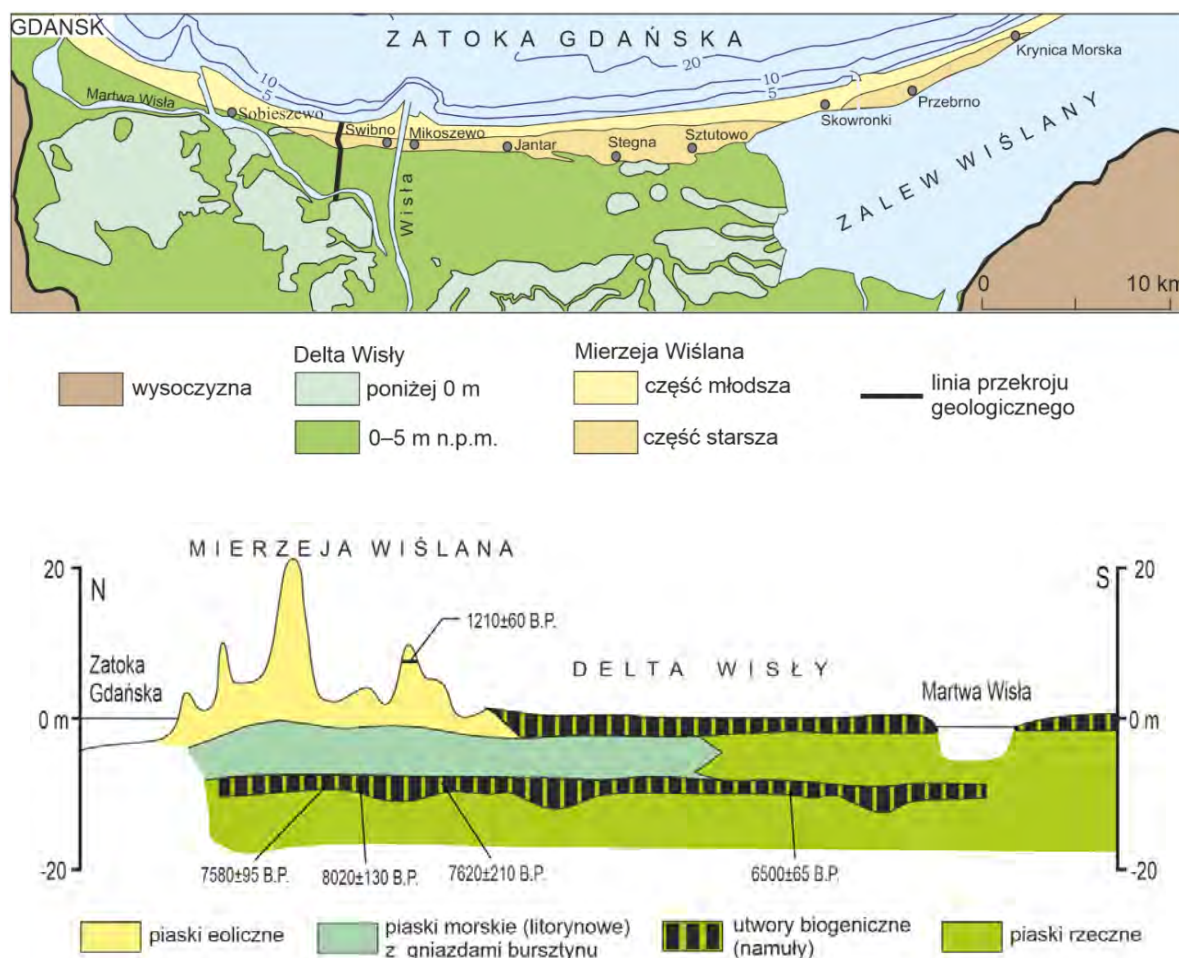
O ZNACZENIU GOSPODARCZYM BURSZTYNU Z REJONU ŻUŁAW I MIERZEI WIŚLANEJ

Już w czasie formowania się brzegów Zatoki Gdańskiej w maksimum Morza Litorynowego bursztyn był używany przez człowieka. O rozwoju prehistorycznego bursztynnictwa świadczą wyniki badań archeologicznych w rejonie Gdańska i na Żuławach. Znaleźiska archeologiczne mogą wskazywać na początki wykorzystywania bursztynu już w mezolocie (ok. 8000–4800 p.n.e.), zwłaszcza w jego rozwiniętych stadiach (Mazurowski, 1983).

Ogromny wzrost zainteresowania bursztynem bałtyckim ma miejsce w neolicie, około połowy III w. p.n.e., wraz ze zmianami w organizacji osadnictwa i formach gospodarowania. Moda na noszenie ozdób z bursztynu, upowszechniająca się w różnych rejonach Europy, powoduje wzrost znaczenia gospodarczego terenów występowania zasobów tego surowca. Uważa się (Mazurowski, 1999, 2005), że powstanie kultury rzucewskiej (2500–1700 lat p.n.e.), której osadnictwo pokrywa się z ówczesnym zasięgiem Zatoki Gdańskiej i Zalewu Wiślanego było spowodowane dążeniem do kontroli tego bursztynodajnego wybrzeża przez populacje różnych kultur. Według Mazurowskiego (2005) na szeroki zasięg przestrzenny eksploatacji bursztynu w delcie Wisły przez ludność kultury rzucewskiej mogą wskazywać przypadkowe odkrycia pojedynczych ozdób w wielu rejonach Żuław.

Nad Zatoką Gdańską wiodły szlaki bursztynowe w okresie Cesarstwa Rzymskiego, a bogate znaleźiska i ślady ówczesnych pracowni bursztynniczych świadczą o ogromnej roli jaką odgrywał bursztyn bałtycki w rozwoju europejskiej kultury materialnej na przełomie er. Dorobek kulturowy rejonu Żuław i tej części Europy oparty na wymianie handlowej z prowincjami Cesarstwa dziś prezentuje rekonstrukcja Faktorii Handlowej i Międzynarodowego Szlaku Bursztynowego w Pruszczu Gdańskim (www1).

W kolejnych stuleciach, obok eksportu bursztynu znad Zatoki Gdańskiej, rozwijała się miejscowa wytwórczość wyrobów z bursztynu (Gierłowski, 1999). Tworzyły się wy-



Ryc. 1A. Szkic geomorfologiczny północnej części delty Wisły i Mierzei Wiślanej (wg Mojskiego, 1995, zmienione). **B.** Przekrój geologiczny przez Wyspę Sobieszewską z datami radiowęglowymi dla osadów organicznych (wg Kosmowskiej-Ceranowicz, Kramarskiej, 2018, na podstawie Tomczak i in., 1989)

specjalizowane pracownie bursztynowe i bractwa cechowe, powstawały słynne w świecie dzieła gdańskich bursztynników. Gdańsk, którego władze już w XV w. ustanowiły zasady statutowe cechu, był przodującym ośrodkiem gospodarczym i kulturowym środowiska bursztynników. Gdańsk, noszący miano Światowej Stolicy Bursztynu, jest takim ośrodkiem do dziś.

O METODACH POZYSKIWANIA BURSZTYNU NA WYBRZEŻU ZATOKI GDAŃSKIEJ

Od pradziejów powszechną metodą pozyskiwania bursztynu było jego poławianie z wody morskiej, wspomagane również szperaniem długimi żerdziami w dnie, tak, aby bursztyn mógł wypłynąć na powierzchnię (Popiołek, 2011).

W początkach nowożytnej epoki pojawiają się pierwsze mapy dokumentujące pozyskiwanie bursztynu na Mierzei Wiślanej. Jedną z nich jest mapa Olausu Magnusa z 1539 r., na której widnieje postać kopacza z łopatą w ręku oraz liczne beczułki na bursztyn rozmieszczone wzdłuż mierzei (ryc. 2). W XIX w. sporządzane są już mapy

geologiczne (glebowe), na których zaznaczone są „kopalnie” bursztynu, m.in. w rejonie Wiśloujścia (ryc. 3) i Stegny. Z opisu Zaddacha (1869) przytoczonego w pracy Małki i Kramarskiej (2017) wynika, że wydobycie bursztynu w Steganie w 1868 r. prowadziła firma Stantien & Becker, znana również z pozyskiwania pokaźnych ilości bursztynu metodą bagrowania w Zalewie Kurońskim. Szyb wydobywczy w Steganie, wzmocniony drewnianą obudową, miał ok. 5 m głębokości i 4 m szerokości. Usytuowany był w lesie sosnowym, w odległości ok. 1 km od brzegu morskiego. Po dojściu do poziomu wód gruntowych, wodę usuwano dużymi drewnianymi łopatami, a sukcynt wydobywano spod wody za pomocą specjalnej siatki zamocowanej na długim drągu.

Pozyskiwanie bursztynu u wybrzeży Zatoki Gdańskiej metodą poławiania i płytkich wkopów przetrwało wiele wieków. Zbieranie bursztynu na plażach Mierzei Wiślanej i wyławianie z morza w czasie i po sztormach do tej pory znajduje entuzjastów i miłośników „złota Bałtyku”.

Od lat 70. minionego wieku datuje się hydrauliczna metoda poszukiwań i eksploatacji, zaadoptowana z prac



Ryc. 2. Fragment mapy Olaus Magnusa z 1539 r. ukazujący kopalnia bursztynu napelniajacego beczki rozmieszczone na Mierzei Wislanej i u wybrzezy Półwyspu Sambijskiego

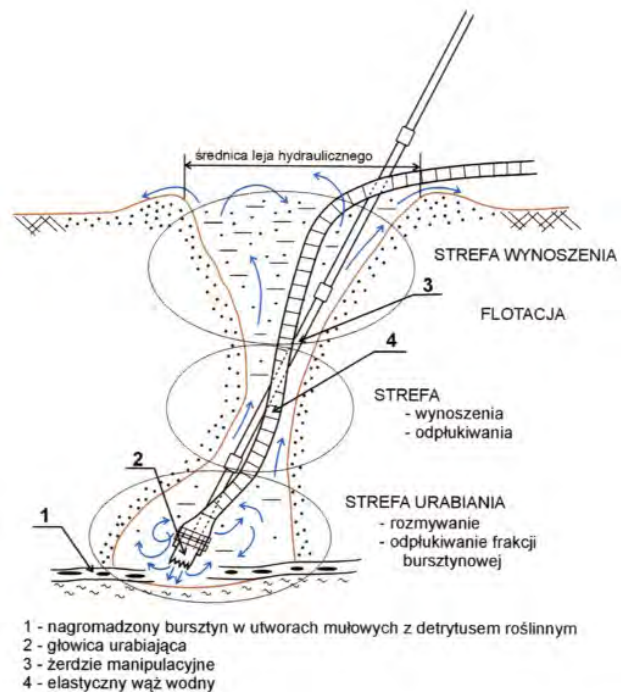


Ryc. 3. Fragment Mapy geologicznej Georga Berendta z 1871 r. (Arkusz Gdański, 1:100 000) z zaznaczonymi kopalniami bursztynu w rejonie Wislouwiscia (na podstawie Małki, Kramarskiej, 2017; ze zbiorów Biblioteki Gdańskiej PAN)

hydrotechnicznych stosowanych do wptukiwania pali pod obiekty Portu Północnego. Wydobycie z zastosowaniem tej metody osiagaloo poczynkowo duze rozmiary. Eksploatacja byla koncesjonowana, choc niestety czesc nagromadzen zostala wydobyta nielegalnie. Zasoby pierwszego rozpoznanego geologicznie zloza „Wislouwiscie” na terenie Gdańska Stogi, eksploatowanego w latach 1971–1972, oszacowano na 178 ton przy zasobnoscii od 0,9 do ponad 2500 g/m² (Listkowski, Łazowski, 1975). W kolejnych dekadach prace badawcze byly prowadzone w wielu miejscach na Mierzei Wislanej (Sędkak, Matuszewski, 1987; Tomczak i in., 1989), a eksploatacja glównie w rejonie Gdańska-Stogi i na Wyspie Sobieszewskiej oraz w rejonie Jantar i Stegny. Rejestrowane roczne wydobycie bursztynu rzadko przekraczalo 10 ton. Obecnie prace rozpoznawcze i eksploatacyjne koncentruja się w północnej czesci Żuław, w pasie przyległym do mierzei i Zalewu Wislanego (Kramarska i in., 2020). Bursztyn jest pozyskiwany w czasie prac poszukiwawczo-rozpoznawczych przewaznie w ilosciach od kilkudziesięciu do ok. 1500 kilogramów rocznie.

Metoda hydrauliczna jest w dalszym ciagu zalecana do poszukiwan i eksploatacji bursztynu z plytko zalegajacych zloz soczewowo-gniazdowych wystepujacych w latwych do urabiania luznych utworach (Nieć, 2010; ryc. 4). W przypadku holocenskich zloz na delcie Wisly roboty geologiczne sa prowadzone na niewielkich działkach, przewaznie rolniczych. Przed przystapieniem do robót żyzna gleba jest

odkladana poza teren robót i sluzi do sukcesywnej rekultywacji, aby jak najszybciej przywrócic dzialalnosc rolnicza (ryc. 5).



Ryc. 4. Schemat otworu hydraulicznego (wg Niecia, 2010)



Ryc. 5. Przykład eksploatacji holocenijskiego złoża bursztynu na Delcie Wisły (fot. L. Jurys)

Specyfika holocenijskich złóż wskazuje na zasadność prowadzenia prac poszukiwawczych z równoczesnym rozpoznawaniem i wydobywaniem zasobów kopaliny. Wskazywano na to w metodycznych i syntetycznych opracowaniach (m.in. Nieć, 2010; Kramarska i in., 2020), sugerując możliwości działań formalno-prawnych, w tym szacowanie zasobów metodą geologiczno-statystyczną (Nieć, Mucha, 2010), na podstawie danych o ilości uzyskanej kopaliny w czasie eksploatacji lub na podstawie stosunku liczby otworów, w których stwierdzono występowanie bursztynu do całkowitej ich liczby w obszarze objętym pracami.

LITERATURA

- BERENDT G., 1871. Geologische Karte der Provinz Preußen. Sect. 12 Danzig, Maßstab 1:100 000. Neumann, Berlin.
- GIERŁOWSKI W., 1999. Gdańsk i gdańscy bursztynnicy. Wydaw. „Marpres”, Gdańsk.
- KOSMOWSKA-CERANOWICZ B., KRAMARSKA R., 2018. Czwartorzędowe złoża bursztynu bałtyckiego nad Zatoką Gdańską. [W:] R. Szadziński i in. (red.) Bursztyn bałtycki – skarb Zatoki Gdańskiej. Związek Miast i Gmin Morskich, Gdańsk: 7–21.
- KRAMARSKA R., ZACHOWICZ J., 2005 – Holocenijskie zmiany linii brzegowej morza i nagromadzenia bursztynu na obszarze delty Wisły. [W:] B. Kosmowska-Ceranowicz, W. Gierłowski (red.) Bursztyn, poglądy, opinie. Materiały z Seminarium Amberif 1994–2004. Międzynarodowe Stowarzyszenie Bursztynników, Muzeum Ziemi PAN, Międzynarodowe Targi Gdańskie: 16–21.
- KRAMARSKA R., KASIŃSKI J.R., SŁODKOWSKA B., 2020. Kopaliny przemysłu jubilerskiego. Bursztyn, sukcyinit (amber, succinite). [W:] K. Szamałek i in. (red.) Bilans perspektywicznych zasobów kopalin Polski wg stanu na 31.12.2018 r. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 371–378.
- LISTKOWSKI W., ŁAZOWSKI L., 1975. Wykrycia złóż bursztynu w okolicach Gdańska. *Przeгляд Geologiczny*, **23** (8): 385–388.
- MAŁKA A., KRAMARSKA R., 2017. Zarys górnictwa złóż Bursztynu w Polsce. [W:] B. Kosmowska-Ceranowicz i in. (red.) Bursztyn, złoża – właściwości – kolekcje. Międzynarodowe Stow. Bursztynników, Gdańsk: 18–23.
- MAZUROWSKI R.F., 1983. Bursztyn w epoce kamienia na ziemiach polskich. *Materiały Starożytne i Wczesnośredniowieczne*, **V**: 7–130.
- MAZUROWSKI R.F., 1999. Exploitation and working of amber during the Late Neolithic period in the Żuławy region. [W:] B. Kosmowska-Ceranowicz, H. Paner [red.] Investigation into amber. Gdańsk: 121–129.
- MAZUROWSKI R.F., 2005. Rola Żuław Wiślanych w rozwoju prehistorycznego bursztyniarstwa i kontaktów wymiennych z interiozem. [W:] B. Kosmowska-Ceranowicz, W. Gierłowski (red.) Bursztyn, poglądy, opinie. Materiały z seminariów Amberif 1994–2004. Międzynarodowe Stow. Bursztynników, Muzeum Ziemi PAN, Międzynarodowe Targi Gdańskie: 111–118.
- MOJSKI J.E., 1995. Geology and evolution of the Vistula Delta and Vistula Bar. *Journal of Coastal Research, Special Issue*, **22**: 141–149.
- NIEĆ M. red., 2010. Zasady poszukiwań i dokumentowania złóż bursztynu. Zalecenia metodyczne. Min. Środowiska, Warszawa.
- NIEĆ M., MUCHA J., 2010. Problemy dokumentowania złóż bursztynu. *Zeszyty Naukowe Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią Polskiej Akademii Nauk*, **79**: 327–344.
- POPIOŁEK J., 2011. Bursztyn w dawnej Polsce. Antologia 1534–1900. Wyd. II. Wydaw. „Marpres”, Gdańsk.
- SĘDŁAK I., MATUSZEWSKI A., 1987. Sprawozdanie z kompleksowych badań geologiczno-poszukiwawczych nagromadzeń bursztynu na obszarze Gdańsk–Krynica Morska. Centralne Archiwum Geologiczne PIG-PIB, Oddz. Geologii Morza, Gdańsk, nr 163.
- TOMCZAK A., MOJSKI J. E., KRZYMIŃSKA J., MICHAŁOWSKA M., PIKIES R., ZACHOWICZ J., 1989. Nowe dane o budowie geologicznej Mierzei Wiślanej. *Kwartalnik Geologiczny*, **33** (2): 277–300.
- www1: <https://faktoria-pruszcz.pl/o-faktorii/> (dostęp: 18.07.2025).

PUNKT 4 (Kanał Nowy Świat – przekop Mierzei Wiślanej)

MIERZEJA WIŚLANA

Krzysztof Ninard¹, Artur Górecki², Anna Hrynowiecka³

¹Uniwersytet Jagielloński, Wydział Geografii i Geologii, Instytut Nauk Geologicznych

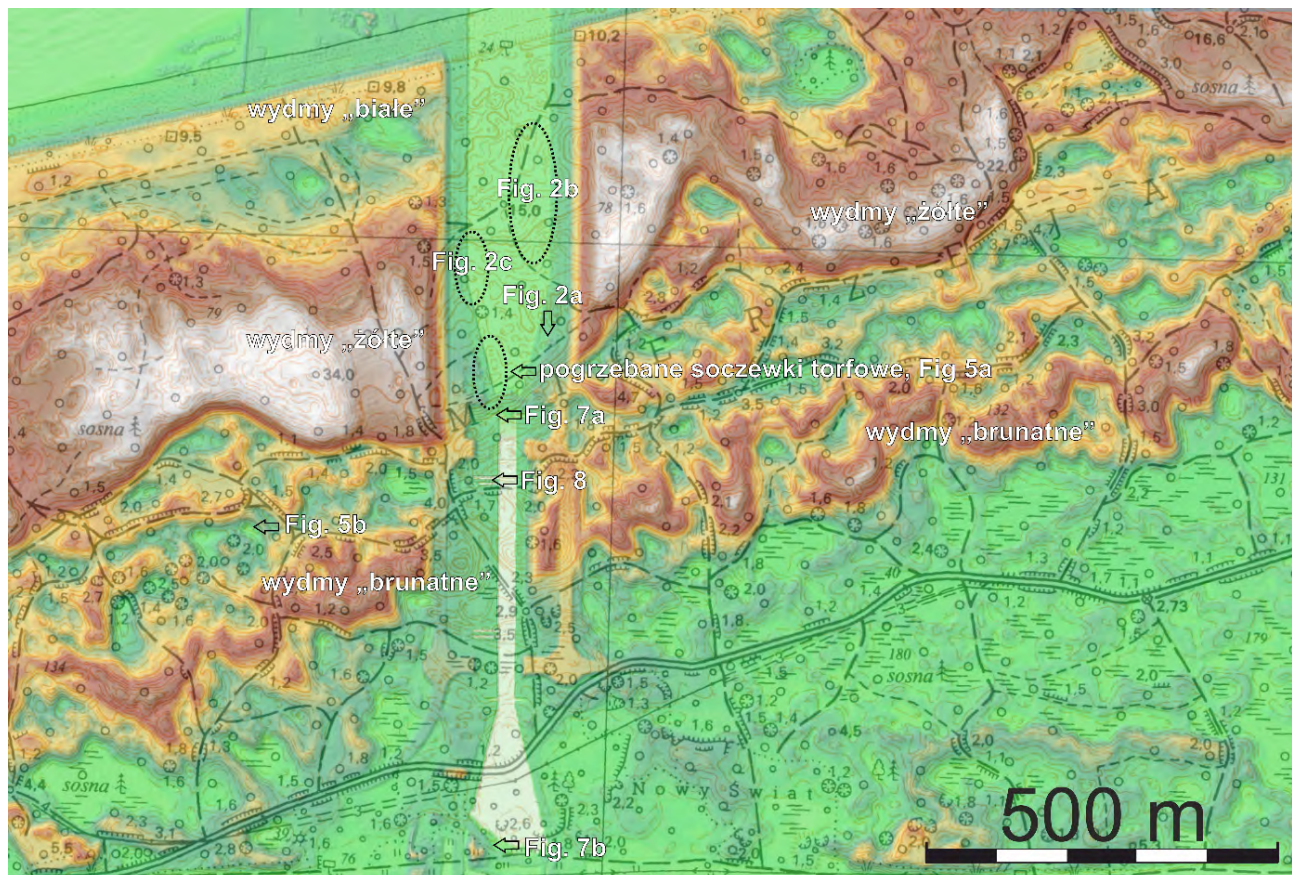
²Uniwersytet Jagielloński, Instytut Botaniki, Wydział Biologii

³Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Odział Geologii Morza

Mierzeja Wiśłana to holocenińska bariera piaszczysta, która rozwijała się wraz z depozycją materiału transportowanego przez prądy wzdłużbrzegowe z kierunków ujścia Wisły i Półwyspu Sambijskiego. W podłożu Mierzei poniżej osadów morskich nawiercono wczesnholocenijskie muły i piaski o genezie limnicznej i fluwialnej (Uścińciewicz i in., 2021). Rozwój Mierzei Wiślanej jako progradującej ku morzu bariery piaszczystej był zapoczątkowany wraz ze schyłkiem transgresji litorynowej, ok. 6 tys. lat temu (Uścińciewicz i in., 2021; Łabuz, 2022). Wznoszącą się ponad poziom morza część Mierzei budują przede wszystkim piaski wydmowe, a w zagłębieniach międzywydmowych

rozwijają się torfy. Tradycyjny podział wydm Mierzei Wiślanej na podstawie kryteriów geomorfologicznych i glebowych zakładał wyróżnianie najstarszej generacji wydm „brunatnych”, najwyższych (20–35 m) wydm „żółtych” i przyległych do plaży wydm „białych” (Łabuz, 2012, 2022). Najwyższa wydma zalega przekraczającą na starszych, niższych wałach wydmy, a jej czoło na transekcie przekopu sięga do 500 m ku S od brzegu morza (ryc. 1, 2).

Architektura stratygraficzna Mierzei Wiślanej była jak dotąd rozpoznana dzięki danym z płytkich wkopów i wierceń oraz danym geofizycznym (Tomczak i in., 1989; Uścińciewicz i in., 2021). Dotychczasowa wiedza o chronologii roz-



Ryc. 1. Przekop Mierzei Wiślanej na tle topografii



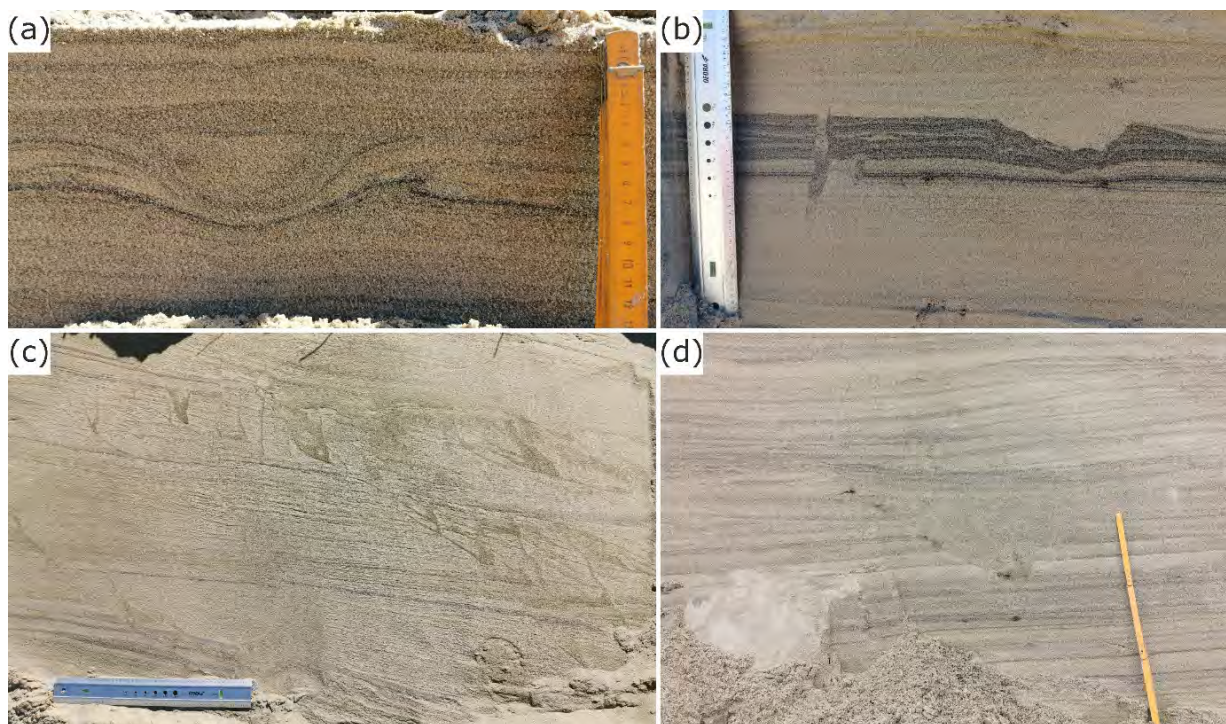
Ryc. 2. Sukcesja osadów najwyższej wydmy („żółtej”); (a) – warstwy foresetowe stanowiące zapis awansu czoła wydmy (b), (c) – najniższa część sukcesji z widoczną średniowieczną paleoglebą rozwiniętą na starszych pagórkach wydmy, widok ku zachodowi (b) i ku wschodowi (c)

woju Mierzei była oparta na datowaniach radiowęglowych i luminescencyjnych próbek pobieranych z wierceń i płytkich wkopów (Fedorowicz i in., 2009, 2012; Uścińowicz i in., 2021). Budowa kanału żeglugowego przez Mierzeję Wiślaną w latach 2020–2022 umożliwiła sedymentologiczne, paleobotaniczne i geochronologiczne udokumentowanie sukcesji holocenijskich osadów wydmy, plażowych i płytkomorskich wzdłuż transektu długości ok. 1300 m.

Udział ziaren glaukonitowych w piaskach wydmy wynosi średnio kilka procent, a w pojedynczych warstwach sięga kilkudziesięciu procent. Może to świadczyć o istotnej roli transportu wzdłużbrzegowego z NE – z kierunku Półwyspu Sambijskiego, którego klify mogły stanowić źródło piasków glaukonitowych. W osadach najwyższej wydmy („żółtej”) udokumentowano szereg struktur rejestrujących przemieszczanie się

zwierząt oraz rozwój lodu gruntowego, a więc warunki stosunkowo chłodnego klimatu (ryc. 3).

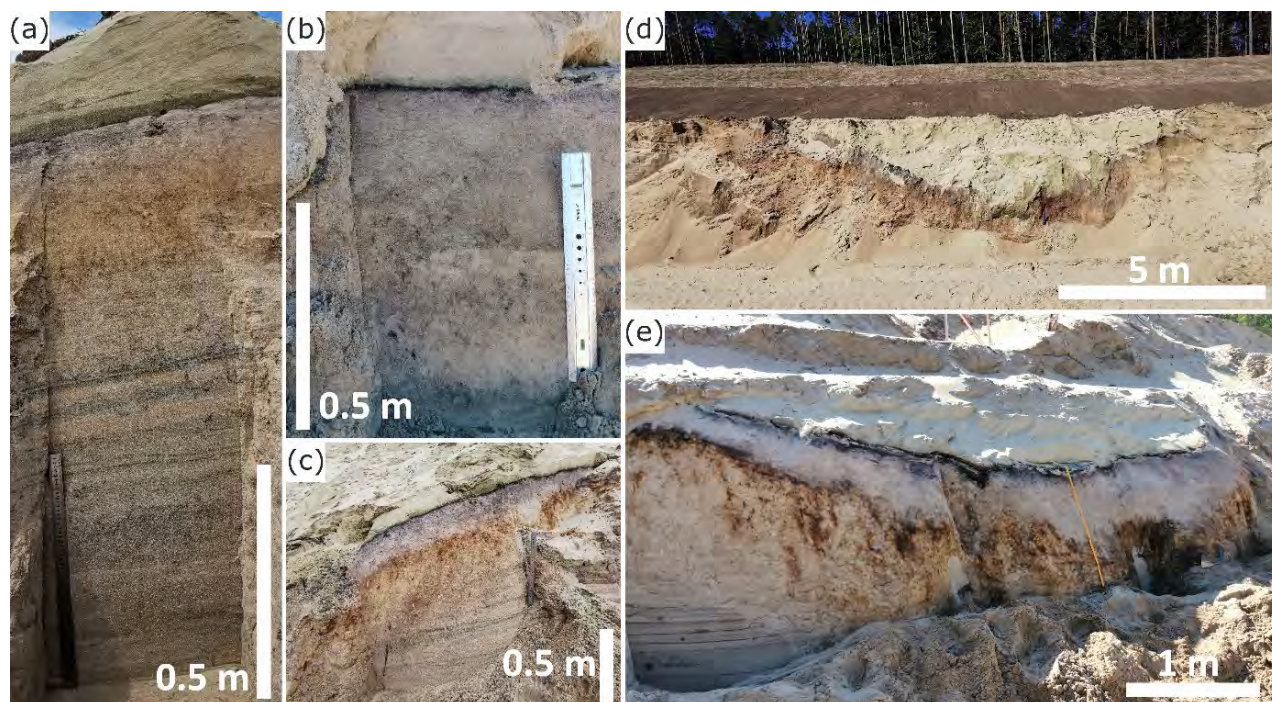
W sukcesji osadów wydmy na transekcie przekopu zostało odsłoniętych kilka poziomów gleb kopalnych. Spośród nich, największą oboczną ciągłością i stopniem rozwoju odznacza się poziom gleby bielcowej rozwiniętej na powierzchni starszych pagórków wydmy, które zostały pogrzebane pod osadami wydmy „żółtej” o miąższości do 20 m. Paleogleba ta wykazuje lateralnie zróżnicowane wykształcenie w zależności od pozycji hipsometrycznej i odległości od morza (ryc. 2, 4). Diagnostyczny dla gleb bielcowych poziom *spodic* osiąga największą miąższość w obrębie obniżień międzywydmowych, a w najniższej położonych z nich są wykształcone soczewki torfu, który był poddany silnej kompacji przez nadległy osad. Spektrum pyłkowe uzyskane z przebadanych soczewek torfowych



Ryc. 3. Przykłady struktur małej skali udokumentowane w deponowanych w czasie małej epoki lodowej osadach najwyższej wydmy („żółtej”); (a) – trop zwierzęcia , (b) – struktury bioturbacyjne, (c) – struktury peryglacjalne, (d) – soczewka zhomogenizowanego piasku w otoczeniu laminowanego piasku, interpretowana jako zapis funkcjonowania ścieżki

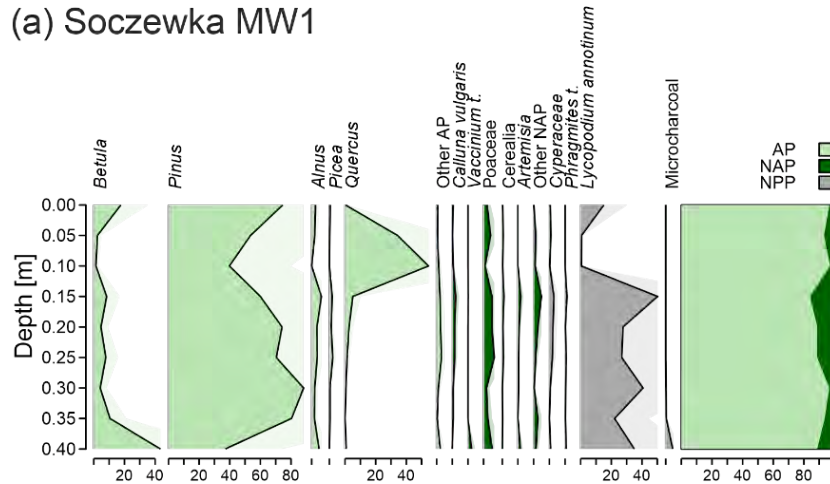
(ryc. 5a, przykładowy profil MW1) odzwierciedla zmiany w lokalnej roślinności od późnego średniowiecza (XV w.) po czasy nowożytne (XVIII w.). Na szczególną uwagę zasłu-

guje wzrost udziału pyłku dębu (*Quercus*) w młodszej części profilu, co może świadczyć o rozwoju kwaśnej dąbrowy w otoczeniu zagłębienia. Obecnie okolice przekopu pora-

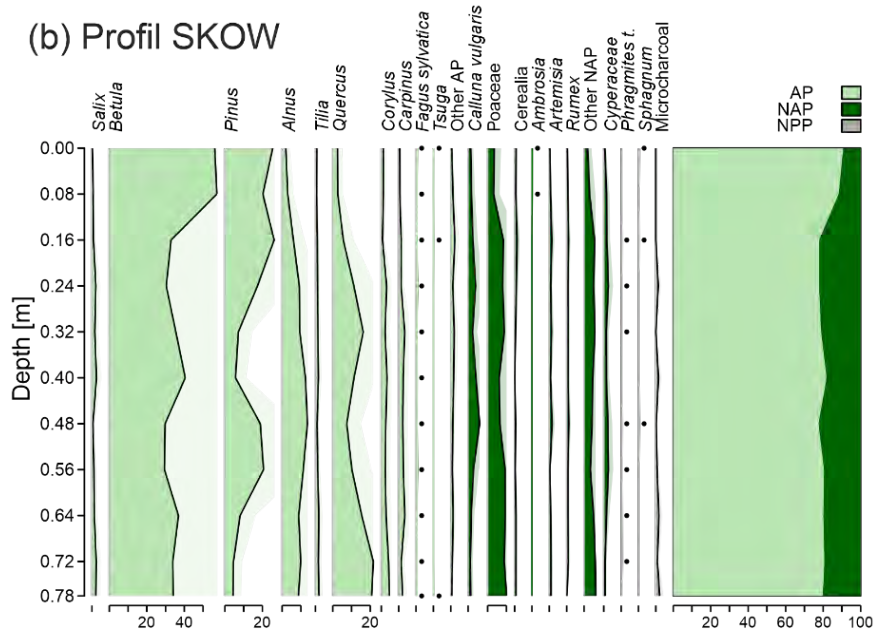


Ryc. 4. Lateralna zmienność wykształcenia średniowiecznej bielcowej paleogleby. (a)–(c) – profile glebowe odsonięte w grzbietowych partiach pogrzebanych pagórków wydmy; (d), (e) – kopalne zagłębienia międzywydmowe w hipsometrycznie wyższej (d) i niższej pozycji (e), wypełnione torfem; (b), (c) – najniższa część sukcesji z widoczną średniowieczną paleoglebą rozwiniętą na starszych pagórkach wydmy, widok ku zachodowi (b) i ku wschodowi (c)

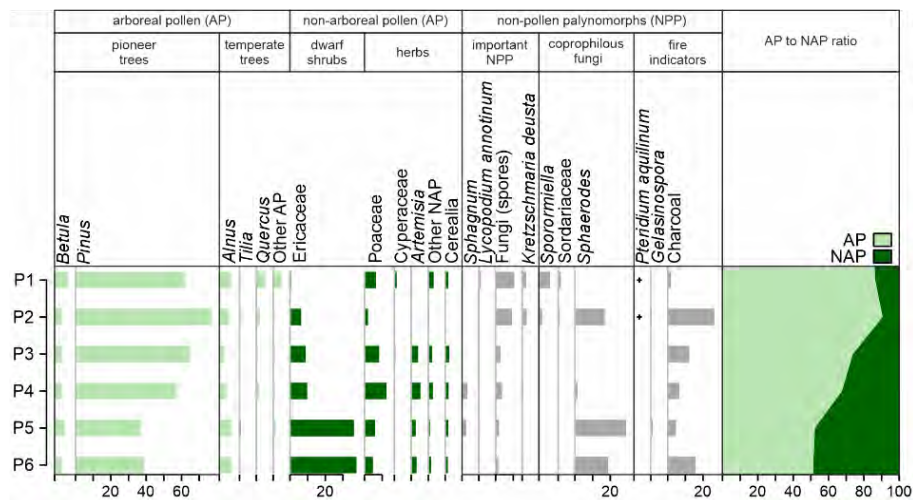
(a) Soczewka MW1



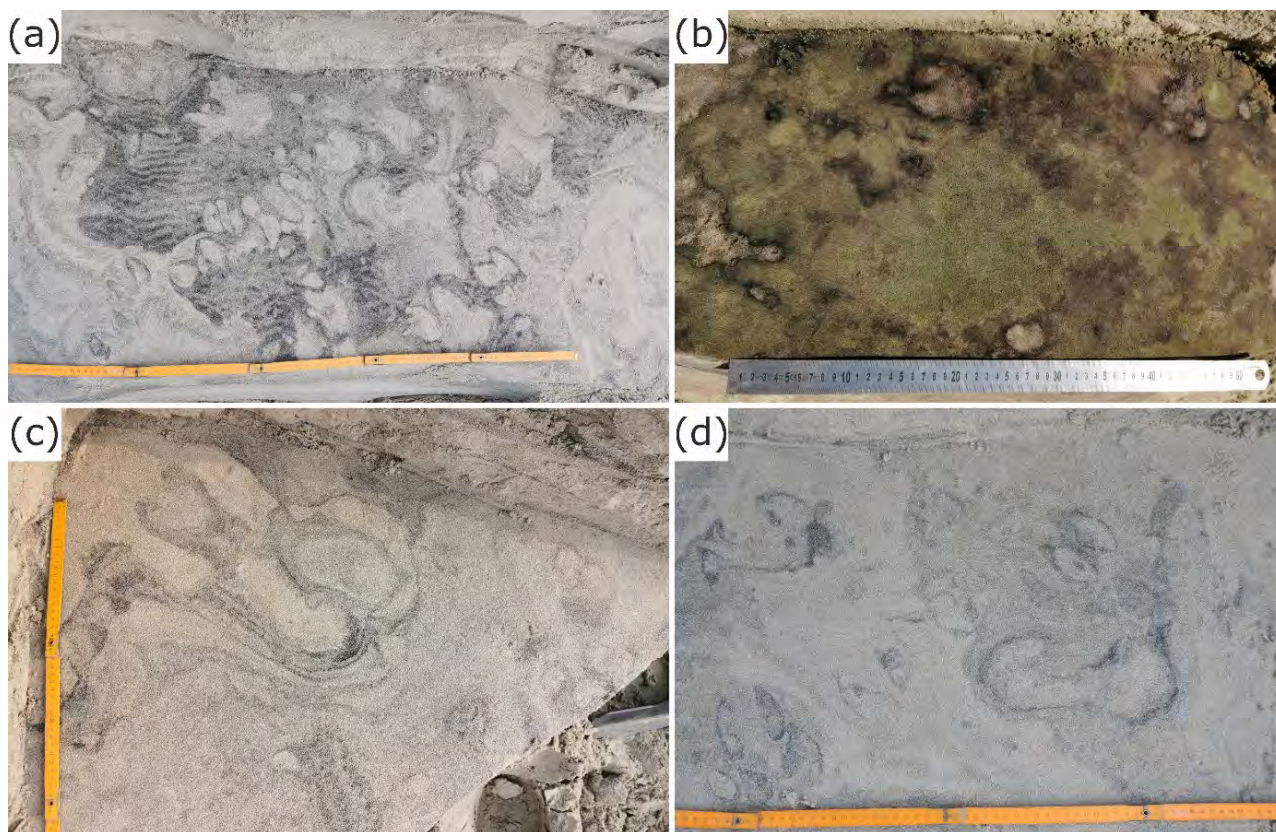
(b) Profil SKOW



(c) Paleogleba



Ryc. 5. Skrócone wyniki analizy palinologicznej (a) horyzontu średniowiecznej bielcowej paleogleby; (b) profilu z współczesnego zagłębienia międzywymowego SKOW pobranego w sąsiedztwie przekopu; (c) profilu z kopalnej soczewki torfowej MW1. AP – suma pyłku roślin drzewiastych, NAP – suma pyłku roślin zielnych, NPP – palinomorfy niepyłkowe; (b), (c) – najniższa część sukcesji z widoczną średniowieczną paleoglebą rozwiniętą na starszych pagórkach wymowych, widok ku zachodowi (b) i ku wschodowi (c)

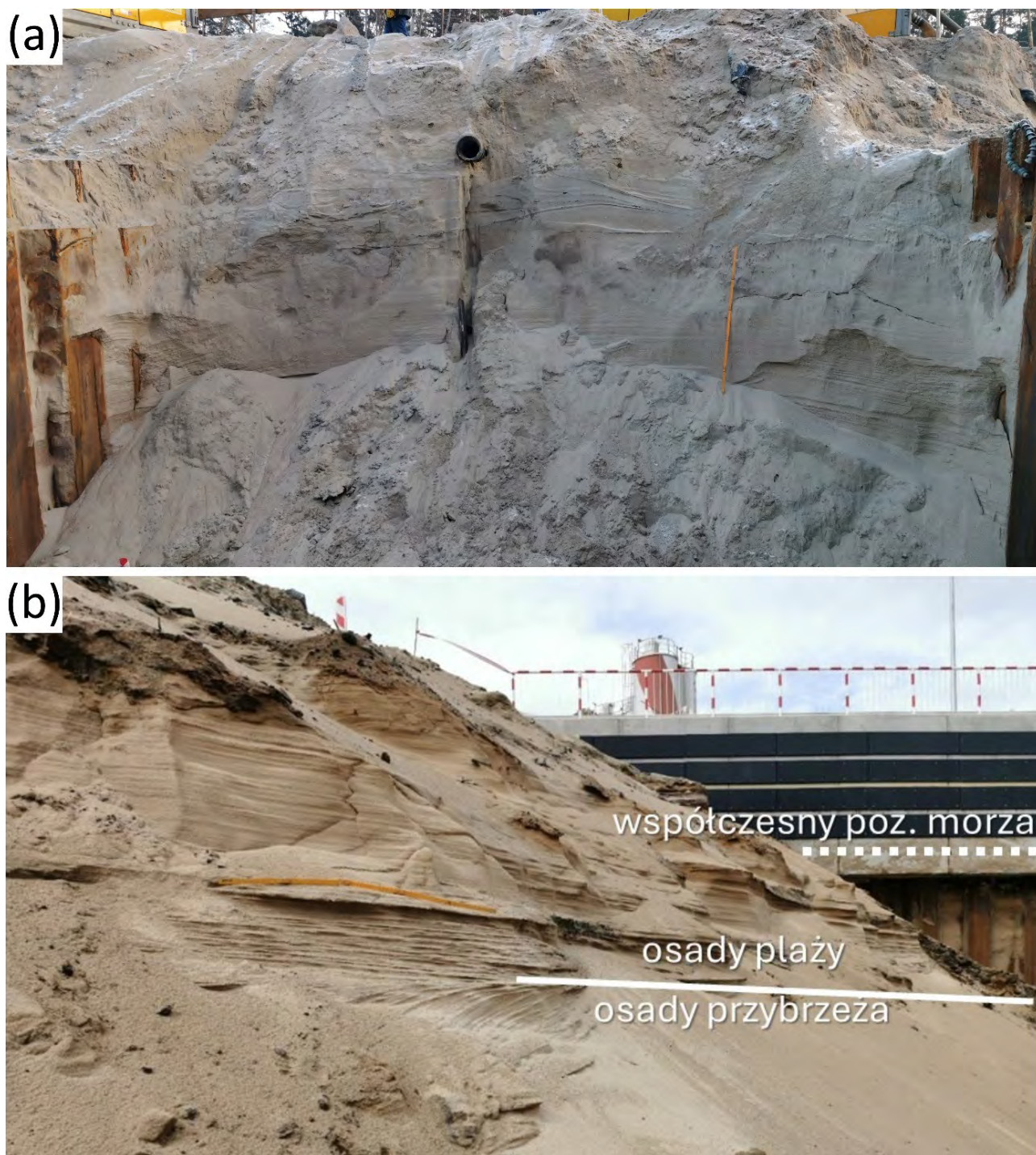


Ryc. 6. Poziome przekroje przez powierzchnie z tropami zwierząt kopytnych (a), (b) i ludzi (c), (d) udokumentowane w stropowej części średniowiecznej bielicowej paleogleby (b), (c) – najniższa część sukcesji z widoczną średniowieczną paleoglebą rozwiniętą na starszych pagórkach wydmy, widok ku zachodowi (b) i ku wschodowi (c)

stają głównie bory sosnowe, natomiast w zagłębieniach międzywydmowych dominuje brzezina bagienna, co ilustruje diagram ze stanowiska Skowronki (SKOW, ryc. 5b). Zarówno w profilu kopalnym, jak i w profilu współczesnym widoczny jest wpływ działalności człowieka na przemiany krajobrazu Mierzei Wiślanej. Zachowane w paleoglebie, soczewkach torfowych i ich bezpośrednim nadkładzie tropy zwierząt kopytnych i ludzi, szczątki chrząszczy kopofilnych oraz palinomorfy roślin pastwiskowych i spory grzybów w zintegrowany sposób rejestrują wypas bydła na powierzchni pagórków wydmy (ryc. 5c, 6). Paleogleba ma charakter diachroniczny z uwagi na zróżnicowany wiek i morfologię starszych wydmy, na których się rozwijała, oraz niejednoczesne jej pogrzebanie przez progradującą młodszą wydmy. Niemniej jednak, wszystkie daty radiowęglowe uzyskane z tej paleogleby i soczewek torfowych koncentrują się w zakresie historycznego średniowiecza i nowożytności, od VII do XVIII w. Rozwój paleogleby na powierzchni pagórków wydmy rozpoczął się nie później niż ok. 600 r. n.e. Dwie daty radiowęglowe uzyskane z tej paleopowierzchni wskazują na rozwój gleby w XV w., co pozwala wiązać jej dobry stopień rozwoju ze średniowiecznym optimum klimatycznym (Ninard i in., 2023). Z kolei najmłodsze daty z położonych najdalej od brzegu

morza soczewek torfowych pozwalają wnioskować, że do szybkiej progradacji wydmy „żółtej” doszło w ciągu niewiele ponad stulecia, które przypadało na drugą połowę XVII w. i wiek XVIII. Z archiwalnych materiałów kartograficznych (Schrötter, 1802) wynika natomiast, że w początkach XIX w. wydmy Mierzei Wiślanej były już porośnięte lasem, nasadzoną tam w celu ustabilizowania powierzchni wydmy. W okresie małej epoki lodowej również w licznych miejscach na wybrzeżach Atlantyku i Morza Północnego dokonywał się awans wydmy na wzmoczoną skalę, którego przyczyn doszukuje się m.in. we wzmoczonej intensywności i częstoci sztormów (Jackson i in., 2019). Niemniej jednak, spowodowane wypasem przetrzebienie roślinności stabilizującej powierzchnię wydmy Mierzei Wiślanej mogło sprzyjać wielkoskalowej progradacji wydmy w okresie nowożytnym (Hsieh i in., 2023).

W podłożu osadów wydmy na przekopie odślanięty został 2–3-metrowej miąższości litosom piasków plażowych z muszlami mięczaków i fragmentami drewna, które umożliwiły określenie ich wieku metodą radiowęglową na ok. 6 tys. lat kal. BP. Powierzchnia kontaktu osadów plażowych z nadległymi osadami wydmy ma urozmaiconą morfologię, która jest wynikiem rozwoju niecek deflacyjnych. Powierzchnia ta odślaniała się o 2–4 m wy-

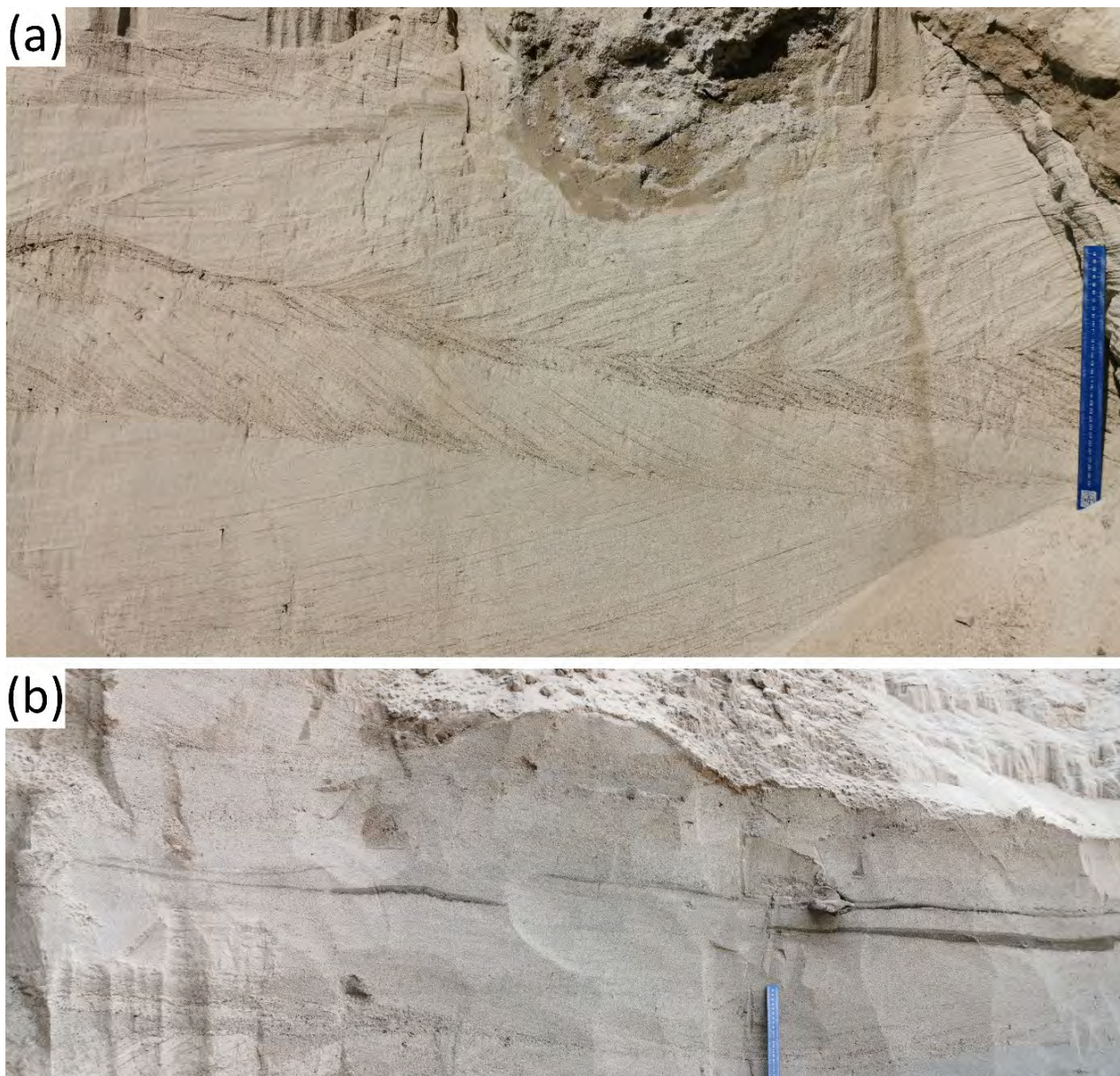


Ryc. 7. (a) odsłonięcie osadów plażowych ze szczątkami roślin i muszlami mięczaków datowanymi radiowęglowo na ok. 6 tys. lat; (b) odsłonięcie osadów płytkomorskich i plażowych w południowej części przekopu, przy współczesnej linii brzegowej Zalewu Wiślanego

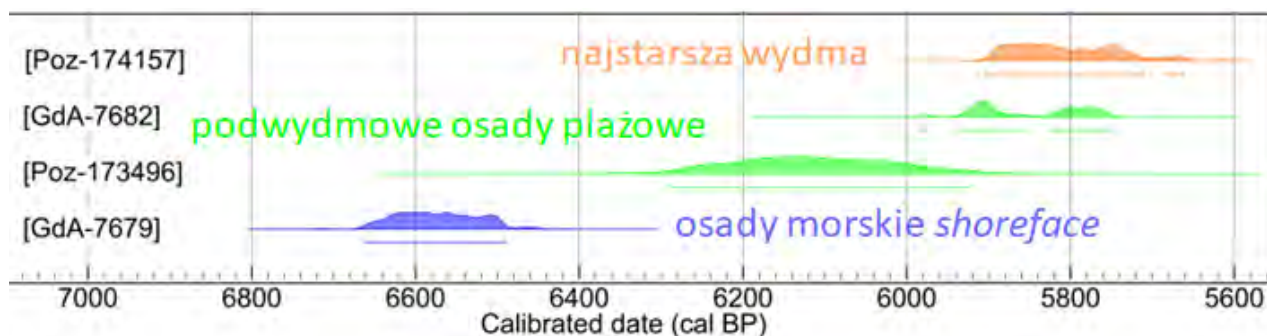
żej niż wynikałoby to z dotychczasowego modelu (ryc. 7). Poniżej osadów plażowych w obrębie śluzy – najgłębszej części przekopu – odsłonięte zostały piaski i żwiry z klastami bursztynu i drewna (ryc. 8). Ich sedimentacja w warunkach płytkomorskich, w strefie przybrzeża (*shoreface*) z rewami miała miejsce ok. 6,5 tys. lat kal. BP. Zachowane w tych osadach przewarstwienia mułków zawierają palinomorfy typowe dla wód stojących i wskazujące na dosta-

wę materiału z lądu. Wydatowane na plejstocen i wczesny holocen szczątki roślinne rejestrują natomiast redepozycję znacznie starszego materiału.

Daty radiowęglowe uzyskane z podwydmowych osadów morskich i plażowych oraz z najstarszych osadów wydmowych odzwierciedlają inicjalną fazę rozwoju Mierzei Wiślanej w okresie ok. 6,5–5,5 tys. lat temu (ryc. 9). Wiek osadów płytkomorskich odsłoniętych na transekcie



Ryc. 8. Odsonięte w toku budowy śluzy na głębokości 4–6 m poniżej współczesnego poziomu morza osady płytkomorskie strefy przybrzeża. (a) piaski i żwiry warstwowane przekątnie, interpretowane jako zapis migracji rew; (b) mułowe przewarstwienia z redeponowanym znacznie starszym materiałem roślinnym (drewno i nasiona).



Ryc. 9. Wyniki kalibracji dat radiowęglowych uzyskanych z: 1) paleogleby pogrzebanej w osadach wydmy „brunatnej” w południowej części przekopu; 2) osadów plażowych ze środkowej części przekopu; 3) osadów morskich odsoniętych w dnie śluzy, w środkowej części przekopu

przekopu odpowiada zatem dotychczasowym założeniom, które były oparte o analizy materiału z wierceń (Tomczak i in., 1989; Uścińowicz i in., 2021). Niemniej jednak, strop osadów morskich w południowej i środkowej części przekopu stwierdzono o nawet 5–6 m wyżej niż wynikało to z dotychczasowych danych (ryc. 7), co może sugerować potrzebę odpowiedniej korekty względnego poziomu morza dla rejonu Zatoki Gdańskiej w omawianym okresie.

LITERATURA

- FEDOROWICZ S., GOŁĘBIEWSKI R., WYSIECKA G., 2009. The age of the dunes of the Vistula Spit in the vicinity of Stegna. *Geologija*, **51** (3/4): 139–145.
- FEDOROWICZ S., WYSIECKA G., ZIELIŃSKI P., HOŁUB B., 2012. Phases of aeolian accumulation on the Vistula Spit (Southern Baltic Sea) in the light of TL dating and analysis of a digital elevation model. *Geological Quarterly*, **56** (2): 345–352.
- HSIEH S., NINARD K., UCHMAN A., ŁASKA W., ŁAPCIK P., 2023. Mammal tracks record anthropogenic environmental influence in late-Holocene inland dunes of the European Sand Belt, Poland. *The Holocene*, **33** (1): 61–80.
- JACKSON D.W., COSTAS S., GUISSADO-PINTADO E., 2019. Large-scale transgressive coastal dune behaviour in Europe during the Little Ice Age. *Global and Planetary Change*, **175**: 82–91.
- ŁABUZ T.A., 2012. Zmienność rzeźby i położenia wydm przednich na Mierzei Wiślanej pomiędzy rokiem 2003 a 2010. [W:] W. Florek (red.) *Geologia i geomorfologia pobraża i południowego Bałtyku*, t. 9, PAP, Słupsk: 111–123.
- ŁABUZ T.A., 2022. Współczesna dynamika plaż i wydm w środkowej części Mierzei Wiślanej oraz prognoza ich zmian po wykonaniu falochronów kanału. *Przegląd Geograficzny*, **94** (1): 59–85.
- NINARD K., STOLARCZYK M., ŁAPCIK P., UCHMAN A., 2023. Buried Podzols as a pedostratigraphic marker for the Medieval Climatic Optimum: Grębociny soil in the dune deposits of the European Sand Belt. *The Holocene*, **33** (11).
- SCHRÖTTER F., 1802. Karte von Ost-Preussen nebst Preussisch Litthauen und West-Preussen nebst dem Netzdistrict 1:150 000. Blatt Elbing.
- TOMCZAK A., MOJSKI J.E., KRZYMIŃSKA J., MICHAŁOWSKA M., PIKIES R., ZACHOWICZ J., 1989. Nowe dane o budowie geologicznej Mierzei Wiślanej. *Geological Quarterly*, **33** (3): 277–300.
- UŚCINOWICZ S., ADAMIEC G., BLUSZCZ A., JEGLIŃSKI W., MIOTK-SZPIGANOWICZ G., 2021. Holocene development of the Vistula Spit (Baltic Sea coast) based on multidisciplinary investigations. *The Holocene*, **31** (4): 658–671.

02.

Wykorzystanie bazy surowcowej dna morza oraz stan i perspektywy rozwoju polskiego wybrzeża Bałtyku

WPROWADZENIE

Grzegorz Uścińowicz¹

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza

Niniejsza wycieczka ma na celu przybliżenie uczestnikom aktualnego stanu oraz perspektyw rozwoju wybranych fragmentów Wybrzeża Słowińskiego – jednego z najcenniejszych przyrodniczo i krajobrazowo odcinków polskiego wybrzeża Bałtyku. Trasa prowadzi przez zróżnicowane pod względem geologicznym i geograficznym tereny, ukazując zarówno naturalne procesy kształtujące strefę brzegową, jak i przykłady działalności człowieka wpisującej się w kontekst zrównoważonego rozwoju.

Wycieczkę rozpoczniemy w Gdyni Orłowie, gdzie zapoznamy się z budową geologiczną oraz dynamiką klifu nadmorskiego – spektakularnej formy rzeźby terenu będącej efektem oddziaływania morza na krawędź wysoczyzny. Następnie odwiedzimy Władysławowo, gdzie mieści się zakład Energobaltic – unikalne w skali Polski przedsiębiorstwo, które przetwarza gaz ziemny wydobywany z dna morskiego na potrzeby lokalnego systemu energetycznego. Zwieńczeniem trasy będzie spacer po niezwykle malowniczym fragmencie wybrzeża objętym ochroną w formie Rezerwatu Widowo, gdzie poruszymy temat aktualnych problemów oraz możliwych kierunków rozwoju polskiego wybrzeża w kontekście zmian klimatycznych i presji antropogenicznej.

Podczas wycieczki przekroczymy granice kilku jednostek fizycznogeograficznych. Rozpoczniemy na Pobrzeżu Gdańskim, przemierzając Kępę Redłowską i brzegi Zatoki Gdańskiej, by następnie zjechać w pradolinę Redy–Łeby i wspiąć się na Kępę Pucką. Po minięciu Pucka zjedziemy w lokalną pradolinę Płutnicy i za-

trzymamy się na krótko nad brzegiem Zalewu Puckiego. Stamtąd ponownie wyruszymy na wysoczyznę – tym razem Swarzewską – by ostatecznie zakończyć naszą podróż wzdłuż wybrzeża Morza Bałtyckiego, na terenie Pobrzeża Kaszubskiego.



Ryc. 1. Mapa lokalizacyjna z zaznaczeniem trasy i punktów sesji terenowej

PUNKT 1 (Gdynia – Klif Orłowski)

BUDOWA GEOLOGICZNA KLIFU ORŁOWSKIEGO

Robert J. Sokołowski¹

¹Uniwersytet Gdański, Katedra Geofizyki

WSTĘP

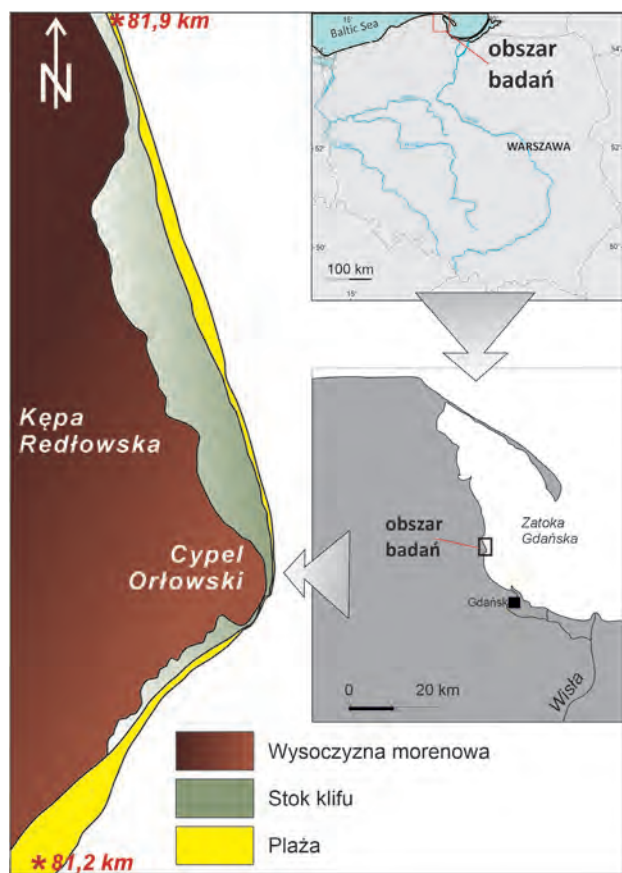
Klif Orłowski stanowi jedno z kilku unikalnych miejsc na południowym wybrzeżu Morza Bałtyckiego, gdzie dzięki współczesnym procesom abrazyjnym są dostępne do badań osady kenozoiku o miąższości kilkudziesięciu metrów odsłaniające się na długości setek metrów (ryc. 1). Klif Orłowski stanowi wschodnie zakończenie Kępy Redłowskiej, która jest jednym z fragmentów wysoczyzn Pobrzeża Kaszubskiego. Jest to klif aktywny praktycznie na całej swojej długości wynoszącej 650 m (Jurys, Uścińowicz, 2014). Odstąpienia osadów rozciągają się pomiędzy 81,3 a 82,0 km wybrzeża. Wysokość ścian waha się od 10 do 40 m (ryc. 2, 3).

W budowie geologicznej klifu można wydzielić dwa główne kompleksy litologiczne: mioceński i plejstoceni. Utwory mioceņu są wykształcone w postaci piaszczysto-pylastych osadów z wkładkami mułków węglistych i węgla brunatnych. Osady plejstocenu dzielą się na serie fluwialne i fluwioglacjalne oraz glacialne (Sokołowski, 2014; Woźniak i in., 2018). Ze względu na różnice w budowie geologicznej południowej i północnej części Klifu Orłowskiego, wprowadzono oddzielne oznaczenie jednostek geologicznych. W przypadku dwóch jednostek, które kontynuują się przez cały obszar (głina ostatniego zlodowacenia – jednostka O-5) i osadów budujących Cypel Orłowski, które ciągną się dalej w części północnej Klifu (jednostka O-4), wprowadzono oznaczenie z obszaru południowego (ryc. 2).

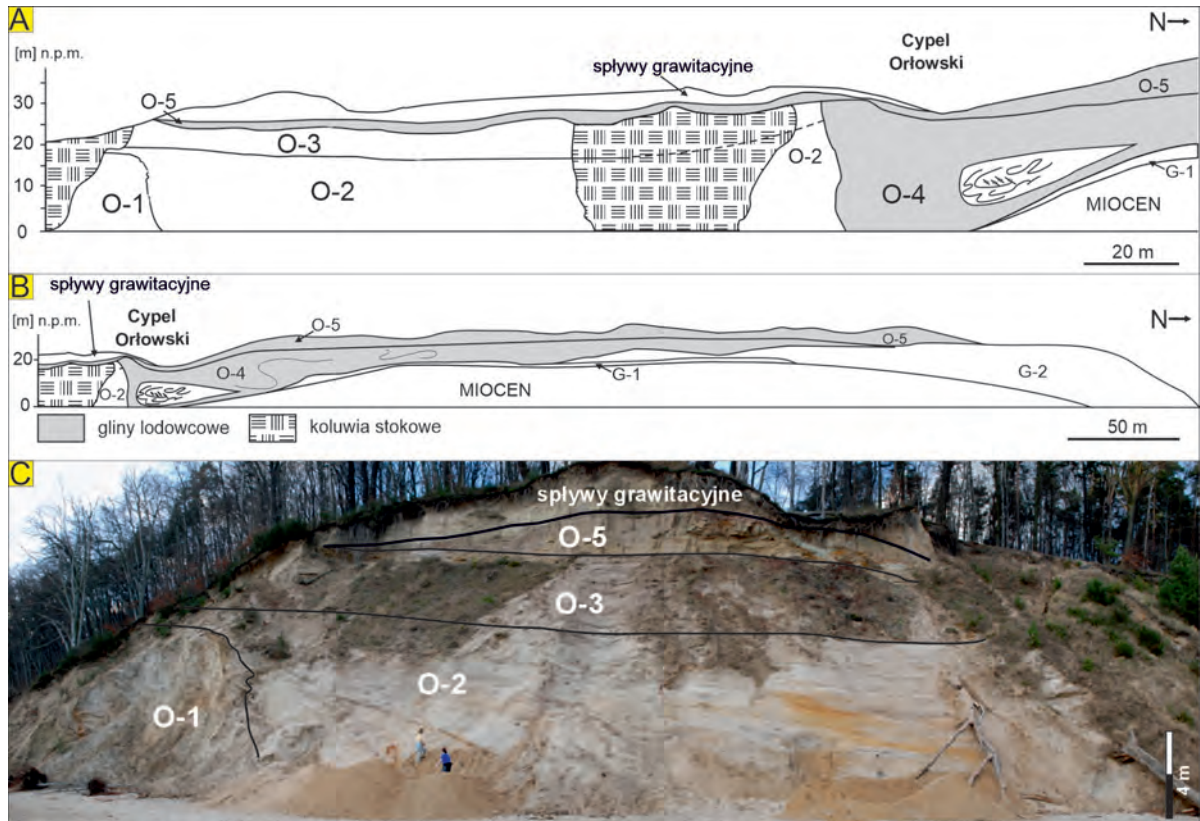
MIOCEN

Osady mioceņu występują pomiędzy północną granicą klifu a Cypel Orłowski. W centralnej części klifu osiągają miąższość do 35 m ponad powierzchnię morza. W dostępnych odsłonięciach w klifie występują one *in situ*. Natomiast podczas prac budowlanych w zachodniej części Kępy Redłowskiej osady neogenu/paleogenu(?) oraz czwartorzędu występują w postaci pofałdowanych i spiętrzonych w stojące niemal pionowo łuski tektoniczne (ryc. 3A). Wskazuje to na rolę deformacji glacictonicznych w kształtowaniu podłoża czwartorzędowego. Podobna sytuacja występuje w rdzeniowej części Cypla Orłowskiego, o czym poniżej.

Osady mioceņu w spągowej części cechują się zróżnicowaną litologią. W pobliżu Cypla Orłowskiego na poziomie plaży widoczny jest poziom zapiaszczonego w stropie węgla brunatnego o miąższości ok. 1 metra (ryc. 3B). Powyżej niego zalega mułek węglisty przechodzący w piaski o warstwowaniu przekątnym. Obydwa cykle depozycyjne są nachylone nieznacznie ku południowi, a w kierunku północnym wyklinowują się i są zastąpione przez cykle piaszczysto-mułkowe ułożone poziomo (ryc. 3C). W części północnej Klifu Orłowskiego profil mioceņu rozpoczynają piaski pylaste o przekątnej laminacji riplemarków wstę-



Ryc. 1. Mapa lokalizacyjna obszaru badań



Ryc. 2. Schemat budowy geologicznej północnej (A) i południowej (B, C) części Klifu Orłowskiego

pujących, które wypełniają rozcięcia kanałów, w których spągu występuje bruk intraklastów mułowych (ryc. 3D). Ku górze przechodzą w piaski i mułki organiczne o warstwowaniu przekątnym, laminacji soczewkowej, smużystej i horyzontalnej (ryc. 3E). Te ostatnie wykazują charakterystyczną rytmiczność złożoną z par lamin piaszczysto-mułkowych. Ich analiza wskazuje, że cechują się powtarzalną zmiennością miąższości par piaszczysto-mułkowych w rytmie 7, 14 i 28 par (ryc. 3F). W wyższej części profilu miocenu pojawiają się piaski o przekątnej laminacji riplemarków falowych, które są przykryte przez muły organiczne z przewarstwieniami piasków o laminacji falistej i soczewkowej (ryc. 3G). Najwyższa część profilu miocenu jest zbudowana z cykli piasków drobnoziarnistych przechodzących w pyłaste o laminacji soczewkowej i smużystej (ryc. 3H).

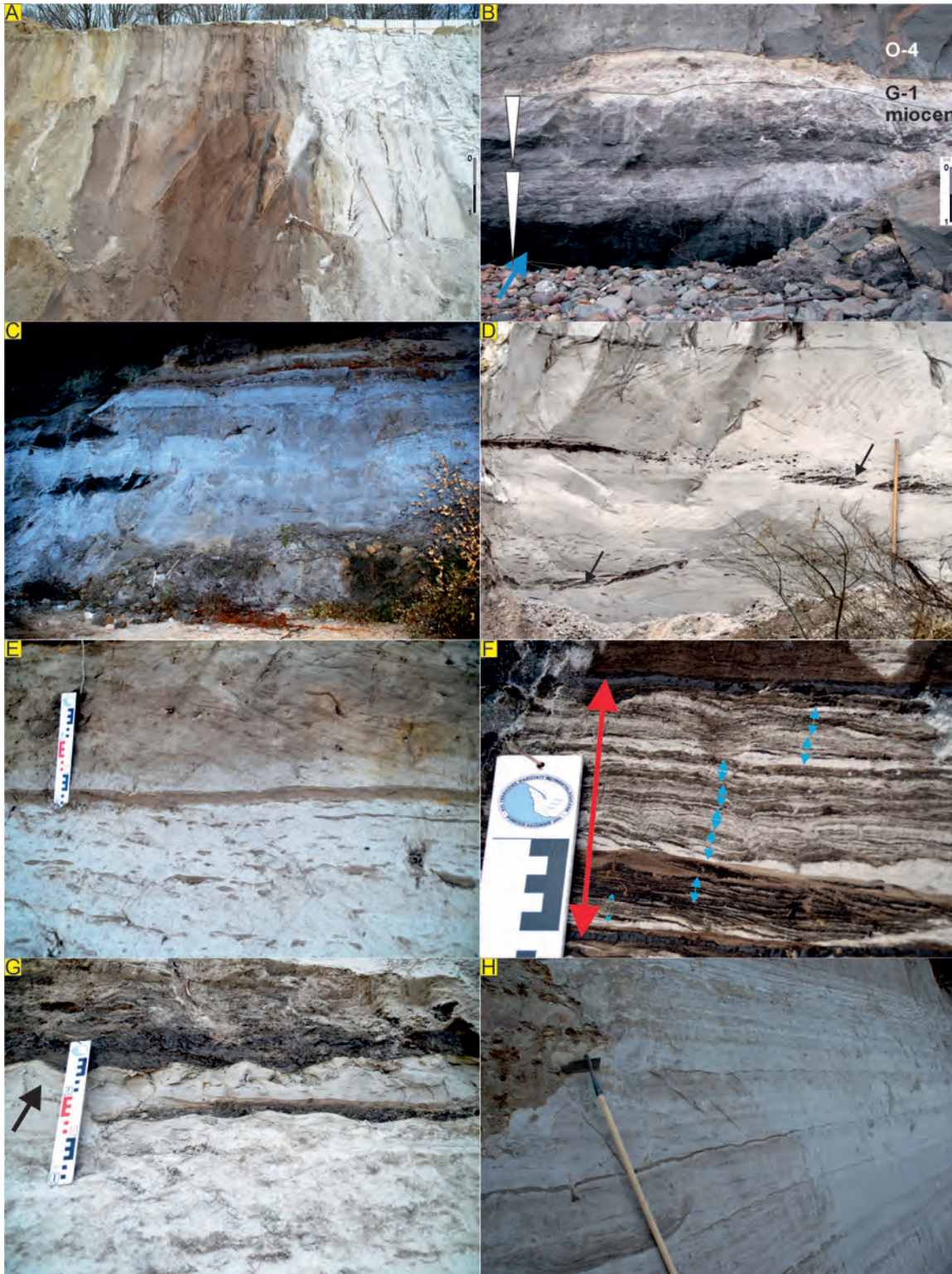
W części osadów miocenu stwierdzono występowanie skamieniałości śladowych, wskazujących na działalność życiową różnego rodzaju organizmów bentonicznych. Stopień zbioturbowania osadów jest zróżnicowany – od braku jakichkolwiek śladów aż do całkowitego zatarcia pierwotnych struktur sedimentacyjnych. Generalnie ichnofacje są zubożone w liczbę ichnogatunków w stosunku do wzorcowych modeli (Pemberton i in., 2004; MacEachern i in., 2007). Niemniej ich rodzaje i sposób występowania pozwoliły na wydzielenie dwóch głównych ichnofacji: *Skolithos* w osadach piaszczystych i *Cruziana* w osadach drobnoziarnistych, wzbogaconych w substancję organiczną.

W osadach piaszczystych dominują ślady mieszkania w piaszczystym dnie typu *Skolithos*, oraz inne ślady działalności życiowej organizmów typowe dla ichnofacji *Skolithos*, czyli *Ophiomorpha* i *Cylindrychnus* (ryc. 4A). Facje mułowcowe zawierają przede wszystkim ślady żerowania w osadzie (*Planolites*, *Chondrites*), czy zasiedlania dna (*Rosellia*, ryc. 4B, C). Osady heterolityczne wykazują obecność ichnoskamieniałości typowych dla obu ichnofacji (ryc. 4D).

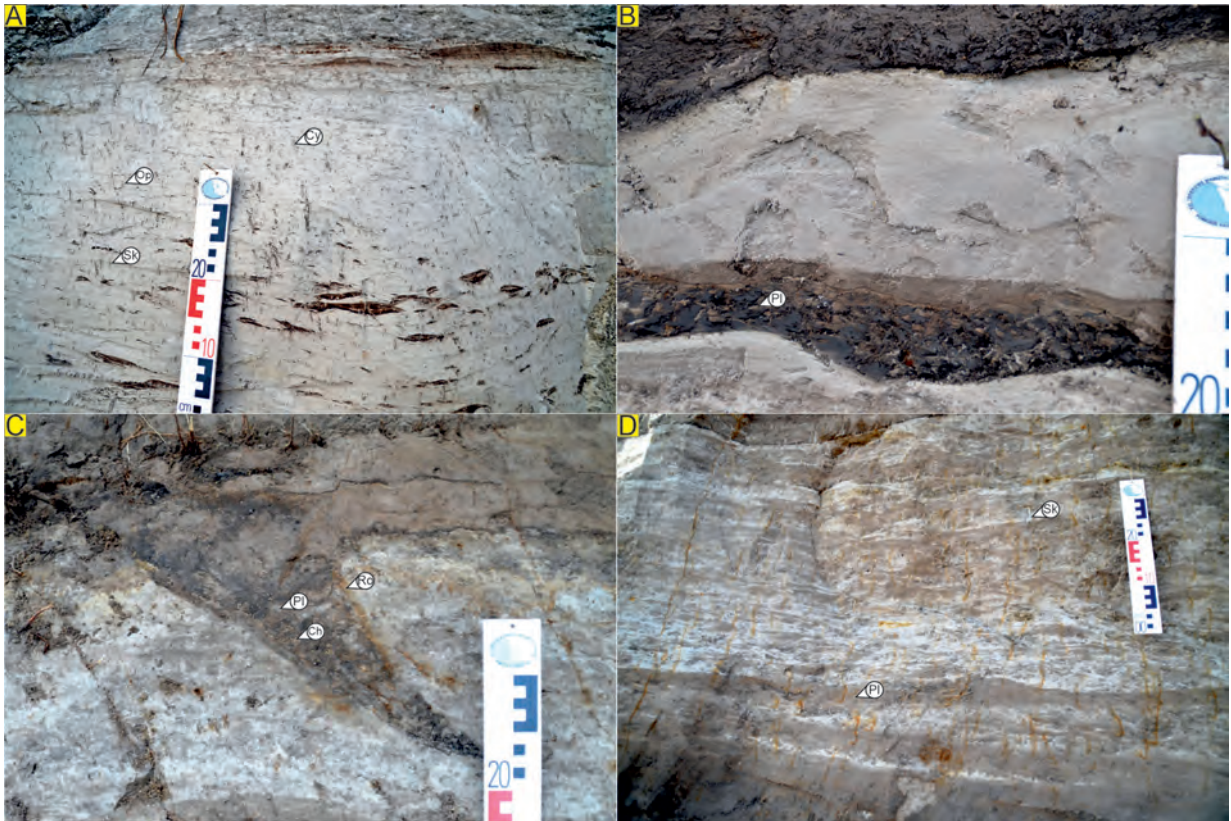
Interpretacja

Następstwo litofacjalne osadów pozwoliło wyróżnić pięć facji sedimentacyjnych. Wszystkie one reprezentują różne strefy przybrzeżnego środowiska okrucowego z wyraźnym oddziaływaniem pływów (ryc. 5).

Facja I – dystalne kanały pływowe. Tworzące je osady powstawały w dystalnej części piaszczystej równi pływowej w rezultacie lateralnej migracji kanałów pływowych (Hughes, 2012). Dominacja materiału piaszczystego wskazuje na strefę oddaloną od przybrzeża (śródpływową), gdzie następuje sedimentacja głównej części zawiesiny mułowo-organicznej lub oddalonej od ujścia rzeki, która była głównym źródłem materiału osadowego (Dalrymple i in., 2012; Davis, 2012). Zubożenie w zawiesinę zawierającą materię organiczną oraz szybkie tempo migracji bocznej kanałów pływowych skutkowało też niemalże całkowitym brakiem skamieniałości śladowych (Dashtgard i in., 2008). Obecność intraklastów mułowych należy interpretować



Ryc. 3. Litologia osadów Klifu Orłowskiego. A – spiętrzone glacitektonicznie osady miocenu i plejstocenu we wkopie w zachodniej części Kępy Redłowskiej; B – dwa cykle grubiejące ku górze w obrębie miocenu z poziomem zapiaszczonego węgla brunatnego w pobliżu Cypla Orłowskiego. Powyżej osady glacygeniczne plejstocenu; C – wyklinowujące się mułki węgliste, przechodzące w piaski i mułki piaszczyste równi pływowej; D – wypełnienia kanałów pływowych z brukiem intraklastów mułowych w spągu (czarne strzałki); E – osady piaszczystej równi pływowej (piaski z laminacją soczewkową), przykryte przez piaski odsypu pływowego powyżej; F – rytmit pływowy w osadach heterolitycznych równi pływowej; G – piaski równi pływowej o średnim poziomie bioturbacji (dolna część zdjęcia) przykryte przez mułki laguny z wkładkami piasków o genezie sztormowej (czarna strzałka); H – piaski o laminacji soczewkowej i smużystej piaszczystej równi pływowej



Ryc. 4. Ichnoskamieniałości. A – *Skolithos* (Sk), *Ophiomorpha* (Op) i *Cylindrichnus* (Cy) w osadach piaszczystej równi pływowej; B – mułki organiczne silnie zbioturbowane przez organizmy żerujące w osadzie – *Planolites* (Pl); C – Ichnoskamieniałość *Rosselia* (Ro) ze śladami wtórnego rycia: *Planolites* (Pl) i *chondrites* (Ch); D – heterolityczne piaszki i mułki równi pływowej z *Planolites* (Pl) i *Skolithos* (Sk)

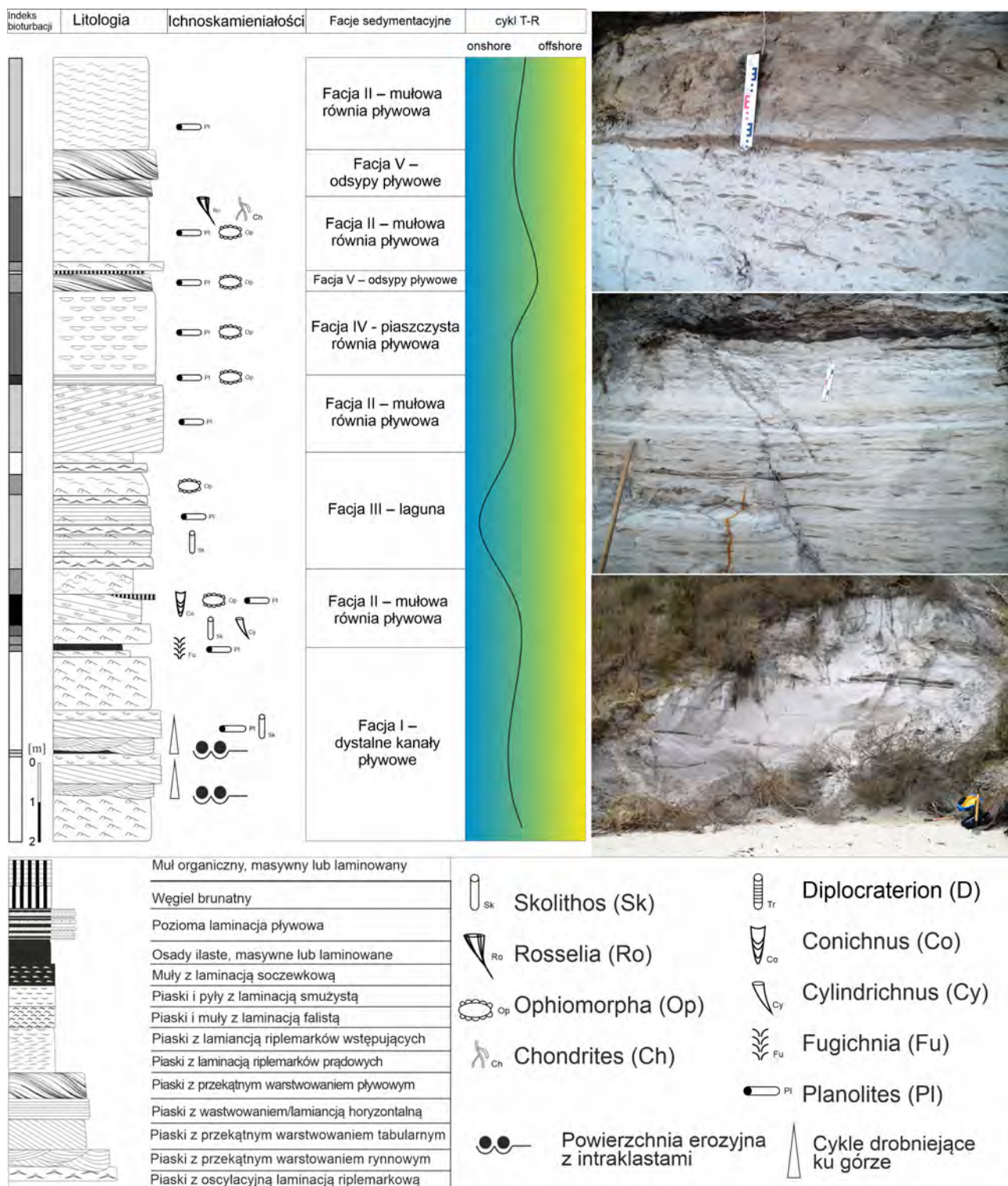
jako efekt lokalnego podcinania bardziej drobnoziarnistych osadów przez migrujące koryta (Choi, 2010). Można je uznać za kanały rozprowadzające równi pływowej (De Raaf, Boersma, 1971; Chakrabarti, 2005), a same osady reprezentowałyby rozległą i płaską równię pływową lub ujście typu estuariowego (Reading, Collinson, 1996; Longhitano i in., 2012).

Facja II – mułowa równia pływowa. Osady tej facji dominują w osadach miocenu Klifu Orłowskiego. Tworzące je litofacje wskazują na duże wytrącanie drobnego osadu z zawiesiny oraz rytmiczną zmienność energii przepływu. Wskazuje to na sedymentację w proksymalnej części równi pływowej, gdzie następuje mieszanie się wody słodkiej z ujścia rzeki ze słoną wodą morską, czego efektem jest intensywna kolmatacja zawiesiny i jej depozycja (Dalrymple i in., 2012, 2015). Istotnym wskaźnikiem procesów pływowych jest występowanie rytmów piaszczysto-mułowych (ryc. 3F). Wskazuje to na powtarzające się warunki przepływu (lamina piaszczysta) i stagnacji (lamina mułowa) wody, które uważa się za wskaźnikowe dla procesów pływowych (Kvale, 2006, 2012). Obfitość materii organicznej skutkowała masowym miejscami zasiedlaniem mułowego dna przez gatunki bentosu, które wytrzymały zmienne warunki zasolenia i dużą dynamikę depozycji

osadów (MacEachern, Gingras, 2007; MacEachern, Bann, 2008). Widoczne jest to w silnym zbioturbowaniu osadów (ryc. 4C, D).

Facja III – laguna. Osady tej facji występują w środkowej części profilu. Tworzyły się głównie w wyniku opadania drobnoziarnistej zawiesiny ze stagnującej wody. Powodowało to deficyt tlenu przy dnie i zredukowany poziom bioturbacji tego typu osadów (Gale i in., 2006; Hull i in., 2008). Pojawiające się miejscami wkładki piasków o laminacji riplemarków falowych powstawały w wyniku wypłykania laguny i oddziaływania procesów falowych.

Facja IV – piaszczysta równia pływowa. Osady tej facji występują głównie w wyższej części profilu miocenu (ryc. 5). Mają dużą rozciągłość, sięgającą setek metrów (ryc. 3H). Deponowane były w strefie śródpływowej w wyniku rytmicznego przepływu wody podczas odpływu (laminy piaszczyste) oraz depozycji drobnej zawiesiny pomiędzy riplemarkami i falami piaszczystymi podczas przyptywu, dając efekt laminacji soczewkowej (Martinius, Van den Berg, 2011). Ze względu na permanentne przykrycie przez wodę i obecność substancji organicznej w zawieszynie, piaszczysta równia pływowa była chętnie zasiedlana przez bentos żerujący poprzez wychwytywanie cząstek organicznych (MacEachern i in., 2010).



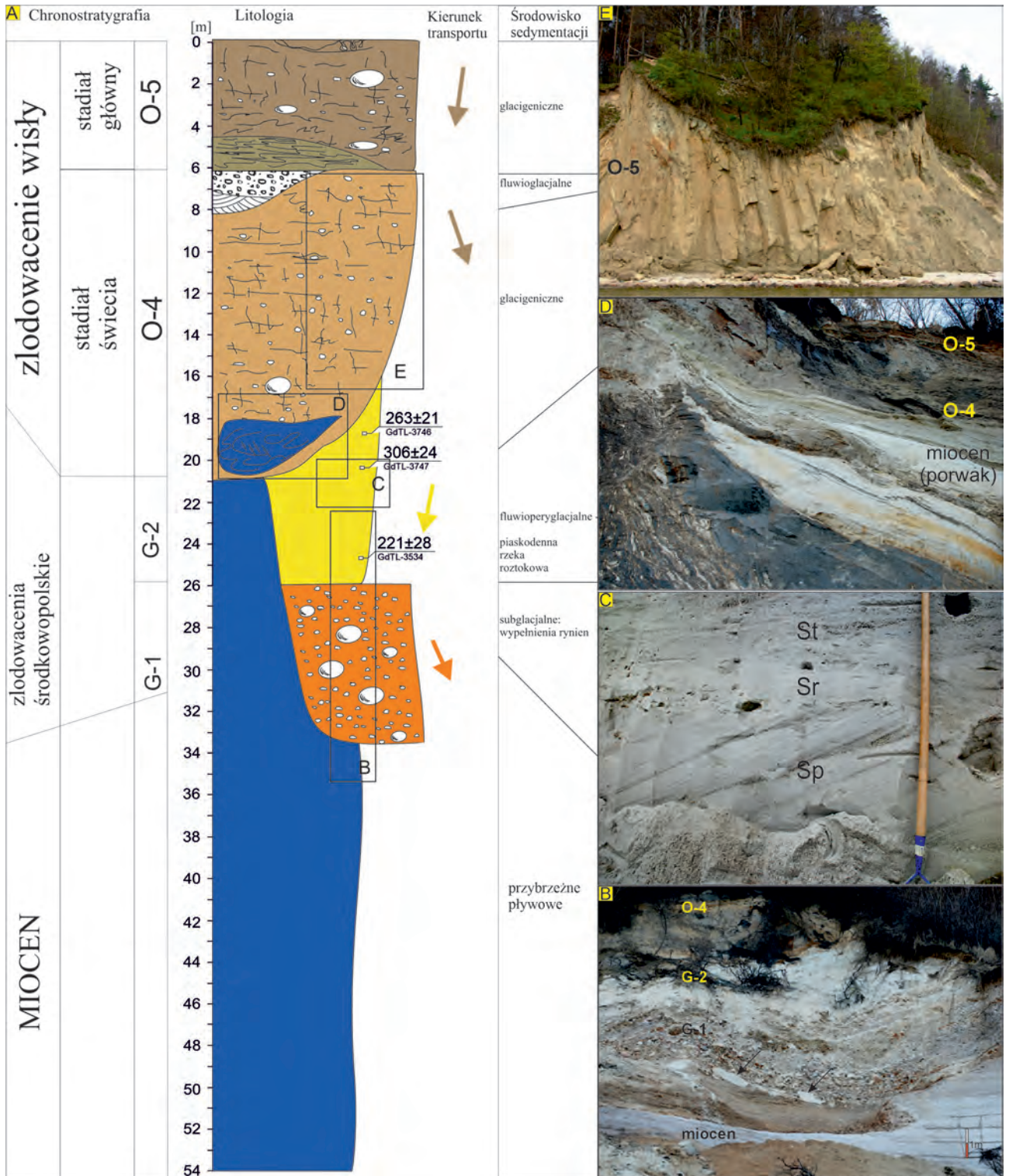
Ryc. 5. Profil syntetyczny i model facjalny osadów miocenu w północnej części Klifu Orłowskiego

Facja V – odsypy pływowe. Osady tej facji występują w różnych częściach profilu miocenu, głównie jako warstwy o miąższości kilkudziesięciu cm (ryc. 5). Powstawały w wyniku migracji w kanałach pływowych w proksymalnej części środowiska pływowego. Laminy piaszczyste powstawały głównie podczas odpływu, a laminy mułowe w wyniku stagnacji wody i wytrącania zawiesiny podczas

przyptywu. Występująca w nich rytmiczność lamin piaszczysto-mułowych odpowiada różnym fazom głównego (księżycowego) rytmu pływowego (Olariu i in., 2012; Chen i in., 2015).

PLEJSTOCEN

Utwory plejstocenu różnią się w swojej budowie w północnej i południowej części Klifu Orłowskiego,



Ryc. 6. Północna część klifu orłowskiego. A – profil syntetyczny osadów kenozoiku; B – kontakt erozyjny pomiędzy osadami miocenu (facja zbiornikowa), a żwirowo-głazową jednostką G-1. Strzałki wskazują klasty piaszczyste. Powyżej jednostka piaszczysta G-2 i glina jednostki O-4; C – osady piaszczyste jednostki G-2. Strzałki wskazują powierzchnie reaktywacji; D – porwak osadów miocenu w obrębie gliny jednostki O-4 w północnej części cypla orłowskiego; E – glina jednostki O-5 budująca cypel orłowski (fot. Angelika Szymkiewicz)

a ich granicą jest Cypel Orłowski (ryc. 2). W południowej części Klifu Orłowskiego występują tylko osady plejstocenu, a podłoże podczwartorzędowe obniża się

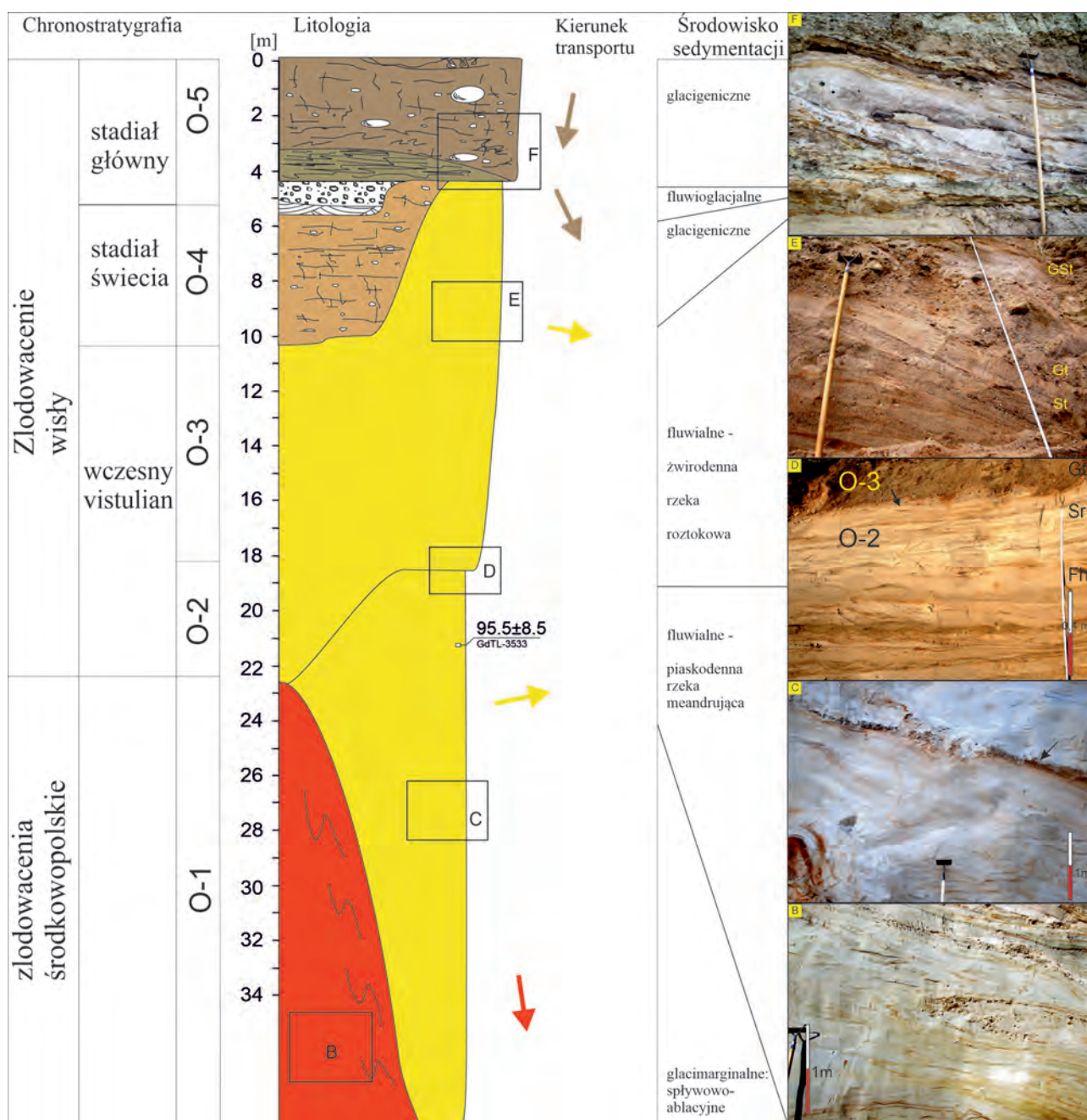
do głębokości 44 m p.p.m. w rejonie ujścia Kaczego Potoku w Orłowie. W części północnej osady plejstocenu spoczywają na utworach miocenijskich wzdłuż kontaktu

erozyjnego. Wiek osadów piaszczystych jednostek G-2 oraz O-2 został określony na podstawie datowań metodą optycznie stymulowanej luminescencji w Instytucie Fizyki – Centrum Naukowo-Dydaktyczne Politechniki Śląskiej w Gliwicach.

Jednostka G-1. W części północnej (dłuższej części klifu) na utworach miocenu spoczywa jednostka żwirowo-głazowa (G-1) o miąższości od 0,5 do 7,0 m (ryc. 6B). Kontakt

z niżej leżącymi osadami miocenu jest erozyjny. Osady żwirowe mają przekątne warstwowanie rynnowe w dużej skali, natomiast osady głazowe mają strukturę masywną o zwartym szkieletie ziarnowym z klastami piaszczystymi i pojedynczymi głazami o średnicy wyraźnie większej od osadów, w których tkwią.

Jednostka G-2. Powyżej zalega jednostka piaszczysta o miąższości od kilku do ponad 25 m (G-2, ryc. 2B). Są to



Ryc. 7. Południowa część klifu orłowskiego. A – profil syntetyczny osadów; B – struktury deformacyjne w osadach jednostki O-1; C – facja korytowa jednostki O-2. Widoczne nałożone na siebie 2 pakiety odsypów meandrowych. Strzałka wskazuje żwiry w spągu górnego cyklu; D – górna część facji pozakorytowych jednostki O-2. Strzałka wskazuje kontakt erozyjny ze żwirami jednostki O-3; E – fragment wypełnień żwirowych dużego rozcięcia erozyjnego w osadach jednostki O-3; F – kontakt deformacyjny gliny jednostki O-5 z osadami jednostki O-3. W spągu gliny widoczny porwak osadów miocenijskich

piaski z podrzędnymi wkładkami pyłów o przekątnych warstwowaniach rynnowych i tabularnych w małej i średniej skali (ryc. 6C). Nadbudowane są przez piaski o przekątnej laminacji riplemarkowej przechodzące w mułki o laminacji falistej i smużystej. Pomiary paleoprądów wskazują na przepływy w przedziale od S do W. Analizy minerałów ciężkich wykazały przewagę minerałów odpornych (granaty, staurolit) nad nieodpornymi. Analiza obróbki ziaren kwarcu wskazuje na silną obróbkę eoliczną materiału piaszczystego.

Jednostka O-4. Na tych dwóch jednostkach, a miejscami bezpośrednio na utworach miocenu, spoczywają dwa poziomy glin bazalnych, rozdzielonych miejscami serią piaszczystą o miąższości do 3 m. Dolna glina (jednostka O-4) buduje trzon cypla orłowskiego i kontynuuje się ciągłym poziomem ku N. Na S od cypla orłowskiego nie stwierdzono jej występowania. Po stronie północnej cypla widoczny jest duży, zdeformowany porwak osadów mioceńskich w postaci asymetrycznego fałdu i drobniejszych zaburzeń II rzędu wewnątrz (ryc. 6D). Glina dolna swoją maksymalną miąższość osiąga na cyplu orłowskim i dochodzi on do 15 m (ryc. 6E). Ku północy miąższość gliny O-4 maleje do 1,5–2,0 m. Kontakt z podłożem jest deformacyjny. Sam poziom gliny jest miejscami zafałdowany. Po południowej części cypla orłowskiego glina ta spoczywa na piaskach jednostki O-2, które są silnie zdeformowane. Deformacje te mają postać fałdów ciągnionych o niemalże pionowej wergencji powierzchni ścięciowych i wtórnej laminacji. W części północnej klifu orłowskiego strefa deformacji jest z reguły cieńsza, sięga do 1,5 m, przeważnie 0,2–0,4 m. Deformacje są wykształcone w postaci fałdków ciągnionych i powierzchni ścięciowych (subhoryzontalnych). Niekiedy spotyka się też pojedyncze głązy ze strukturami płuzenia. Nie tworzą one jednak ciągłego horyzontu. Deformacje są na kontakcie z diamiktonem na tyle zaawansowane, że nadają osadom wtórną laminację.

W południowej części klifu w obrębie osadów plejstocenu wydzielono 5 jednostek, w tym jedną wspólną dla całego klifu (jednostka O-5, ryc. 2A, B).

Jednostka O-1. Najniższa z nich (ryc. 7A) odłania się w najbardziej południowej części klifu orłowskiego i osiąga miąższość do 15 m. Są to silnie zróżnicowane litologicznie pakiety osadów od ilów i mułków poprzez piaski, żwiry aż do piaszczystych diamktonów. Występują w nich wyraźne zaburzenia w postaci asymetrycznych fałdków ciągnionych i dysharmonijnych oraz serii drobnych uskoków seryjnych (ryc. 7B). Deformacje są rozwinięte w sposób niezależny w poszczególnych pakietach osadów. Pakiety osadów nachylone są ku N.

Jednostka O-2. Wzdłuż wyraźnej granicy erozyjnej z serią O-1 kontaktują się piaszczysto-mułkowe utwory jednostki O-2 o miąższości ok. 15 m w odstąpieniu (ryc. 7C). W dolnej części są to piaski średnio i drobnoziarniste o warstwowaniu przekątnym rynnowym w średniej skali.

Przechodzą one w warstwowanie przekątne dużoskalowe, nadbudowywane przez piaski o przekątnym warstwowaniu tabularnym i riplemarki wstępujące. Miejscami występują cienkie (do 3–5 cm) wkładki mułkowo-ilaste. Ku górze zespołu występuje zmniejszanie się wielkości ziaren i litofacji. W górnej części pojawiają się rynny o głębokości do 50–60 cm wypełnione materiałem piaszczystym. Pomiary paleoprądów wykazują zróżnicowane kierunki z przewagą wschodniego. Dolna część kończy się warstwą 30 cm mułku ilastego o laminacji smużystej i poziomej. Powyżej znajduje się zespół na przemian ległych litofacji piaszczysto-mułkowych w małej skali. Są to piaski pylaste i pyły ilaste o laminacji riplemarkowej, smużystej i poziomej. Miejscami występują rynny erozyjne wypełnione materiałem piaszczystym. W obrębie całego pakietu występuje rozproszona substancja węglista, która jest redeponowanym materiałem mioceńskim (Sokołowski, 2014).

Jednostka O-3. Osady tej jednostki zostały wydzielone w południowej części klifu i spoczywają na osadach jednostek O-1 i O-2 (ryc. 2, 7D, E). Miąższość tej jednostki dochodzi do 10 m (ryc. 7A). Brak odstąpienia pozwalającego na jednoznaczne stwierdzenie relacji pomiędzy osadami jednostek O-3 i O-4 powoduje, że ich pozycja litostratygraficzna jest tylko hipotetyczna.

Dolna granica jest erozyjna (ryc. 7D), natomiast górna ma charakter deformacyjny na kontakcie z gliną jednostki O-5 (ryc. 7F). W dolnej części profilu dominują piaski i żwiry o przekątnym warstwowaniu rynnowym w dużej skali oraz wypełnienia głębokich (do 2–3 m) rozcięć erozyjnych (ryc. 7D). W części środkowej jednostki O-3 można wydzielić kilka cykli sedymentacyjnych o następstwie litofacji SGt⇒Sh, Sr⇒Fm. Miąższość tych cykli wynosi od 1,5 do 2 m. W części górnej znowu przeważają gruboziarniste litofacje SGt, Gt, Gm średniej i dużej skali (ryc. 7E). Pomierzone kierunki paleoprądów pokazują kierunek transportu zbliżony do wyników uzyskanych z jednostki O-2, czyli ku wschodowi (ryc. 7A).

Jednostka O-5. Jednostkę O-5 tworzy diamikton brązowy piaszczysty o zmiennej miąższości. Kontynuuje się ona przez niemalże cały klif. Rozdzielona jest tylko niewielkimi rozcięciami erozyjnymi. W części północnej klifu spoczywa bądź na glinie jednostki O-4, bądź na osadach jednostki G-2. Od gliny jednostki O-4 jest oddzielona miejscami osadami piaszczysto-żwirowymi o miąższości do 1 m (ryc. 6D). Są to piaski i żwiry o przekątnym warstwowaniu rynnowym. Ze względu na bardzo utrudniony dostęp i ochronę przyrody w rezerwacie „Kępa Redłowska” nie były one przedmiotem dokładniejszych badań. Wstępnie zostały zaliczone do jednostki O-4 (ryc. 6A). Górna glina osiąga miąższość do 5–6 m (lokalnie nawet do 8 m) w części północnej klifu. W części południowej ta miąższość jest mniejsza i dochodzi do 4 m (ryc. 7A). W profilu pionowym wykazuje ona kilka odmian facjalnych, które są odzwierciedleniem zmiennych warunków depozycyjnych (Woźniak i in., 2018).

Na kontakcie z osadami podłoża rozwinięta jest strefa deformacyjna o miąższości do 1,5 m. Strefa ta jest wykształcona w postaci fałdów asymetrycznych i ciągnionych, podkreślonych obecnością inkorporowanego materiału mioceńskiego (ryc. 7F).

Interpretacja

Osady jednostki G-1 są miejscami skrajnie gruboziarnistymi utworami klastycznymi powstałymi w wyniku przepływów subglacjalnych pod ciśnieniem (Benn, Evans, 2010). Wskazuje na to obecność ponadnormatywnych gładów tkwiących w obrębie litofacji żwirowych, masyczna struktura, czy wreszcie granice erozyjne na kontakcie z podłożem i pomiędzy poszczególnymi litofacjami. Klasty piaszczyste były transportowane w postaci zamrożonych brył. Przepływy miały charakter początkowo hipergęstościowy, by później przejść (przy spadku wydatku energii przepływu) w normalne przepływy wysokoenergetyczne w górnych reżimach (Zieliński, 1993; Mulder, Alexander, 2001; Frydrych, 2016).

Osady jednostki G-2 były deponowane w strefie korytovej piaszkodennej rzeki roztokowej. W wyniku migracji fal piaszczystych i niewysokich odsypów poprzecznych (litofacja Sp) oraz nadbudowujących je riplemarków migrujących po ich powierzchni, tworzyły się proste cykle sedymentacyjne Sp⇒Sr (Zieliński, 1998a). Przewaga minerałów ciężkich odpornych na niszczenie (głównie granatów) oraz wyraźne zeolizowanie powierzchni ziaren kwarcu można wyjaśnić długotrwałą redepozycją materiału początkowo glacygenicznego w chłodnych (perylacjalnych?) warunkach klimatycznych (Zieliński i in., 2014). Eolizacja ziaren kwarcu zachodziła na odsłoniętych częściach doliny, głównie w okresie zimowym (Woronko i in., 2015).

Zmienność litologiczna jednostki O-1 wskazuje, że pierwotnie osady tej jednostki były deponowane w różnych środowiskach (fluwialnych, zbiornikowych, glacygenicznym), a w następnym etapie zostały redeponowane, z częściowym zachowaniem pierwotnych cech strukturalnych. Utwory piaszczysto-ilaste były pierwotnie osadzone w supraglacjalnym zbiorniku glacylimicznym (Ashley, 1988; Gruszka, Van Loon, 2007). Bardziej drobnoziarniste facje były redeponowane w postaci brekcji, niekiedy dużych rozmiarów, w wyniku spływów grawitacyjnych silnie uwodnionego materiału (Gruszka, 2001). Pakiety bardziej piaszczyste traciły swoje pierwotne struktury w wyniku wzrostu ciśnienia wody pomiędzy ziarnami. Stąd też można obserwować nałożone na siebie pakiety osadów różnego typu ruchów masowych (od osuwisk, spływów kohezyjnych po spływy ziarnowe), a nawet efekty skanalizowanych przepływów prądowych (Haughton i in., 2009). Całość sedymentacji jednostki O-1 odbywała się w warunkach subarealnych, prawdopodobnie w pobliżu czoła topniejącego lądolodu.

Erozyjna granica pomiędzy jednostką O-1 a O-2 świadczy o przerwie w sedymentacji i zmianie środowiska depozycyjnego. Podmywanie krawędzi osadów jednostki O-1 prowadziło do tworzenia się osuwisk i spływów, na co wskazują zwiększone kąty upadu poszczególnych pakietów, jak też rozciągnięte na długości kilkudziesięciu metrów warstwy żwirów w osadach jednostki O-2 powstałe z rozmywania bardziej gruboziarnistych pakietów z niżej ległej jednostki (ryc. 7C). W dolnej części jednostki O-2 można wydzielić co najmniej 2 cykle sedymentacyjne o następstwie litofacji Gm⇒Sl⇒Sp⇒Sr⇒Fh o miąższości 5–7 m. Takie następstwo litofacji jest powszechnie uznawane za typowe dla facji korytowych piaszkodennych rzek meandrujących (Zieliński, 1998b; Miall, 2006; Ghazi, Mountney, 2009). Stwierdzone w górnych częściach cykli rozcięcia erozyjne wypełnione osadami piaszczystymi są pozostałością po kanałach przelewowych, ścinających podczas wezbrań powodziowych łuki meandrów (Bridge, 2003; van Dijk i in., 2014). Potwierdzają to wyniki pomiarów paleoprądów, wykazujące charakterystyczny dla rzek o krętych korytach duży rozrzut azymutów. Uśredniony kierunek transportu wskazuje na przepływy ku E, czyli w stronę dzisiejszej Zatok Gdańskiej. Jednakże ze względu na dużą zmienność w obrębie systemu rzeki meandrującej należy ten kierunek traktować jako orientacyjny.

Górna część jednostki O-2 wykazuje drobniejsze uziarnienie, w porównaniu do dolnej części, oraz charakterystyczną rytmiczność litofacji Sh, Sl⇒Sr⇒Fh (ryc. 7D). Są to osady wskaźnikowe dla fluwialnych środowisk pozakorytowych, tworzących się podczas kolejnych epizodów powodziowych (Benito i in., 2003; Bridge, 2003). Pojawiające się formy korytowe wypełnione materiałem piaszczystym można interpretować jako rozcięcia krewasowe. Natomiast występujące akcesorycznie warstwowania typu Sp, Sl w małej skali są zapisem progradacji stożków krewasowych na równi zalewowej (Farrell, 2001; Miall, 2006). Natomiast litofacja Fh, rozdzielająca dolną i górną część jednostki O-2, powstała z opadania zawiesiny w stagnującej wodzie na równi zalewowej. Brak przepływu, jak też zachowanie się tej litofacji w stanie kopalnym można tłumaczyć przerzuceniem nurtu (awulsją) w wyniku ścięcia łuku meandrowego i oddaleniem się głównego nurtu rzeki (Morozova, Smith, 2003).

Występujące w osadach jednostki O-3 cykle sedymentacyjne SGt⇒Sh⇒Fh, Fm są wskaźnikowe dla głębokiej, żwirodennej rzeki roztokowej z wykształconą równią zalewową. Głębokie rynny wypełnione żwirowymi osadami tworzyły się w wyniku koncentracji przepływu podczas maksimum wezbrań powodziowych (por. Zieliński, 1993; Bridge, 2003), podczas gdy litofacje drobnoziarniste były deponowane przy niskich stanach wód, lub wręcz stagnacji przepływu. Tego typu sukcesje powstają na skutek dużych amplitud przepływu, często powstających w chłodnych

warunkach klimatycznych, lub stymulowanych rytmem ablacji lądolodu (*op. cit.*; Vandenberghe, 2001).

Kierunki paleoprzepływów w osadach jednostki O-3 są zbliżone do niżej leżącej jednostki O-2. Można to interpretować jako efekt wykorzystywania tego samego systemu dolinnego w zmienionym reżimie hydrologicznym.

STRATYGRAFIA

Miocen

Pozycja stratygraficzna osadów miocenu była dotychczas ustalona tylko schematycznie, bez poparcia dokładniejszymi badaniami (Pikies, Zaleszkiewicz, 2013). Jednakże najnowsze badania palinostratygraficzne Słodkowskiej (2025) pozwoliły ustalić dokładniejszą chronologię sukcesji mioceńskiej odsłoniętej w Klifie Orłowskim. Według badań Słodkowskiej omawiane osady mieszczą się w obrębie poziomu palinostratygraficznego IX Tricolporopollenites pseudocingulum zaliczanego do miocenu środkowego. Najwyższa część profilu była deponowana podczas serra-walu (młodsza część miocenu środkowego).

Plejstocen

Stratygrafia plejstocenu w Klifie Orłowskim była przedmiotem badań od wielu lat (Mojski, 1979a, b; Pępek, Ol-szak, 1995; Zaleszkiewicz i in., 2000; Bogacka, Rudowski, 2001; Kaulbarsz, 2005; Sokołowski i in., 2010; Woźniak, Czubla, 2014; Woźniak i in., 2018). Brak osadów organicznych *in situ* oraz wiarygodnych datowań wieku osadów metodami bezwzględny powodował, że pozycja stratygraficzna plejstocenu w tym odsłonięciu budziła szereg kontrowersji i proponowane były odmienne modele stratygraficzne. Jedynie wiek najmłodszej gliny (jednostka O-5) nie wzbudzał większych kontrowersji i był określany na stadiał główny ostatniego zlodowacenia.

Przypuszczalnie najstarsze są osady jednostki G-1. Brak jest bezpośrednich datowań ich wieku, jednak ich subglacialna geneza pozwala przyjąć, że były deponowane podczas któregoś ze środkowoplejstocenijskich zlodowaceń. Więcej światła mogą na to rzucić rezultaty datowań OSL jednostki G-2 (ryc. 6). Najmłodsza data OSL (221 ± 28, GdTL-3534) wskazuje, że osady te mogły być deponowane pod koniec morskiego stadiału tlenowego MIS 7. Cechy teksturalne tych osadów, wskazujące na depozycję w chłodnych i stosunkowo suchych warunkach klimatycznych, sugeruje raczej depozycję podczas jednego z ochłodzeń, być może na początku MIS 6. W takim wypadku osady jednostki G-1 mogły powstawać podczas zlodowacenia mającego miejsce w MIS 8. Osady wodnolodowcowe o takim wieku zostały zidentyfikowane w stanowisku Łęczyce koło Lęborka (Sokołowski i in., 2024).

Nie jest znany dokładny wiek osadów jednostki O-1. Depozycja w środowisku supraglacialnym limituje możliwości wiarygodnego datowania wieku tych osadów. Stąd też nie można na tym etapie badań określić ich po-

zycji stratygraficznej poza stwierdzeniem, że są starsze od osadów jednostki O-2. Wiek osadów jednostki O-2 był wcześniej określany na podstawie datowań termoluminescencyjnych na 249 ± 48 tys. lat (Woźniak i in., 2018). Nowe wyniki datowań wskazują, że osady te mogą być znacząco młodsze i były deponowane we wczesnym vistulianie (95,5 ± 8,5 ka, GdTL-3533; ryc. 7). Oznacza to, że wiek osadów wodnolodowcowych jednostki O-3 określany wcześniej na przełomie interglacjalu eemskiego i początek vistulianu (117 ± 22 ka, 118 ± 23 ka, Woźniak i in., 2018), jest postarzony. Ich powstanie należy określać na vistulian środkowy (MIS 4) lub późny.

Najwięcej kontrowersji wzbudza wiek gliny jednostki O-4. Gлина tego poziomu jest miejscami pofałdowana, z największym fałdem tworzącym Cypel Orłowski. Z tego względu fakt, że ta gлина jest nasunięta na osady jednostki O-2 z wczesnego vistulianu nie oznacza, że musiała być deponowana po tych osadach. Jednak na ten moment badań najbardziej prawdopodobne wydaje się założenie, że gлина O-4 powstawała podczas stadiału świecia.

LITERATURA

- ASHLEY G.M., 1988. Classification of glaciolacustrine sediments. [W:] R.P. Goldthwait, C.L. Matsch (red.) Genetic Classification of Glacigenic Deposits. Balkema, Rotterdam: 243–260.
- BENITO G., SANCHEZ-MOYA Y., SOPEÑA A., 2003. Sedimentology of high-stage flood deposits of the Tagus River, Central Spain. *Sedimentary Geology*, **157**: 107–132.
- BENN D.I., EVANS D.J.A., 2010. Glaciers and Glaciation. Second Edition. Hodder Education.
- BOGACKA A., RUDOWSKI S., 2001. Budowa geologiczna Cypla Redłowskiego. [W:] W. Florek (red.) Geologia i geomorfologia półwyspu i południowego Bałtyku, Wydaw. Uczelniane PAP Słupsk: 111–117.
- BRIDGE J., 2003. Rivers and Floodplains. Blackwell, Oxford, UK.
- CHAKRABARTI A., 2005. Sedimentary structures of tidal flats: A journey from coast to inner estuarine region of eastern India. *Journal of Earth System Science*, **114**: 353–368.
- CHEN S., STEEL R.J., OLARIU C., 2015. Palaeo-Orinoco (Pliocene) channels on the tide-dominated Morne L'Enfer delta lobes and estuaries, SW Trinidad. [W:] P.J. Ashworth i in. (red.) Fluvial-Tidal Sedimentology. *Developments in Sedimentology*, **68**: 227–281. Elsevier.
- CHOI K.S., 2010. Rhythmic climbing-ripple cross-lamination in inclined heterolithic stratification of a macrotidal estuarine channel, Gomso Bay, west coast of Korea. *Journal of Sedimentary Research*, **80**: 550–561.
- DALRYMPLE R.W., MACKAY D.A., ICHASO A.A., CHOI K.S., 2012. Processes, morphodynamics and facies of tide-dominated estuaries. [W:] R.A. Davis Jr., R.W. Dalrymple

- (red.) Principles of Tidal Sedimentology. Elsevier, Dordrecht: 79–107.
- DALRYMPLE R.W., KURCINKA C.E., JABLONSKI B.V.J., ICHASO A.A., MACKAY D.A., 2015. Deciphering the relative importance of fluvial and tidal processes in the fluvial-marine transition. [W:] P.J. Ashworth i in. (red), *Fluvial-Tidal Sedimentology*. Elsevier, Amsterdam: 3–45.
- DASHTGARD S., GINGRAS M., PEMBERTON S., 2008. Grain-size controls on the occurrence of bioturbation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **257**: 224–243.
- DAVIS R., Jr. 2012. Tidal signatures and their preservation potential in stratigraphic sequences. [W:] R.A. Davis Jr., R.W. Dalrymple (red.) Principles of tidal sedimentology. Springer, Dordrecht: 35–55. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_3.
- DE RAAF J.F.M., BOERSMA J.R., 1971. Tidal deposits and their sedimentary structures (seven examples from western Europe). *Geologie en Mijnbouw*, **50**: 479–507.
- FARRELL K.M., 2001. Geomorphology, facies architecture, and high-resolution, non-marine sequence stratigraphy in avulsion deposits, Cumberland Marshes, Saskatchewan. *Sedimentary Geology*, **139**: 93–150.
- FRYDRYCH M., 2016. Structural and textural response to dynamics of fluvioglacial processes of the Rzymosko esker sediments, Central Poland. *Geology, Geophysics and Environment*, **42**: 411–428.
- GALE E., PATTIARATCHI C., RANASINGHE R., 2006. Vertical mixing processes in intermittently closed and open lakes and lagoons, and the dissolved oxygen response. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **69** (1/2): 205–216.
- GHAZI S., MOUNTNEY N.P., 2009. Facies and architectural element analysis of a meandering fluvial succession: The Permian Warchha Sandstone, Salt Range, Pakistan. *Sedimentary Geology*, **221**: 99–126.
- GRUSZKA B., 2001. Climatic versus tectonic factors in the formation of the glaciolacustrine succession (Bełchatów outcrop, central Poland). *Global and Planetary Change*, **28**: 53–71.
- GRUSZKA B., van LOON A.J., 2007. Pleistocene glaciolacustrine breccias of seismic origin in an active graben (central Poland). *Sedimentary Geology*, **193**: 93–104.
- HAUGHTON P., DAVIS C., MCCAFFREY W., BARKER S., 2009. Hybrid sediment gravity flow deposits – Classification, origin and significance. *Marine and Petroleum Geology*, **26**: 1900–1918.
- HUGHES Z.J., 2012. Tidal channels on tidal flats and marshes. [W:] R.A. Davis Jr., R.W. Dalrymple (red.) Principles of Tidal Sedimentology. Springer, Dordrecht: 269–300. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_11.
- HULL V., PARRELLA L., FALCUCCI M., 2008. Modelling dissolved oxygen dynamics in coastal lagoons. *Ecological Modelling*, **211** (3/4): 468–480.
- JURYS L., UŚCINOWICZ G., 2014. Naturalne i antropogeniczne czynniki kształtujące procesy geologiczne w pasie polskiego brzegu klifowego. [W:] R.J. Sokołowski (red.) *Ewolucja środowisk sedymentacyjnych regionu Pobrzeża Kaszubskiego*. Uniwersytet Gdański, Gdynia: 27–38.
- KAULBARSZ D., 2005. Budowa geologiczna i glaciektonika klifu orłowskiego w Gdyni. *Przegląd Geologiczny*, **53**: 572–582.
- KVALE E.P., 2006. The origin of neap-spring cycles. *Marine Geology*, **235**: 5–18.
- KVALE E.P., 2012. Tidal constituents of modern and ancient tidal rhythmites: criteria for recognition and analyses. [W:] R.A. Davis Jr., R.W. Dalrymple (red.) Principles of Tidal Sedimentology. Springer, Dordrecht: 1–17.
- LONGHITANO S.G., MELLERE D., STEEL R.J., AINSWORTH R.B., 2012. Tidal depositional systems in the rock record: A review and new insights. *Sedimentary Geology*, **279**: 2–22.
- MACEACHERN J.A., BANN K.L., 2008. The role of ichnology in refining shallow marine facies models; Recent advances in models of siliciclastic shallow-marine stratigraphy. *Special Publication – Society for Sedimentary Geology*, **90**: 73–116.
- MACEACHERN J.A., GINGRAS M.K., 2007. Recognition of brackish-water trace-fossil suites in the Cretaceous Western Interior Seaway of Alberta, Canada. [W:] R. Bromley i in. (red.) *Sediment-Organism Interactions: A Multifaceted Ichnology*, vol. 88. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa: 149–194.
- MACEACHERN J.A., BANN K.L., PEMBERTON S.G., GINGRAS M.K., 2007. The Ichnofacies paradigm: high-resolution paleoenvironmental interpretation of the rock record. [W:] J.A. MacEachern i in. (red.) *Applied Ichnology. Society for Sedimentary Geology Short Course Notes*, **52**: 27–64.
- MACEACHERN J.A., PEMBERTON S.G., GINGRAS M.K., BANN K.L., 2010. Ichnology and facies models. [W:] N.P. James, R.W. Dalrymple (red.) *Facies Models 4. Geological Association of Canada, St. John's*: 19–58.
- MARTINIUS A.W., VAN DEN BERG J.H., 2011. Atlas of sedimentary structures in estuarine and tidally-influenced river deposits of the Rhine-Meuse-Scheldt system: Their application to the interpretation of analogous outcrop and subsurface depositional systems. EAGE Publications, Houten.
- MIALL A.D., 2006. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*, 4th edition. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- MOJSKI J.E., 1979a. Zarys stratygrafii plejstocenu i budowy jego podłoża w regionie gdańskim. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **317**: 5–45.

- MOJSKI J.E., 1979b. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski, arkusz Gdynia. Wydaw. Geologiczne.
- MOROZOVA G.S., SMITH N.D., 2003. Organic matter deposition in the Saskatchewan River floodplain (Cumberland Marshes, Canada): effects of progradational avulsions. *Sedimentary Geology*, **157**: 15–29.
- MULDER T., ALEXANDER J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, **48**: 269–299.
- OLARIU M.I., OLARIU C., STEEL R.J., DALRYMPLE R.W., MARTINIUS A.W., 2012. Anatomy of a laterally migrating tidal bar in front of a delta system: Esdolomada Member, Roda Formation, Tremp-Graus Basin, Spain. *Sedimentology*, **59**: 356–332.
- PEMBERTON S.G., MACEACHERN J.A., SAUNDERS T., 2004. Stratigraphic applications of substrate-specific ichnofacies: delineating discontinuities in the fossil record. [W:] D. McIlroy (red.) *The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis. Geological Society Special Publication*, **228**: 29–62.
- PĘPEK A., OLSZAK I.J., 1995. Czwartorzęd klifów Kępy Redłowskiej. [W:] W. Florek (red.) *Geologia i geomorfologia północnego Bałtyku 2*. WSP, Słupsk: 153–158.
- PIKIES R., ZALESZKIEWICZ L., 2013. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Gdańsk (27) wraz z objaśnieniami. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- READING H.G., COLLINSON J.G., 1996. Clastic coasts. [W:] H.G. Reading (red.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd Edition. Wiley-Blackwell: 154–231.
- SŁODKOWSKA B., 2025. Palinologiczny zapis osadów mioceńskich z Klifu Orłowskiego (południowy Bałtyk). Ten tom – abstrakty posterów.
- SOKOŁOWSKI R.J., 2014. Budowa geologiczna osadów plejstocenu w północnej i południowej części klifu orłowskiego. [W:] R.J. Sokołowski (red.) *Procesy geologiczne w strefie brzegowej morza*. Uniwersytet Gdański: 68–69.
- SOKOŁOWSKI R.J., FEDOROWICZ S., BONK A., 2010. Nowe spojrzenie na wiek i genezę osadów i struktur deformacyjnych odsłaniających się w klifie orłowskim w Gdyni, północna Polska. [W:] L. Marks, K. Pochocka-Szwarc (red.) *XVII konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski” – Dynamika zaniku lądolodu podczas fazy pomorskiej w NE części Mazur*. Jeziorowskie, 6–10.09.2010: 148–149.
- SOKOŁOWSKI R.J., HRYNOWIECKA A., NISKA M., MIROSLAW-GRABOWSKA J., 2024. The northernmost Polish Eemian palaeolake near Łęczyce – stratigraphic and palaeoecological implications for a MIS 6a – MIS 5d sediment record. *Catena* 245, article 108314.
- VAN DIJK W.M., SCHUURMAN F., VAN DE LAGEWEG W.I., KLEINHANS M.G., 2014. Bifurcation instability and chute cutoff development in meandering gravel-bed rivers. *Geomorphology*, **213**: 277–291.
- VANDENBERGHE J., 2001. A typology of Pleistocene cold-based rivers. *Quaternary International*, **79**: 111–121.
- WORONKO B., ZIELIŃSKI P., SOKOŁOWSKI R.J., 2015. Climate evolution during the Pleniglacial and Late Glacial as recorded in quartz grain morphoscopy of fluvial to aeolian successions of the European Sand Belt. *Geology*, **21** (2): 89–103.
- WOŹNIAK P.P., CZUBLA P., 2014. Nowe spojrzenie na gliny lodowcowe w Gdyni Orłowie. [W:] R.J. Sokołowski (red.) *Ewolucja środowisk sedymentacyjnych regionu Północnego Kaszubskiego*.
- WOŹNIAK P.P., CZUBLA P., SOKOŁOWSKI R.J., 2018. Stratigraphic positions of glacial tills in the Orłowo Cliff section (northern Poland): A new approach. *Studia Quaternaria*, **35**: 25–40.
- ZALESZKIEWICZ L., MASŁOWSKA M., OLSZAK I.J., KOSZKAL-MAROŃ D., MICHAŁOWSKA M., 2000. Klif w Gdyni-Orłowie. [W:] Sz. Uścińowicz, J. Zachowicz (red.) *Stratygrafia czwartorzędu i zanik lądolodu na Pojezierzu Kaszubskim: VII Konferencja „Stratygrafia plejstocenu w Polsce”*, Państwowy Instytut Geologiczny: 124–127.
- ZIELIŃSKI P., SOKOŁOWSKI R.J., FEDOROWICZ S., ZALESKI I., 2014. Periglacial structures within fluvio-aeolian successions of the end of the Last Glaciation – examples from SE Poland and NW Ukraine. *Boreas*, **43**: 712–721.
- ZIELIŃSKI T., 1993. Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. Uniwersytet Śląski, Katowice: 1–95.
- ZIELIŃSKI T., 1998a. Cykliczność w osadach rzek roztokowych. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, Geologia*, **14**: 68–119.
- ZIELIŃSKI T., 1998b. Litofacyjna identyfikacja osadów rzecznych. [W:] E. Mycielska-Dowgiałło (red.) *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*, 195–257.

KLIF ORŁOWSKI – GEOZAGROŻENIA I OCHRONA

Karolina Czarnecka¹

¹ Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza

Geozagrożenia. Klif Orłowski należy do obszarów szczególnie silnie narażonych na erozję (ryc. 1). Średnie tempo cofania się krawędzi klifu wynosi około 1,0 m rocznie (Subotowicz, 1982; Mielczarski, 2000), jednak z uwagi na zróżnicowanie litologiczne budujących go utworów, intensywność tego procesu jest zmienna wzdłuż całego klifu – waha się od 0,3 do 1,3 m/rok (Rudowski, Łęczyński, 2009). W latach 1997–2007 Instytut Oceanografii Uniwersytetu Gdańskiego prowadził pomiary położenia korony Klifu Orłowskiego na całym jego aktywnym odcinku, wykorzystując repery powiązane z państwową osnową geodezyjną. Analiza wyników wykazała, że linia klifu ulega systematycznemu cofnięciu na całej długości, przy czym najbardziej dynamiczne zmiany obserwowano w obrębie Cypla Orłowskiego. W ciągu dekady cyfel cofnął się o ok. 13,4 metra, co odpowiada średniemu tempu erozji wynoszącemu 1,3 m/rok.

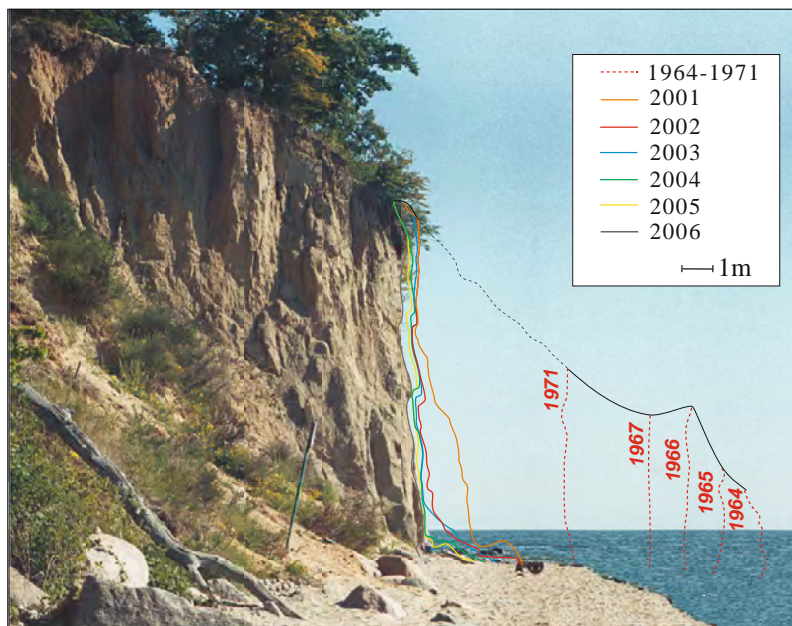
Najmniejsze zmiany w położeniu korony klifu w latach 1997–2007 odnotowano na jego południowym odcinku, gdzie przesunięcie wyniosło jedynie ok. 3,3 metra, co odpowiada średniemu tempu erozji 0,3 m/rok. Średnia wartość cofania się korony dla całego Klifu Orłowskiego w tym okresie wyniosła ok. 0,78 m rocznie, co jest zgodne z wcześniejszymi wynikami pomiarowymi. Nowsze analizy przeprowadzone w latach 2010–2015 przy wykorzystaniu na-

ziemnego skaningu laserowego potwierdziły, że dynamika procesów osuwiskowych i ich przestrzenne rozmieszczenie są silnie zróżnicowane. W niektórych miejscach Cypla Orłowskiego maksymalna wartość erozji w ciągu pięciu lat sięgnęła niemal 5 metrów (Frydel, 2016). Z kolei średnie tempo cofania się górnej krawędzi cypla na odcinku od 81,45 do 81,55 km linii brzegowej, w analizowanym okresie, wyniosło 0,23 m/rok (Małka i in., 2017), co wskazuje na lokalne spowolnienie procesów erozyjnych w porównaniu do wcześniejszych dekad.

Ruchy masowe obserwowane w rejonie Klifu Orłowskiego cechują się dużym zróżnicowaniem, mają nieregularny i epizodyczny charakter. Wśród dominujących form przemieszczeń masowych wyróżnia się zsuwy i spływy, natomiast na samym Cyplu Redłowskim, który jest zbudowany głównie z gliny zwałowej, przeważają obrywy (ryc. 2, 3). Procesy erozyjne w postaci obrywów są szczególnie intensywne podczas sztormowych wezbrań morza, kiedy to dochodzi do rozwoju niszy abrazyjnej u podstawy cypla. Nisza ta stanowi kontynuację podmorskiej platformy abrazyjnej, zlokalizowanej bezpośrednio przed klifem. Liczne spękania występujące w glinie sprzyjają intensywnemu wietrzeniu fizycznemu, co dodatkowo ułatwia powstawanie obrywów. Oprócz erozji morskiej, istotnym czynnikiem inicjującym i intensyfikującym ruchy masowe są opady atmosferyczne, zwłaszcza deszcze nawalne,

które przyczyniają się do nasycenia gruntu wodą i osłabienia jego spoiwości.

Ochrona przez erozją. W 2006 r. na południowym odcinku Klifu Orłowskiego, obejmującym fragment od 80,6 do 81,4 km linii brzegowej, zrealizowano kompleksowy projekt ochrony brzegu morskiego (ryc. 4). W ramach tego przedsięwzięcia wybudowano falochron zanurzony, wykonano ostrogi kamienne oraz przeprowadzono sztuczne zasilanie plaży materiałem piaszczystym. Dodatkowo zmodernizowano istniejącą opaskę betonową, przebiegającą wzdłuż nadmorskiego chodnika – wzmocniono ją narzutem kamiennym na odcinku od przystani rybackiej (ok. 81,0 km) do 81,2 km linii brzegowej. Działania te były podyktowane koniecznością ochrony brzegu przed intensywną abrazją morską oraz przeciwdziałaniem ryzyku zalania terenów znajdujących się na południe od Cypla Or-



Ryc. 1. Tempo cofania się Cypla Orłowskiego w latach 1964–1971 i 2001–2006 (materiały PIG-PIB)



Ryc. 2. Cypel Orłowski. Nisza abrazyjna widoczna u jego podstawy oraz system spękań w obrębie glin (fot. G. Uścińowicz)

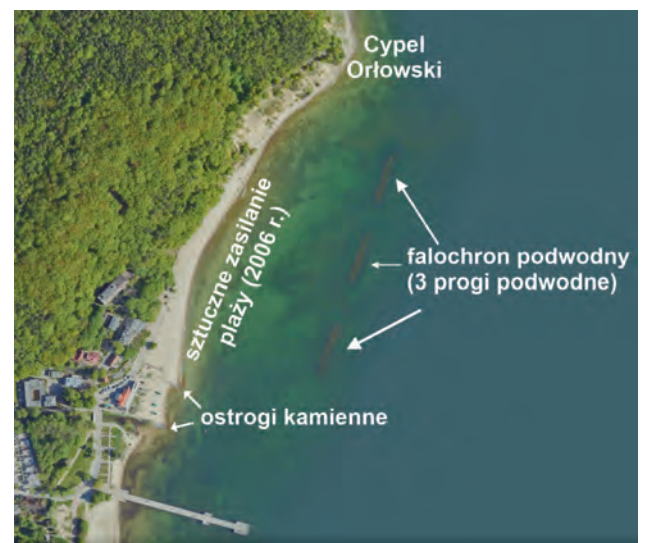
łowskiego, takich jak przystań rybacka, ulica Orłowska czy zaplecze budowlane. Zagrożenie to wzrastało szczególnie podczas występowania maksymalnych spiętrzeń sztormowych (Boniecka i in., 2004).

Falochron zanurzony składa się z trzech progów podwodnych, każdy o długości 70 m, rozmieszczonych w odstępach 60 m na odcinku od 80,8 do 81,4 km linii brzegowej, ok. 140–200 m od brzegu, na głębokości ok. 2,7 m.



Ryc. 3. Fragment Klifu Orłowskiego z osuwiskiem, w głębi fragment Cypla Orłowskiego (fot. G. Uścińowicz)

Korony progów, o szerokości 3 m, znajdują się 0,5 m poniżej średniego poziomu morza, a ich skarpy mają nachylenie od 1:2 do 1:3. Zbudowano je z frakcji kamienistych o średnicach 5–8 cm, 20–30 cm i 70–150 cm, ułożonych warstwowo na geowłókninie. Celem progów było tłumienie energii fal, szczególnie podczas sztormów, oraz zatrzymywanie materiału pochodzącego ze sztucznego zasilania plaży. Jednakże wyniki badań (Kubowicz-Grajewska, 2012, 2013a, b) wskazują, że efektywność progów w warunkach sztormowych jest ograniczona. Brzeg zachował zatokowy kształt, a centralna część – przylądek – pozostała stabilna zarówno przed (1966–2005), jak i po realizacji inwestycji. Zmiany morfologiczne i wskaźniki uziarnienia osadów również nie wykazały istotnych różnic w stosunku do wcześniejszego stanu. Działanie progów ma charakter lokalny – w ich bezpośrednim sąsiedztwie obserwuje się przegłębienia do 1 m oraz strefy sezonowej depozycji osadów, głównie w czasie niskiej aktywności falowej. W pozostałej części podbrzeża struktura uziarnienia pozostała niemal niezmienną, co sugeruje, że prąd wzdłużbrzegowy nie został zablokowany, a jedynie spowolniony. Kamienne ostrogi wykonano w rejonie przystani rybackiej (80,9–81,0 km linii brzegowej): północną o długości 50 m i południową – 30 m, przy ujściu rzeki Kaczej. Zbudowano je z takich samych frakcji kamienistych jak progi, również na geowłókninie. Ich zadaniem było zatrzymywanie piasku pochodzącego ze sztucznego zasilania w okolicach przystani oraz częściowa ochrona łodzi przed falowaniem. Sztuczne zasilanie brzegu przeprowadzono w maju 2006 r. na odcinku 600 m (80,60–81,24 km), z użyciem ok. 38 100 m³ piasku. Nowa plaża została uformowana do 120 m w głąb od linii brzegowej, co pozwoliło na wygładzenie zatoczek i nadanie brzegowi łagodnie zaokrąglonego kształtu, harmonizującego z naturalną plażą. Pomimo tych działań, południowa część chronionego odcinka nadal wykazuje



Ryc. 4. System ochrony brzegu w obrębie Klifu Orłowskiego (www1)

długoterminowe oznaki erozji. Oznacza to, że choć konstrukcje hydrotechniczne i zabiegi rekultywacyjne przyniosły lokalne efekty, nie zmieniły one zasadniczo naturalnej tendencji tego fragmentu brzegu do abrazji (Kubowicz-Grajewska, 2012).

Ochrona przyrody. Ze względu na unikalne walory przyrodnicze i krajobrazowe, teren Klifu Orłowskiego jest objęty ścisłą ochroną. Rezerwat przyrody „Kępa Redłowska” został utworzony decyzją wojewody pomorskiego z dnia 29 lipca 1938 r. i obejmuje powierzchnię ok. 122 ha, tworząc jeden z najstarszych i najcenniejszych rezerwatów leśnych na polskim wybrzeżu. Celem powołania rezerwatu była ochrona naturalnych zbiorowisk leśnych i unikatowych form urzeźbienia wysoczyzny morenowej Kępy Redłowskiej, a także wartości krajobrazowych obszaru (www2). Teren ten charakteryzuje się dobrze zachowanym lasem bukowo-dębowym, z dominującym zespołem buczyny pomorskiej (*Galio odorati-Fagetum*), uzupełnianym lokalnie przez zbiorowiska dąbrów, grądów subatlantyckich oraz łągów w dolinach erozyjnych. W skład runa wchodzi liczne chronione i rzadkie gatunki roślin, w tym reliktowy jarząb szwedzki (*Sorbus intermedia*), wawrzynek wilczytyko, bluszcz pospolity, rokitnik zwyczajny oraz podrzeń żebrowiec (Przewoźniak, 1997). Klif Orłowski wchodzi również w skład specjalnego obszaru ochrony siedlisk Natura 2000 pod nazwą „Klify i Rify Kamienne Orłowa” (PLH220105), którego część morska obejmuje m.in. rafy kamienne, porośnięte krasnorostem *Furcellaria lumbricalis*, oraz łąki podwodne z zosterą mariną, stanowiące ważne siedliska dla ryb i bezkręgowców. Występują tu chronione gatunki, takie jak babki, iglicznia czy wężyńka (www2).

LITERATURA

- BONIECKA H., CIEŚLAK A., DUBRAWSKI R., MARCINKOWSKI T., ZAWADZKA-KAHLAU E., 2004. Rozpoznanie stanu, ocena stopnia zagrożenia oraz propozycje zabezpieczenia brzegu Zatoki Gdańskiej na odcinku km 80.8–81.8 w Gdyni–Orłowie. Raport – maszynopis. Gdańsk–Gdynia.
- FRYDEL J., 2016. Monitoring of coastal erosion of the Orłowo Cliff (Gulf of Gdańsk, Southern Baltic Sea). The 13th Colloquium on Baltic Sea Marine Geology, Gdańsk.
- KUBOWICZ-GRAJEWSKA A., 2012. Wpływ progów podwodnych w rejonie Klifu Orłowskiego na morfologię strefy brzegowej, Rozprawa doktorska – maszynopis. Instytut Oceanografii UG.
- KUBOWICZ-GRAJEWSKA A., 2013a. Ochrona brzegów klifowych w Polsce. [W:] J. Cyberski (red.) Ochrona wybrzeża w polityce morskiej państwa. Kaszubsko-Pomorska Szkoła Wyższa w Wejherowie, Wejherowo: 49–63.
- KUBOWICZ-GRAJEWSKA A., 2013b. Wpływ progów podwodnych na transformację brzegu w Gdyni Orłowie, [W:] A. Kostrzewski i in. (red.) Geoekosystem wybrzeży morskich 2. Uwarunkowania i funkcjonowanie geoekosystemów wybrzeży morskich. Wydaw. Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Stacja Monitoringu Środowiska Przyrodniczego w Białej Górze, Poznań–Biała Góra: 66–68.
- MAŁKA A., FRYDEL J., JURYS L., 2017. Naturalne i antropogeniczne przyczyny powstawania i reaktywacji ruchów masowych na obszarze miejskim Gdyni oraz związane z nimi zagrożenia. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **470**: 63–80.
- MIELCZARSKI A., 2000. Fotogrametryczna analiza dawnych zdjęć morskiego brzegu oraz jej zastosowanie do badań zmienności Orłowskiego Cypla. [W:] W. Florek (red.) Geologia i geomorfologia Pobrzeża i południowego Bałtyku. Słupsk: 145–164,
- PRZEWOŹNIAK M., 1997. Plan ochrony rezerwatu przyrody „Kępa Redłowska”. Przyczynek do ekorozwoju regionu gdańskiego. *Problemy Ekologii Krajobrazu*, t. 1: 119–128.
- RUDOWSKI S., ŁĘCZYŃSKI L., 2009. Surveys of the shore and seafloor of the Kępa Redłowska area conducted by the Division of Marine Geology between 1997 and 2007. *Oceanological and Hydrobiological Studies. Institute of Oceanography University of Gdańsk*, **38**, Suppl. 1: 135–146.
- SUBOTOWICZ W., 1982. Litodynamika brzegów klifowych wybrzeża Polski. Gdańskie Towarzystwo Nauk. Ossolineum, Wrocław.
- www1: <https://gdynia.obliview.com/> (dostęp: 21.08.2025).
- www2: <https://crfop.gdos.gov.pl> (dostęp: 5.08.2025).

PUNKT 2 (w drodze, Puck „Kaczy Winkiel”)

ZALEW PUCKI

Grzegorz Uścińowicz¹

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza

Zalew Pucki (nazywany także Wewnętrzną Zatoką Pucką) stanowi najbardziej wysuniętą na północny zachód część Zatoki Gdańskiej. Od północy i północnego wschodu ograniczony jest przez Półwysep Helski, od zachodu i południowego zachodu przez wysoczyzny morenowe oraz pradoliny Płutnicy i Redy–Łeby, natomiast od południowego wschodu – przez Rybitwią Mielizną (ryc. 1).

Zintegrowane analizy sejsmoakustyczne, wiercenia geologiczne oraz badania litologiczne, radiowęglowe i palinologiczne pozwoliły szczegółowo rozpoznać budowę geologiczną dna Zalewu do głębokości ok. 15–20 m poniżej jego powierzchni (m.in. Kramarska i in., 1995; Uścińowicz i in., 2007, 2013; Miotk-Szpiganowicz, Uścińowicz, 2016). Osady plejstoceńskie występują współcześnie jedynie lokalnie – w klifach zachodniego wybrzeża, natomiast w dnie Zalewu są przykryte osadami młodszymi o zróżnicowanej miąższości.

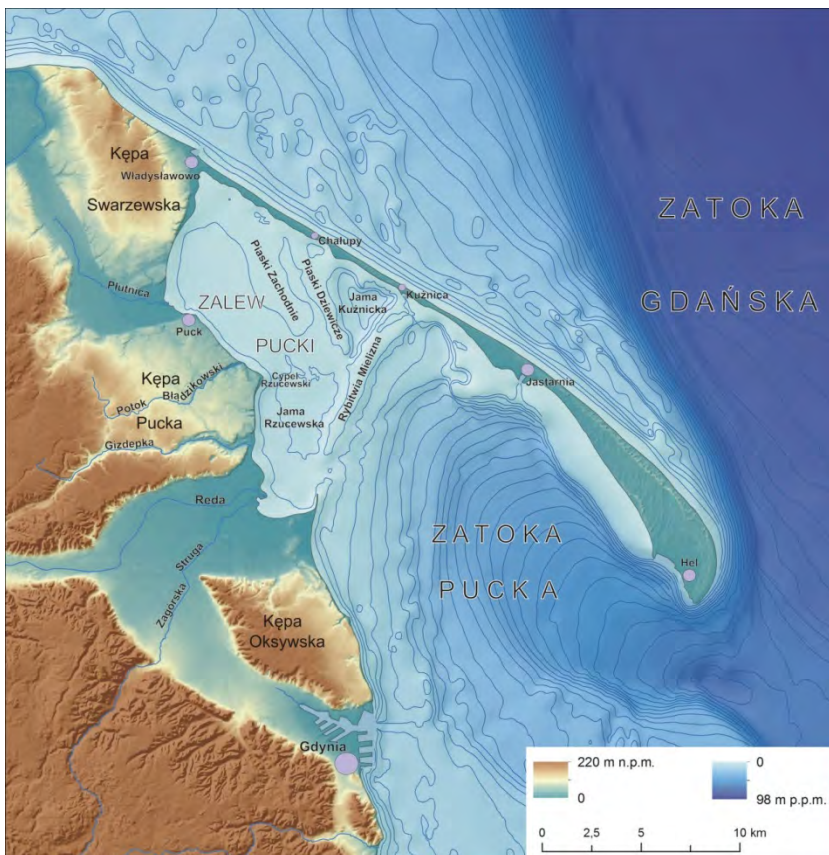
Osady plejstoceńskie. Wiercenia wykonane na dnie Zalewu jednoznacznie wykazały, że strop plejstocenu znajduje się wyżej niż wcześniej sądzono, a miąższość holocenijskiej pokrywy osadowej jest znacznie mniejsza od tej prezentowanej na wcześniejszych mapach geologicznych. Górna część sekwencji plejstoceńskej, stanowiąca bezpośrednie podłoże dla osadów holocenu, jest zbudowana z różnorodnych utworów: morskich piasków eemskich (?), piasków lądowych interstadiału grudziądzkiego, glin zwałowych, piasków wodnolodowcowych, a także osadów jeziorno-lodowcowych i zastoiskowych (ił, mułki, piasek) oraz wtórnych osadów jeziornych i torfów.

Osady przejściowe (plejstocen–holocen). Pomiedzy plejstocenem a holocenem występuje kompleks osadów jeziornych, często w postaci kredy jeziornej. Występują one głównie w formie ciągłej warstwy wzdłuż południkowo zorientowanego obniżenia – od Swarzewa po Rewę.

Zwykle leżą one poniżej głębokości 2,5 m, a w najgłębszych fragmentach (>4 m) są przykryte cienką warstwą holocenijskich piasków i mułków jeziornych oraz/lub lagunowych. Na płytszych obszarach często przykrywa je torf. W rejonie Pucka – między ujściem Płutnicy a portem rybackim – także występują osady gytii i kredy jeziornej, jednak ich spąg i strop zalegają płycej.

Osady holocenijskie. Osady holocenijskie tworzą zróżnicowaną pokrywę, na którą składają się torfy, mułki i piaski jeziorne, osady lagunowe (mułki i piaski muliste) oraz osady morskie (głównie piaski mierzejowe).

Torfy to najpowszechniej występujące osady holocenijskie – obecne zarówno na dnie Zalewu, jak i na lądzie: w pradolinach Redy i Płutnicy, w rejonie Cypla Rewskiego, między Swarzewem a Władysławowem oraz miejscami pod piaskami mierzejowymi Półwyspu Helskiego. Najstarsza data radiowęglowa uzyskana dla torfów występujących w Zalewie Puckim pod Rybitwią Mielizną wynosi 10 230 lat



Ryc. 1. Położenie Zalewu Puckiego (materiały PIG-PIB)

BP, a pod Piaskami Dziewiczymi 7910 lat BP (Kramarska i in., 1995).

Mułki i piaski jeziorne są słabo rozpoznane i ograniczone głównie do najgłębszych fragmentów Jamy Rzucewskiej, gdzie zostały udokumentowane metodami sejsmoakustycznymi. Spąg tych osadów zalega na głębokości 7–8 m p.p.m., a strop – nie płycej niż 6 m p.p.m.

Osady morskie (mierzejowe) są związane z Półwyspem Helskim, Rybitwią Mielizną oraz Piaskami Dziewiczymi. Miąższość piasków rośnie w kierunku wschodnim – od 3–4 m na Piaskach Dziewiczych do 10–12 m w rejonie północnej części Rybitwii Mielizny. Są to przeważnie dobrze i średnio wysortowane piaski drobno- i średnioziarniste, często zawierające muszle *Cerastoderma* i *Macoma*.

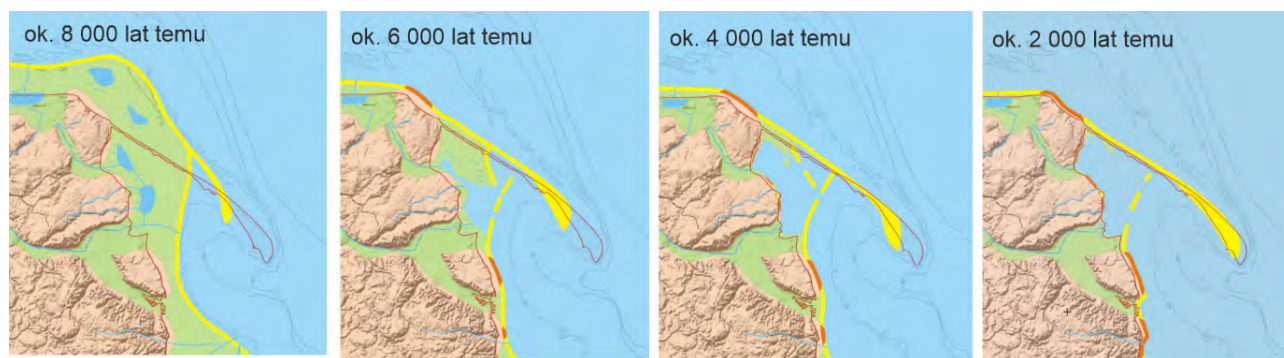
Osady lagunowe zajmują większość powierzchni dna Zalewu i obejmują piaski (drobnoziarniste, bardzo drobnoziarniste i gruboziarniste), mułki oraz osady przejściowe (piaski muliste, muły piaszczyste). Osady grubsze koncentrują się u podnóży klifów (Osłonińskiego, Puckiego, Gnieźdźewskiego) i wzdłuż zachodniego brzegu, od Rewy po Zagórską Strugę.

W obniżeniach dna – Jamach Rzucewskiej, Chałupskiej i Kuźnickiej – dominują osady piaszczysto-muliste. Mułki piaszczyste i mułki właściwe występują jedynie w najgłębszych częściach Jamy Kuźnickiej (Musielak, 1983; Jegliński i in., 2009). Miąższość tych osadów najczęściej nie przekracza 0,5 m, jednak w Jamie Kuźnickiej może sięgać 4 m. Powierzchniowe mułki mają zwykle miąższość nie większą niż 1 m. Początek depozycji piasków mulistych w Jamie Kuźnickiej datowano palinologicznie na okres atlantycki, a dla mułków – na ok. 1500 lat temu. W Jamie Rzucewskiej rozpoczęcie akumulacji osadów oszacowano metodą radiowęglową na ok. 3100 lat b2k (Witkowski, Witak, 1993).

Ewolucja paleogeograficzna. Współczesna morfologia Zalewu Puckiego, jego rzeźba dna i ukształtowanie

wybrzeży są rezultatem działalności ostatniego lądolodu, a także procesów późnoglacialnych i holocenijskich (ryc. 2). Kluczowe etapy rozwoju paleogeograficznego obejmują:

- ok. 15 500–15 000 lat temu – cofający się lądolód utworzył przed swoim czołem zbiornik zastoiskowy, obejmujący m.in. dzisiejszy obszar Zalewu Puckiego;
- ok. 15 000–14 500 lat temu – powstanie Bałtyckiego Jeziora Lodowego; po obniżeniu jego poziomu, obszar dzisiejszej Zatoki Puckiej stał się lądem z płytkimi jeziorami i torfowiskami;
- ok. 11 700–11 500 lat temu (przełom plejstocenu i holocenu) – zanik jezior, dominacja torfowisk; ten stan utrzymywał się przez cały wczesny holocen i początek jego fazy środkowej;
- ok. 9500–7500 lat temu (transgresja litorynowa) – podniesienie poziomu morza o ok. 8 m poniżej obecnego; Półwysp Helski zaczął się formować, a Zalew Pucki pozostał jeszcze lądem z jeziorami.
- ok. 7500–6500 lat temu – pierwsze wkroczenie morza w obniżenia (dzisiejsza Jama Kuźnicka), jednak znaczna część Zalewu nadal była lądem;
- ok. 6500–6000 lat temu – zalanie Jamy Rzucewskiej przez wody morskie przy poziomie niższym o 4–5 m od współczesnego;
- ok. 6000–5000 lat temu – spowolnienie tempa wzrostu poziomu morza; poziom wód Zatoki Gdańskiej, a więc również Zatoki Puckiej i Zalewu Puckiego był niższy o ok. 4–3 m od współczesnego;
- ok. 5000–4000 lat temu – rozpoczęcie erozji morskiej na zachodnim wybrzeżu Zalewu i akumulacja piasków w rejonie Cypla Rzucewskiego;
- ostatnie 4000 lat – kształtowanie się obecnych granic Zalewu Puckiego; rozwój i późniejsza degradacja Rybitwii Mielizny, oddzielającej Zatokę Pucką od Jamy Kuźnickiej.



Ryc. 2. Obszar Zalewu Puckiego w okresie Morza Litorynowego i Politorynowego (wg Miotk-Szpiganowicz, Uścińowicza, 2016)

LITERATURA

- JEGLIŃSKI, W., KRAMARSKA, R., UŚCINOWICZ, S., ZACHOWICZ, J., 2009. Osady, Siedliska, Waloryzacja dna morskiego [W:] Atlas siedlisk dna polskich obszarów morskich. Brooker-Innowacji, Gdynia: 94–95.
- KRAMARSKA R., UŚCINOWICZ S., ZACHOWICZ J., 1995. Origin and evolution of the Puck Lagoon. [W:] K. Rotnicki (red.) Polish Coast: Past, Present and Future. *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. **22**: 187–191.
- MIOTK-SZPIGANOWICZ G., UŚCINOWICZ S., 2016. Historia naturalna Zalewu i Zatoki Puckiej [W:] J.P. Dettlaff (red.) Gmina Puck, rytm życia, nowe perspektywy. BisMedium, Bydgoszcz: 57–66.
- MUSIELAK S., 1983. Osady i morfologia dna Zalewu Puckiego. *Inżynieria Morska*, **1**: 194–196.
- UŚCINOWICZ S., ZACHOWICZ J., MIOTK-SZPIGANOWICZ G., WITKOWSKI A., 2007. Southern Baltic sea-level oscillations: New radiocarbon, pollen and diatom proof of the Puck Lagoon. [W:] J. Harff i in. (red.) Coastline changes: interrelation of climate and geological processes. *Geological Society of America, Special Paper*, **426**: 143–158.
- UŚCINOWICZ S., MIOTK-SZPIGANOWICZ G., GAŁKA M., PAWLYTA J., PIOTROWSKA N., POMIAN I., WITAK M., (2011) 2013. The rise, development and destruction of the medieval port in Puck in the light of palaeoclimatic and sea level changes research. *Archeologia Polona*, **49**: 87–104.
- WITKOWSKI, A., WITAK, M., 1993. Budowa geologiczna dna Zatoki [W:] K. Korzeniewski (red.) Zatoka Pucka. Instytut Oceanografii Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk: 309–315.

Usytuowanie przedsiębiorstwa na terenie otuliny Nadmorskiego Parku Krajobrazowego, częściowo na obszarze siedliskowym Natura 2000, w strefie brzegowej Morza Bałtyckiego, stanowi dla spółki energetycznej duże wyzwanie. Jednym z najważniejszych zadań jest troska o środowisko. Na zdewastowanych terenach po zniszczonych obiektach oczyszczalni ścieków i starej kotłowni, które szpeciły nadmorski krajobraz, powstały nowoczesne obiekty elektro-

ciepłowni, harmonijnie wkomponowane w otoczenie. Wykorzystanie surowca sięga 100%, a emisja produktów szkodliwych (spaliny oraz odpady) została zmniejszona do minimum. Działalność spółki pozwoliła na likwidację ok. 130 istniejących we Władysławowie kotłowni na węgiel i olej opałowy. Zaowocowało to znacznym zmniejszeniem emisji zanieczyszczeń i gazów cieplarnianych do atmosfery (o ponad 130 tys. ton rocznie).

PUNKT 4 (Rezerwat przyrody Widowo – wybrzeże Bałtyku)

STAN I PERSPEKTYWY ROZWOJU WYBRANYCH PUNKTÓW WYBRZEŻA SŁOWIŃSKIEGO

Grzegorz Uścińowicz¹

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza

Omawiany obszar rozciąga się ze wschodu na zachód na długości ok. 5,5 km wzdłuż fragmentu wybrzeża mierzejowego, pomiędzy miejscowościami Dębki i Karwia. Obszar ten w ostatnich dekadach był silnie dotknięty erozją brzegu morskiego. Część morska terenu jest objęta w całości ochroną w ramach obszaru Natura 2000 – Specjalnego Obszaru Ochrony Siedlisk PLB990002 – Przybrzeżne Wody Bałtyku. Część lądowa znajduje się częściowo w granicach Nadmorskiego Parku Krajobrazowego oraz jednocześnie w granicach Rezerwatu Przyrody Widowo (obszar siedliskowy PLH220054).

Obszar ten można uznać za fragment wybrzeża, na którym procesy brzegowe nie są bezpośrednio zakłócane przez czynniki antropogeniczne. Prace związane z zasilaniem plaży oraz najbliższe falochrony, które zaburzają transport piasku wzdłuż brzegu, znajdują się w Łebie, ok. 40 km na zachód od badanego obszaru. Na wschód od tego obszaru wybudowano wał ochronny o długości ok. 2 km, mający na celu zabezpieczenie nizinnej zaplecza wybrzeża przed zalaniem spowodowanymi sztormami.

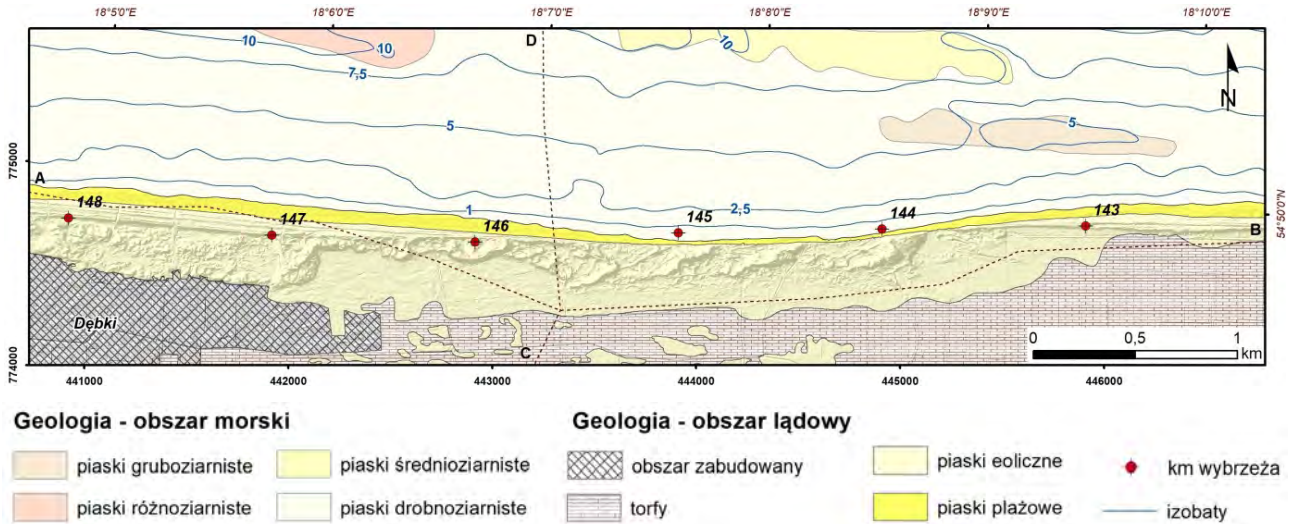
W ogólnym ujęciu nad południowym Bałtykiem dominują wiatry zachodnie. Największe prędkości wiatru są zazwyczaj związane z przechodzeniem silnych niżów. Układy te – a wraz z nimi silny wiatr – najczęściej występują zimą. Klimat falowy Morza Bałtyckiego jest uzależniony od dominującego kierunku wiatru, w związku z czym dominują fale z sektora zachodniego (SW, W, NW). Dane falowe reprezentatywne dla tego obszaru pochodzą ze Stacji Badawczej Instytutu Budownictwa Wodnego PAN w Lubiatowie, oddalonej o ok. 18 km na zachód (Ostrowski i in., 2016). Fale z sektora zachodniego występują przez ok. 50% roku, częściej niż fale z sektora wschodniego (NE, E, SE – 2%) i północnego (13,5%). Wiatry sztormowe (>15 m/s) oraz fale również przeważnie nadchodzą z kierunków SW, W i NW. Podczas silnych sztormów parametry fal głębokowodnych mogą przekraczać: $H_{max} > 7$ m, $H_s > 4$ m, $H_{mean} > 3$ m, $T_s > 9$ s, $T_{mean} > 8$ s. Dzięki obecności rew większość energii fal ulega rozproszeniu w strefie przybrzeżnej (Pruszek i in., 2011). W warunkach sztormowych prądy rozrywające w strefie przyboju osiągają prędkość do

0,5 m/s, natomiast największe prędkości prądów wzdłużbrzegowych sięgają 1,2–1,5 m/s. Roczny wzdłużbrzegowy transport osadów w strefie przybrzeżnej (do 650 m od brzegu), napędzany przez prądy wzdłużbrzegowe, wynosi ok. 111 000–145 000 m³/rok i jest skierowany z zachodu na wschód (Szmytkiewicz i in., 2021).

Poziom morza wzdłuż południowego wybrzeża Bałtyku wykazuje trend wzrostowy. Zgodnie z danymi z najbliższej stacji mareograficznej we Władysławowie (ok. 20 km na wschód od badanego obszaru), średni przyrost poziomu wody w latach 1951–2015 wynosił 2,04 mm/rok (Kowalczyk, 2019). Oprócz długoterminowego wzrostu poziomu morza, zdarzają się również gwałtowne zdarzenia, kiedy w ciągu kilku godzin w trakcie przejścia niżów sztormowych poziom wody może wzrosnąć o ok. 1,5 m powyżej średniego poziomu morza. Najwyższy zarejestrowany poziom wody we Władysławowie wyniósł 1,38 m powyżej średniego poziomu morza (Wiśniewski, Wolski, 2009).

Morfologicznie wybrzeże w badanym rejonie jest typu mierzejowego, z licznymi rewami w podbrzeżu oraz niziną rozciągającą się na zapleczu pasa wydm (ryc. 1, 2). Powierzchnia tej niziny leży na wysokości 0,7–1,5 m p.p.m. i jest porożciniana siecią rowów melioracyjnych. Bariera oddzielająca nizinę od morza jest stosunkowo wąska i niska. Szerokość plaży wynosi latem 40–50 m, a w czasie jesienno-zimowych sztormów zmniejsza się do 10–20 m. W kierunku lądu od plaży rozciąga się pas morfologicznie zróżnicowanych wydm. Wydma przednia o wysokości 3–5 m występuje tylko we wschodniej i zachodniej części omawianego odcinka. Środkowy fragment o długości ok. 2 km jest silnie zdegradowany i brak tam wydmy przedniej. Bezpośrednio za plażą występują wydmy osiągające do ok. 20 m wysokości – są to relikty wydm parabolicznych.

Strefa przybrzeżna (podwodny skłon brzegowy) ma szerokość 1,0–1,3 km i średni spadek ok. 1:100. W górnej części podbrzeża, do głębokości 5–6 m p.p.m., występują dwie do trzech niskich rew piaszczystych o względnej wysokości od 0,5 do 2,5 m. Pierwsza, najbliższa brzegu rewa jest zwykle silnie erodowana, słabo wykształcona i łączą



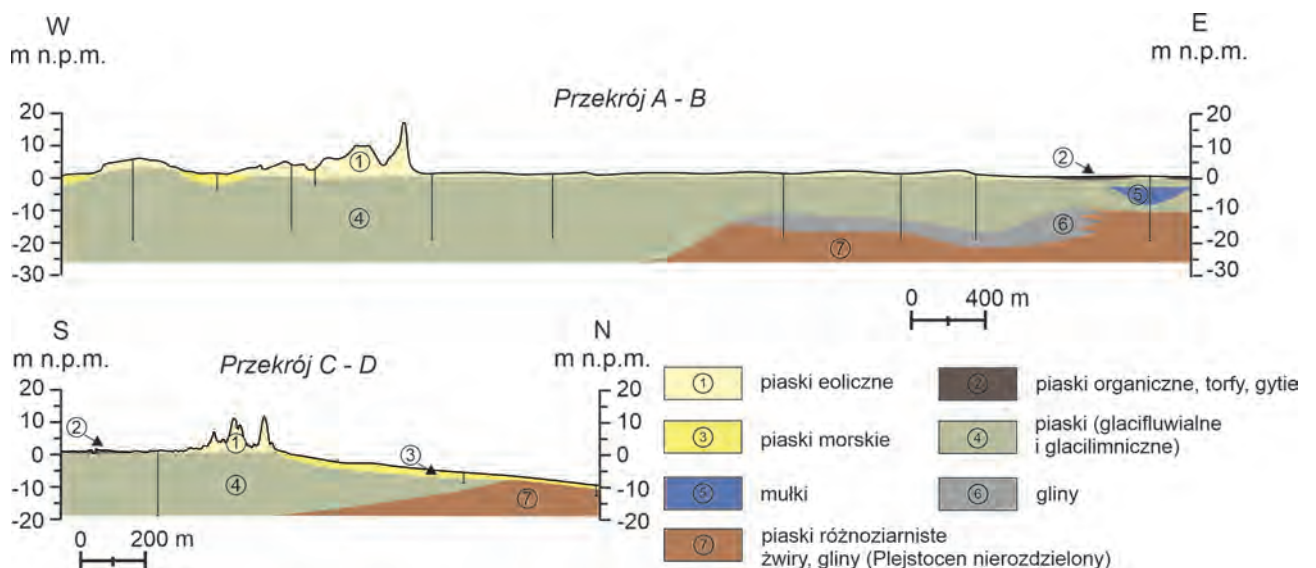
Ryc. 1. Mapa litogenetyczna omawianego obszaru (wg Uścińowicza i in., 2024, zmienione)

się z plażą. Druga rewa, położona w odległości ok. 150–200 m od brzoza, jest wyraźnie zaznaczona i niemal ciągła. Trzecia rewa, oddalona o ok. 400–500 m od brzoza, jest miejscami fragmentaryczna i przechodzi w lekko nachyloną na północ równinę piaszczystą. Ta równina tworzy dolną część skłonu brzożowego (podbrzoza) i sięga głębokości ok. 10–12 m p.p.m. Na tej głębokości strefa ta wykazuje wyraźną zmianę nachylenia. W północnej części badanego obszaru, poza równiną piaszczystą, na głębokości 12–20 m p.p.m. występują piaszczyste grzbiety połączone ze strefą przybrzożną. Osie obniżen między tymi grzbiętami są zorientowane NW–SE, czyli ukośnie względem brzoza.

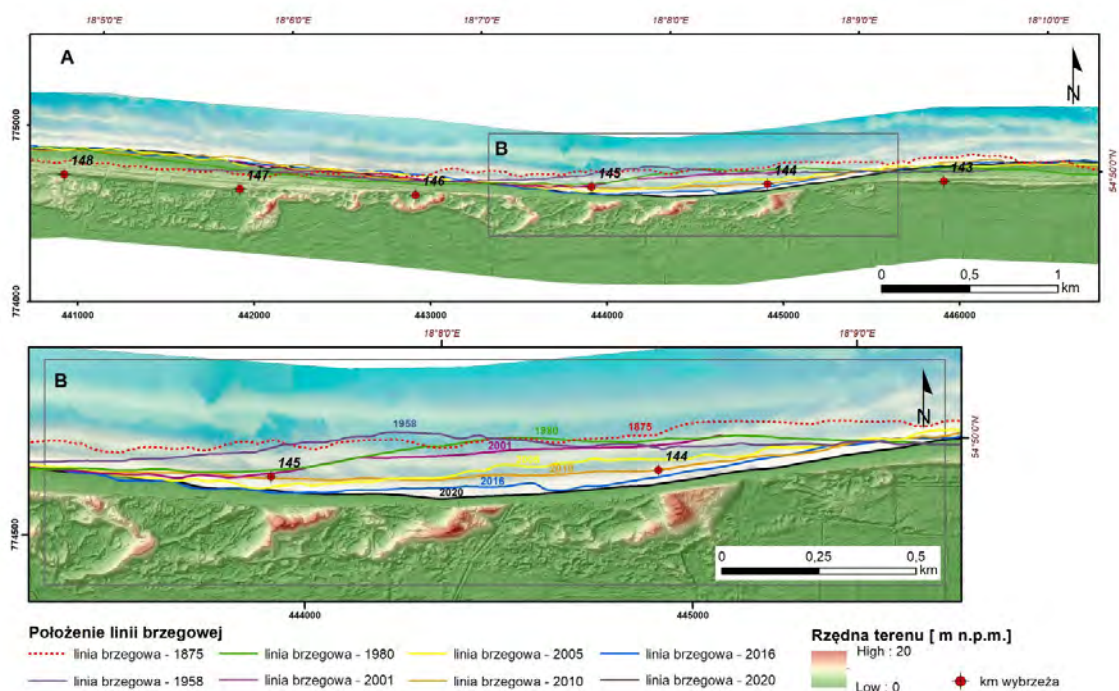
Część lądowa omawianego obszaru jest zbudowana z utworów czwartorzędowych o miąższości ok. 40–50 m. Składa się głównie z plejstocenijskiej serii piasków pochodzenia wodnolodowcowego i glacialimnicznego oraz glin.

Powierzchnię niziny pokrywają holocenijskie torfy o miąższości do 1,5 m. W strefie przejściowej między mierzeją a niziną torfy przeplatają się z cienkimi warstwami osadów sztormowych (Moskalewicz, 2016) i/lub piaskami eolicznymi (Uścińowicz i in., 2021).

Część morska omawianego obszaru charakteryzuje się zredukowanym profilem osadów plejstocenu, które zostały częściowo zerodowane podczas holocenijskiej transgresji morskiej. Pomimo tej erozji, budowa geologiczna plejstocenu jest zbliżona do opisywanej powyżej części lądowej. Nadległe osady holocenijskie składają się głównie z piasków morskich oraz miejscowo ze żwirów. Ich miąższość waha się od kilku centymetrów do 3–4 m (Uścińowicz, Szarafin, 2018). Największa miąższość występuje w obrębie rew i grzbięt piaszczystych. Formy te są zbudowane z piasków średnio- i drobnoziarnistych. W obniżeniach dna między rewami i grzbiętami występują piaski gruboziarniste



Ryc. 2. Przekroje geologiczne omawianego obszaru (wg Uścińowicza i in., 2024, zmienione)



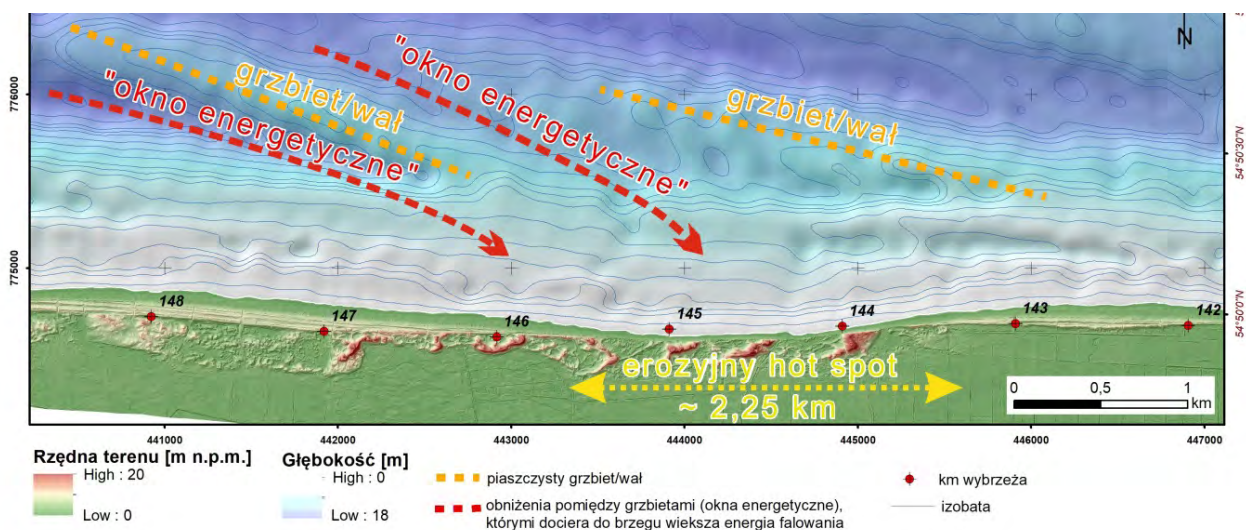
Ryc. 3. Zmiana położenia linii brzegowej na przestrzeni lat w omawianym terenie (wg Uścińowicza i in., 2024, zmienione)

ste, miejscami z domieszką żwiru. W tych miejscach miąższość osadów morskich jest lokalnie ograniczona do kilku centymetrów.

W tych dość typowych dla polskiego wybrzeża warunkach geologicznych można wyróżnić pewne cechy unikatowe. Zidentyfikowano tu miejsce o wyraźnie nasilonej erozji w porównaniu z otaczającym wybrzeżem, określane jako erozyjny hot-spot (EHS). Tego typu zjawiska są rzadkie, ale niezwykle istotne z punktu widzenia ochrony brzegu i planowania przestrzennego.

Linia brzegowa przyjmuje sinusoidalny przebieg, przy czym dodatnia amplituda odpowiada akumulacji, a ujem-

na – erozji. Między 143 a 146 kilometrem wybrzeża wyróżnia się wyjątkowo silnie erodowany odcinek (hot-spot), w obrębie którego od 2001 r. obserwuje się zwiększone tempo erozji (ryc. 3, 4). Od tego czasu tempo to uległo kilkukrotnemu wzrostowi, prowadząc do erozji wydm osiagających maksymalnie 19 m n.p.m. Zjawisko to jest efektem współdziałania czynników geologicznych, geomorfologicznych i hydrodynamicznych. Obniżenia pomiędzy piaszczystymi grzbietami zlokalizowanymi w podbrzeżu działają jak swoiste „okna energetyczne”. Niejednorodna rzeźba dna morskiego prowadzi do zróżnicowania pola falowego, co skutkuje lokalnymi różnicami w transformacji wysokości



Ryc. 3. Zmiana położenia linii brzegowej na przestrzeni lat w omawianym terenie (wg Uścińowicza i in., 2024, zmienione)

fal oraz w rozpraszaniu energii podczas ich załamywania. Kształt oraz orientacja obniżeń między piaszczystymi grzbietami sprawiają, że fale sztormowe załamują się bliżej brzegu niż na sąsiednich odcinkach wybrzeża.

Główną przyczyną przyspieszonej erozji w ostatnich dekadach jest wzrost liczby sztormów oraz zmniejszenie zasięgu i liczby dni z pokrywą lodową na morzu. Oprócz długookresowych zmian klimatycznych, istotną rolę odgrywają również nadzwyczajne zjawiska pogodowe, takie jak sztormy z lat 2004–2005, które mogą prowadzić do katastrofalnych zmian w obrębie brzegu w krótkim czasie.

Omawiany erozyjny „hot-spot”, zgodnie z klasyfikacją Krausa i Galgano (2001), można zaklasyfikować jako *translatory longshore sand waves*, z dominującym kierunkiem transportu osadu równoległym do brzegu. Jak sugeruje skala zjawiska, ma ono charakter lokalny, lecz prawdopodobnie wykazuje tendencję do przemieszczania się. Niezbędne są dalsze badania, aby jednoznacznie rozstrzygnąć tę kwestię.

Jeśli chodzi o przyczynę powstania tego hot-spotu, jest ona związana ze zmianami sezonowymi w klimacie falowym, oddziałującymi na nieregularną morfologię odmorskiej części strefy brzegowej oraz z lokalnym ogniskowaniem energii fal.

Pod względem czasu trwania, omawiany hot-spot należy do długotrwałych. Szacuje się, że EHS funkcjonuje już ponad sto lat.

LITERATURA

- KOWALCZYK K., 2019. Changes in mean sea level on the Polish coast of the Baltic Sea based on tide gauge data from the years 1811–2015. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, **16** (2) (194): 195–209.
- KRAUS N.C., GALGANO F.A., 2001. Beach erosional hot spots: Types, causes, and solutions. Coastal and Hydraulics Engineering Technical Note CHETN-II-44, U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS: 1–17.
- MOSKALEWICZ D., 2016. Torfowiska Mierzei i Niziny Karwieńskiej potencjalnym archiwum ekstremalnych zalewów sztormowych (The peatlands of the Karwia Barrier and Karwia Lowland as a potential archive of extreme storm floods). *Acta Geographica Lodziensia*, **105**: 141–148.
- OSTROWSKI R., SCHÖNHOFER J., SZMYTKIEWICZ P., 2016. South Baltic representative coastal field surveys, including monitoring at the Coastal Research Station in Lubiato, Poland. *Journal of Marine Systems*, **162**: 89–97. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2015.10.006>.
- PRUSZAK Z., OSTROWSKI R., SCHÖNHOFER J., 2011. Variability and correlations of shoreline and dunes on the southern Baltic coast (CRS Lubiato, Poland). *Oceanologia*, **53** (1): 97–120.
- SZMYTKIEWICZ P., SZMYTKIEWICZ M., UŚCINOWICZ G., 2021. Lithodynamic processes along the seashore in the area of planned nuclear power plant construction: A case study on Lubiato at Poland. *Energies*, **14** (6): 1636. <https://doi.org/10.3390/en14061636>.
- UŚCINOWICZ G., SZARAFIN T., 2018. Short-term prognosis of development of barrier-type coasts (Southern Baltic Sea). *Ocean & Coastal Management*, **165**: 258–267. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2018.08.033>.
- UŚCINOWICZ G., SZARAFIN T., PAŃCZEK U., LIDZBARSKI M., TARNAWSKA E., 2021. Geohazard assessment of the coastal zone – the case of the southern Baltic Sea. *Geological Quarterly*, **65** (5), <http://dx.doi.org/10.7306/gq.1576>.
- UŚCINOWICZ G., UŚCINOWICZ S., SZARAFIN T., MASZLOCH E., WIRKUS K., 2024. Rapid coastal erosion, its dynamics and cause – an erosional hot spot on the southern Baltic Sea coast. *Oceanologia*, **66** (2), 250–266. <https://doi.org/10.1016/j.oceano.2023.12.002>.
- WIŚNIEWSKI B., WOLSKI T., 2009. Katalogi wezbrań i obniżeń sztormowych poziomów morza oraz ekstremalne poziomy wód na polskim wybrzeżu [Catalogues of storm-generated sea level surges and falls and extreme water levels on the Polish coast]. Wydaw. AM, Szczecin.



03.

Zaopatrzenie w wodę dawnych
mieszkańców Gdańska oraz współczesne
problemy hydrogeologiczne
w obszarze miejskim

ZAOPATRZENIE W WODĘ DAWNYCH MIESZKAŃCÓW GDAŃSKA ORAZ WSPÓŁCZESNE PROBLEMY HYDROGEOLOGICZNE W OBSZARZE MIEJSKIM

Mirosław Lidzbarski¹

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza

INFORMACJE WSTĘPNE

Gdańsk od zarania dziejów jest położony na obszarze obfitującym w wodę. Dostarczają jej rzeki, potoki, kanały. Najważniejszymi rzekami są Wisła i Motława, inne ważne cieką to Kanał Raduni oraz liczne potoki, m.in.: Potok Siedlecki, Potok Oliwski, Strzyża, Potok Oruński, Rozwójka (Czarna Łacha). Także dostęp do wód podziemnych jest bardzo ułatwiony z uwagi na ich powszechność występowanie i niewielką głębokość zalegania w niektórych miejscach.

Woda od zawsze miała ogromne znaczenie dla Gdańska. Poza zaopatrzeniem w wodę pitną, dostęp do wody był ważny dla celów gospodarczych i sanitarnych, wpływał na rozwój miasta i jego funkcje.

Pozyskanie wody nadającej się do spożycia przysparzało jednak szereg problemów. Na przestrzeni wieków sytuacja kształtowała się różnie, zmieniała się w zależności od potrzeb i możliwości technicznych. Sprowadzana też była do miasta często ze znacznych odległości.

WCZESNE ŚREDNIOWIECZE

W dawnych wiekach mieszkańcy Gdańska czerpali wodę z Motławy. Jednak nie bardzo nadawała się do picia, ponieważ często była zasolona wodą morską, która okresowo wlewała się na skutek spiętrzeń sztormowych i północnych wiatrów lub zatorów lodowych na Wiśle. Ponadto Motława przepływała przez Żuławy Wiślane, gdzie osady organiczne delty Wisły negatywnie wpływały na jej jakość. Przy niskich oraz wysokich stanach wody rzeki mogły być także skażone bakteriologicznie.

Jedynym bezpiecznym źródłem zaopatrzenia w wodę pitną był Potok Siedlecki, który prowadził czyste wody z Pojezierza Kaszubskiego (obiekt hydrotechniczny nr 1 na ryc. 1). W pobliżu ujścia, w dolnym odcinku rzeka rozpyływała się na wiele ramion, tworząc wyraźną deltę (2). Odcinek wysunięty najdalej na północ wpadał bezpośrednio do Wisły. Niewykluczone, że południowa część potoku

przepływała przez Główne Miasto w osi ulicy Długiej. Jednak główny strumień płynął dzisiejszym Podwalem Staromiejskim i zaopatrywał gród oraz osady Starego Miasta skupione przy kościołach św. Katarzyny i św. Mikołaja. Wraz z rozwojem miasta rola Potoku Siedleckiego malała, ponieważ stan wód rzeki z biegiem lat pogarszał się. Przyczyniły się do tego pierwsze zakłady rzemieślnicze, które korzystały z wód potoku, ale jednocześnie doprowadzały do jego zanieczyszczenia.

Pomimo łatwego dostępu do wód podziemnych, ich jakość na terenie delty Wisły nie była najlepsza. Negatywny wpływ miały osady organiczne powszechnie występujące na terenie Żuław Wiślanych. W efekcie woda podziemna miała nieakceptowaną barwę i smak. Jak wykazały współczesne badania hydrogeologiczne, za taki stan rzeczy odpowiadała wysoka koncentracja żelaza (nawet powyżej 10 mg/l) i manganu (>0,5 mg/l). Tak więc w pierwszych wiekach osadnictwa wody podziemne można było eksploatować w ograniczonym zakresie tylko na stożku napływowym Potoku Siedleckiego, gdzie jakość wód była nieco lepsza. Jednak z uwagi na brak izolacji od powierzchni terenu i płytkie występowanie, woda gruntowa ulegała szybko zanieczyszczeniu. Przyczyniał się do tego przede wszystkim sposób odprowadzania ścieków sanitarnych, wprost do gruntu.

PÓŹNE ŚREDNIOWIECZE I CZASY NOWOŻYTNE

Pierwotny, prosty sposób zaopatrzenia w wodę pitną i potrzeby gospodarcze we wczesnym średniowieczu w Gdańsku, typowy dla wszystkich miast Europy, zakończył się wraz z przejściem Gdańska przez Krzyżaków. Z ich inicjatywy ok. 1338 r. został wybudowany Kanał Raduni (3), zwany w tamtym czasie Kanałem Młyńskim. Powstał głównie w celu rozwoju gospodarczego Gdańska, napędzając młyny, kuźnie, tartaki itp. Z tego okresu pochodzi Wielki Młyn znajdujący się przy ul. Rajskiej. Drugą funkcją potoku



Ryc. 1. Trasa wycieczki z punktami postojowymi i obiektami hydrotechnicznymi. W tle: Mapa Gdańska, wydanie z 1809 r., ze zbiorów Ireneusza Krzywickiego. Źródło: Archiwalne mapy Pomorza Gdańskiego <http://www.mapy.eksploracja.pl/>

ku było zaopatrzenie zamku Krzyżackiego i Starego Miasta w czystą wodę do spożycia. Swoją drogę kanał rozpoczął we wsi Juszkowo (ok. 12 km od Gdańska), gdzie za pomocą śluzy przejmował wody rzeki Raduni i wzdłuż krawędzi wysoczyzny doprowadzał je aż do Gdańska. W ślad za tą inwestycją inżynierską na terenie miasta powstała pierwsza sieć wodociągowa zasilana wodami kanału. Składała się z dwóch systemów:

- woda do celów spożywczych płynęła systemem drewnianych rur, ukrytych pod ziemią. Były to drążone bale (najczęściej sosnowe), łączone metalowymi kołnierzami, a ich odbiornikami były rząpia rozmieszczone wzdłuż ulic;
- drugi system służył celom gospodarczym, rozprowadzał wodę naziemnymi korytami zabezpieczanymi osłoną z dylów.

Wielu badaczy starego Gdańska utrzymuje, że w tamtym czasie miasto było zaopatrywane w wodę do celów pitnych także trzecim systemem, który dostarczał wodę z Potoku Siedleckiego.

Przez kolejne dwa stulecia Gdańsk rozwijał się gospodarczo i znacznie zwiększyła się liczba ludności. Dokończono zostały główne zręby architektoniczne Głównego oraz Starego Miasta z ciągiem ulic wraz z zabudową. W ślad za tym rosło zapotrzebowanie na wodę pitną oraz do celów gospodarczych. System dostarczania wody i układ wodociągowy, który powstał w XIV w., nie spełniały jednak swojej roli. Na początku XVI w. wody Kanału Młyńskiego (Raduni) oraz Potoku Siedleckiego były obciążone zanieczyszczeniami z licznych zakładów rzemieślniczych: garbarni, farbiarni, browarów, foluszy. Także woda podziemna w obrębie delty Potoku Siedleckiego była w zasadzie nie do wykorzystania z uwagi na skażenia sanitarne. W efekcie w XVI w. drastycznie pogorszył się stan higieniczny miasta. W 1524 r. „morowe powietrze” pozbawiło życia ponad dziewięć tysięcy gdańszczan, a w 1529 r. sześć tysięcy. Epidemie nie tylko dziesiątkowały ludzi, ale powodowały zamieranie miasta, zanikał handel i produkcja.

Kolejną inwestycją wodociągową, która miała poprawić gospodarkę wodną w Gdańsku, było wybudowanie nowego kolektora wodnego (4). Umiejscowiony w ciągu współczesnej ulicy Kartuskiej, dostarczał wodę ze stawu w pobliskiej wsi Siedlce (obecnie dzielnica Gdańska). Staw był zasilany wodami z Jeziora Jasień oddalonego ok. 7 km od Głównego Miasta. Znaczna różnica wysokości zapewniała spływ grawitacyjny wód oraz odpowiednie ciśnienie. Przywilej czerpania wody z Jeziora Jasień nadał Gdańskowi Zygmunt I Stary. Szybko okazało się jednak, że aby rozprzewadzić wodę do wszystkich odbiorców w mieście potrzebna jest stacja pomp z wieżą ciśnień. I tak powstał Kunszt Wodny (5) napędzany wodami Kanału Raduni, który podnosił wodę, dostarczaną ze stawu w Siedlcach oraz (być może) częściowo z Potoku Siedleckiego, na odpowiednią wysokość. W ten sposób, systemem rur drewnianych, woda była dostarczana do wielu kamienic w Głównym Mieście oraz publicznych źródeł (rząpi). W tym samym czasie woda z Kunsztu Wodnego zasilala publiczny wodotrysk na Długim Targu zastąpiony na początku XVII w. Fontanną Neptuna (6). Przez kolejne stulecie system zdawał egzamin i zapewniał wystarczające dostawy zdrowej, czystej wody mieszkańcom Gdańska.

REWOLUCJA PRZEMYSŁOWA I CZASY WSPÓŁCZESNE

Nowy impuls w rozwoju gospodarczym Gdańska przyniósł wiek XIX. Zapotrzebowanie na wodę do celów pitnych, ale przede wszystkim gospodarczych po raz kolejny w dziejach Gdańska znacząco wzrosło. Istniejący system zaopatrzenia oparty na wodach Potoku Siedleckiego i Jeziora Jasień nie mógł sprostać tym wyzwaniom. Niedoborom wody towarzyszył pogarszający się stan sanitarny miasta z uwagi na brak kanalizacji. Dlatego władze miasta przy wsparciu inżynierów oraz przedsiębiorców zaprojektowały i wybudowały nowoczesny system zaopatrzenia w wodę oraz system odprowadzania i oczyszczania ścieków sanitarnych. Przeprowadzone badania hydrologiczne wykazały, że w odległości 14 km od Gdańska w Pręgowie są wydajne źródła. Postanowiono wybudować ujęcie drenazowe oraz magistralę wodociągową doprowadzającą wodę do Gdańska (7). Budowę zakończono w 1869 r. Dzięki różnicy wysokości woda spływała samoczynnie i dostarczała znaczące ilości wody – ok. 390 m³/h, które w tamtym czasie w pełni zaspokajały potrzeby miasta. W kolejnych latach wybudowano zbiornik na wodę „Stara Orunia”, który magazynował i dystrybuował wodę do miasta w miarę zapotrzebowania. Po wiekach zmagania Gdańsk otrzymał wydajne ujęcie czystej źródlanej wody o znacznej wydajności.

Zmiany zachodzące w końcu XIX i na początku XX w. wymusiły budowę kolejnych ujęć wód podziemnych. Z początku były to ujęcia drenazowe, np. w rejonie ulicy Polanki w Gdańsku-Oliwie. W kolejnych latach powstawały ujęcia głębinowe obsługujące dzielnice otaczające Główne i Stare Miasto: „Zaspa Wodna”, „Abrahama”, „Dolina Radości”, „Leśny Młyn”, „Ołowianka”, „Sobieskiego” i „Grodza Kamienna” (8). Po II Wojnie Światowej istniejące ujęcia zostały odnowione, a w miejscach nowych dzielnic powstawały kolejne ujęcia o dużej wydajności, np. „Czarny Dwór”, „Lipce”, „Osowa”. Możliwości eksploatacyjne każdego z nich przekraczały 1000 m³/h. Prócz tego budowano lokalne ujęcia zaopatrujące nowopowstające osiedla mieszkaniowe, np. „Złota Karczma”, „Zakoniczyn”, „Smęgorzyno”, „Klukowo”, „Matarnia”.

Należy także nadmienić, że oprócz ujęć głębinowych, Gdańsk obecnie wspomaga jedno ujęcie wód powierzchniowych wybudowane w 1986 r. na Zbiorniku Goszyńskim w Straszynie.

SZCZEGÓLNE CECHY GDAŃSKIEGO SYSTEMU WODONOŚNEGO

Główne obszary zasilania gdańskiego systemu wodonośnego są zlokalizowane w centralnej części Pojezierza Kaszubskiego, skąd spływają w kierunku Zatoki Gdańskiej. Główne strumienie są formowane w przepuszczalnych osadach czwartorzędowych, neogenu, paleogenu i kredy górnej. Zasadniczą bazę drenażu wielopiętrowego systemu wodonośnego stanowią Żuławy Wiślane. Położenie Gdańska na tym obszarze zapewnia dostęp do znacznych zasobów wód podziemnych w każdym piętrze wodonośnym. Bazując na nich ujęcia komunalne i zakładowe Gdańska. W ostatnich dekadach obserwuje się proces redystrybucji poboru wód podziemnych z ujęć nadmorskich i deltowych do ujęć wysoczyznowych, zlokalizowanych w zachodniej części miasta.

Istotnym zagrożeniem dla wód podziemnych eksploatowanych na ujęciach nadmorskich jest możliwość ingresji wód morskich do warstw wodonośnych. W przeszłości dotknęło to jedno z większych ujęć komunalnych, „Grodzė Kamienną”, które w 1990 r. zostało wyłączone z eksploatacji na skutek zasolenia wód (8). Niektóre ujęcia nadmorskie są poddane także presji ze strony zanieczyszczeń historycznych.

Zmiany polityczne i gospodarcze pod koniec XX w. skutkowały znaczącą redukcją zapotrzebowania na wody podziemne. Zachodzące zmiany hydrodynamiczne w wodach podziemnych wpłynęły na stateczność geotechniczną wielu obiektów historycznych. Problem ten pogłębiły odwodnienia budowlane związane z rozwojem urbanistycznym Gdańska. Sytuacja ta została jednak opanowana i jest na bieżąco monitorowana przez odpowiednie instytucje

miejskie odpowiedzialne za środowisko i gospodarkę wodną (9).

Współczesny miejski system zaopatrzenia w wodę w pełni zaspokaja potrzeby komunalne i przemysłowe. Gdańsk jest wyjątkowym przykładem dbałości o bezpieczeństwo wodne. Posiada dwa alternatywne systemy zaopatrzenia. Podstawowy jest oparty o ujęcia wód podziemnych, natomiast awaryjny system korzysta z wód powierzchniowych i w razie sytuacji kryzysowej potrafi w znacznej części zastąpić wody podziemne. Zasoby eksploatacyjne obu systemów znacznie przekraczają bieżące zapotrzebowanie na wody do celów komunalnych. Rozwinięty system monitoringów osłonowych i regionalnych oraz strefy ochronne ustanowione wokół ujęć komunalnych zapewniają skuteczną ochronę zasobów wodnych na bieżące potrzeby i dla następnych pokoleń.

SPIS TREŚCI

▶ SESJE TERENOWE

01. Z GEOLOGICZNEJ HISTORII ŻUŁAW WIŚLANYCH I MIERZEI WIŚLANEJ	7
Wprowadzenie	
<i>Regina Kramarska</i>	9
Delta Wisły w zarysie	
<i>Joanna Zachowicz, Wojciech Jegliński, Ewa Tarnawska</i>	10
PUNKT 1 (w drodze, Gdańsk–Letnica)	
Tunel drogowy pod Martwą Wisłą	
<i>Beata Jaworska-Szulc</i>	15
PUNKT 2 (Westerplatte)	
Rozwój brzegu morskiego w rejonie Gdańska	
<i>Wojciech Jegliński</i>	19
Z historii Westerplatte	
<i>Joanna Zachowicz, Urszula Pączek</i>	24
PUNKT 3 (Wyspa Sobieszewska)	
Holocenijskie złoża bursztynu bałtyckiego (sukcynitu) nad Zatoką Gdańską	
<i>Regina Kramarska</i>	28
PUNKT 4 (Kanał Nowy Świat – przekop Mierzei Wiślanej)	
Mierzeja Wiślana	
<i>Krzysztof Ninard, Artur Górecki, Anna Hrynowiecka</i>	32
02. WYKORZYSTANIE BAZY SUROWCOWEJ DNA MORZA ORAZ STAN I PERSPEKTYWY ROZWOJU POLSKIEGO WYBRZEŻA BAŁTYKU	41
Wprowadzenie	
<i>Grzegorz Uścińowicz</i>	43
PUNKT 1 (Gdynia – Klif Orłowski)	
Budowa geologiczna Klifu Orłowskiego	
<i>Robert J. Sokołowski</i>	44
Klif Orłowski – geozagrożenia i ochrona	
<i>Karolina Czarnecka</i>	56
PUNKT 2 (w drodze, Puck „Kaczy Winkiel”)	
Zalew Pucki	
<i>Grzegorz Uścińowicz</i>	59
PUNKT 3 (Władysławowo – Energobaltic)	
Wykorzystanie gazu ziemnego ze złóż bałtyckich – technologie przesyłu podmorskiego i korzyści ekologiczne	
<i>Artur Kałmucki</i>	62
PUNKT 4 (Rezerwat przyrody Widowo – wybrzeże Bałtyku)	
Stan i perspektywy rozwoju wybranych punktów Wybrzeża Słowińskiego	
<i>Grzegorz Uścińowicz</i>	64
03. ZAOPATRZENIE W WODĘ DAWNYCH MIESZKAŃCÓW GDAŃSKA ORAZ WSPÓŁCZESNE PROBLEMY HYDROGEOLOGICZNE W OBSZARZE MIEJSKIM	69
Zaopatrzenie w wodę dawnych mieszkańców Gdańska oraz współczesne problemy hydrogeologiczne w obszarze miejskim	
<i>Mirosław Lidzbarski</i>	71



Polskie Towarzystwo Geologiczne
ul. Gronostajowa 3A, 30-387 Kraków
tel.: 012-664-44-10, 799-070-170
e-mail: ptg@uj.edu.pl

ptgeol.pl

ISBN 978-83-68623-49-9